

# Grönland – história, geológia, geofizika és glaciológia

KISS J.<sup>1,®</sup>, CSATHÓ B.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ),  
1145 Budapest, Columbus u. 17–23., Hungary

<sup>2</sup>University at Buffalo, SUNY, Buffalo, NY, USA

<sup>®</sup>E-mail: kiss.janos@mbfsz.gov.hu

Egy távoli földrész, a jégpáncéllal fedett Grönland területére viszi el cikkünk az olvasót. A sarkvidéki körülmények és az állandó jégtakaró miatt ezen a nehezen hozzáférhető területen is egyre gyarapodnak a távérzékelési és geofizikai adatok, amelyek lehetővé teszik a földtani kutatásban a komplex megközelítést.

Egyrészt lemeztectonikai aspektusok (óceáni hátság, hotspot), másrészt arktikus jelenségek (zord klíma, jégsapkák, gleccserek) határozták meg Grönland fejlődését. Szárazföld és óceán, tűz és jég, geofizika és geológia, továbbá klíma és következményei (az emberi történelemre) jelennek meg, remélhetőleg mindenki számára élvezhető formában a következő néhány oldalon.

## Kiss, J., Csathó, B.: Greenland – history, geology, geophysics and glaciology

Greenland, this ice-covered, faraway continent is the topic of this study. Different remote sensing and geophysical measurements have supplemented the geological exploration work of this large island, characterized with arctic conditions and covered by the Greenland Ice Sheet. The remote sensing and geophysical observations allow us to apply a complex approach to data processing and interpretation.

On the one hand, elements of plate tectonics (mid-oceanic range, hotspot), on the other hand, manifestations of arctic climate (ice sheets and glaciers) contributed to the evolution of Greenland. Land and ocean, ice and fire, geophysics and geology as well as climate with its consequences (on the human history) form the basis of the study appearing on the following pages.

*Beérkezett:* 2018. június 14.; *elfogadva:* 2018. szeptember 14.

## Előszó

Szerzőtársammal, Csathó Beátával (aki most professzor a Buffalói Egyetemen) az együttműködés nem új keletű. 1986-ban, mikor egyetemi tanulmányaim után elkezdtem dolgozni az ELGI-ben, az ő kutatócsoportjába kerültem. Terepi geofizikai elektromágneses mérésekkel kezdtük, majd légi geofizikai mérésekkel folytattuk, ennek kapcsán én visszanyúltam az egyetemi szakdolgozatom témájához, a mágneses (légi mágneses) mérési adatok feldolgozásához és interpretációjához. Bea segítségemre volt, az ezzel kapcsolatosan megjelent cikkeket – amelybe belebotlott – átadta nekem. Ezzel tudtán kívül (vagy tudatosan) megalapozta azt a szakmai tevékenységet, amelyet a mai napig folytatok.

A légi geofizika, távérzékelés, komplex adatfeldolgozás útján haladtunk előre, ötvözve az angolszász szakirodalom eredményeit és az alapos orosz kutatási módszertant.

Hamar felismertük egymás erőnyeit (és/vagy hátrányait), jól kiegészítettük egymást, ami megnyilvánult az Antarktisz „Tamara” kutatási projektjében, illetve most Grönland tanulmányozása, kutatása közben.

Ez a cikk a Grönlanddal kapcsolatos szakmai beszélgetéseink és konzultációnk részterméke. Bea kutatótársaival együtt a jégvastagság változásának vizsgálatával foglalkozik, elsősorban távérzékelési módszerekkel, mely által a klímaváltozás hatását vizsgálja (pl. Schenk, Csathó 2012, Csathó et al. 2014, Schenk et al. 2014).

Egy ilyen komplex jelenség tanulmányozásakor természetesen a földtanhoz is vissza kell nyúlni, és ez Grön-

landon, geofizika nélkül nem megy. Hamar felismerve és emlékezve közös munkáinkra, bevont engem is e távoli földrész geofizikai kutatásába. Próbáltuk kutatási projektek vagy pályázatok segítségével tervezni a közös munkát, de a távolság, az adminisztrációs nehézségek és az eltérő idejű elfoglaltságaink ezt egyelőre lehetetlenné tették.

A több kilométeres jégsapkával fedett Grönland kutatása azonban olyan szakmai kihívás, illetve érdekes földtani feladat, amely elől az ember – ha szereti a szakmáját – nem futamodik meg. A jég vastagságának változása a meglévő adatok alapján úgy tűnik, nem csak a klíma változásának, hanem egy sokkal összetettebb rendszer – a glaciológia, geomorfológia, geológia, klimatológia – együttes működésének köszönhető.

Az új ismeretek megszerzéséhez azonban mérési adatokra, feldolgozásokra és értelmezésekre van szükség, ennek geofizikai részéből mutatunk be egy (vagy több) szeletet a továbbiakban.

## Bevezetés

Grönland területe 2 millió km<sup>2</sup>, Európával összevetve területe lefedné a Balkántól a Baltikumig terjedő sávot (1. ábra), azaz Kelet-Európa jelentős részét.

Lakossága, a zord klíma miatt, 56 000 fő körül mozog. Néhány település van csak a szigeten, elsősorban a tenger-

parti részeken. Grönland földtörténete 3 800 millió év, jelentős ásványi nyersanyagkincs valószínűsíthető a területén, ami a klímának köszönhetően, nagyon nehezen hozzáférhető.

## Történelmi háttér

Grönland ismert történelme kezdetekben szorosan összefonódott a vikingek történelmével, ezért ezzel kell kezdeni a bemutatást.

A viking szó nem adott nemzetet jelöl, hanem inkább egy bizonyos foglalkozást. Első írásbeli említése az angol-szász krónikában található, mint „wicingas”, amely pejoratív melléközöngé nélkül kalózkodással foglalkozó harcos tengerészt jelent (vö. Wikipédia).

A vikingek skandináv származású kereskedők, hajósok és harcosok, akik a 8. és a 11. század között indultak rablóportyáikra vagy hódító hadjárataikra. Ismertek még „normann” (l. Anglia), „russ” (l. Oroszország – ebből származik a „Russia” név) vagy „varég” néven is Északkelet-Európában (Szolovjov 1879).

A szorosan vett viking kor kezdete pontosan meghatározható, mert az első, nagy visszhangot verő támadás a Lindisfarne kolostor (Brit szigetek) ellen 793-ban volt. A viking kor végét már nem lehet egy adott eseményhez kötni, de nagyjából egybeesik a kereszténység felvételének lezárásával a 11. század végén.



1. ábra | Grönland mérete Európához képest  
Figure 1 | Size of Greenland compared to Eastern Europe

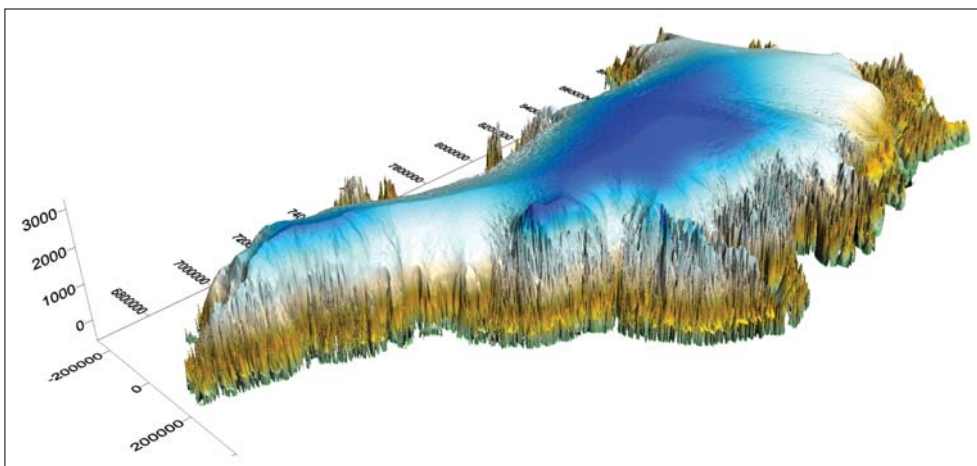
E két időpont között, a viking harcosok rettegésben tartották egész Nyugat- és Dél-Európát. Meghódították Anglia és Írország nagy részét, Normandiát, a mai Franciaország területét (Normandia első királya viking volt), nagy szerepet játszottak a Dél-Itália, Szicília államháromszögében és az Orosz Birodalom (az Északi és a Kijevi Rusz államalakulatok) létrehozásában. A nagy kelet-európai folyamokon eljutottak a Fekete- és a Kaszpi-tengerre, kereskedtek Bizánccal, Perzsiával, és például Jeruzsálem királyának viking testőrsége volt. Mellesleg felfedezték és benépesítették Izlandot, amelynek ők adták nevet (l. Függelék). *Grönlandot 982-ben fedezte fel a viking Vörös Erik, ő nevezte el „zöld föld”-nek, több száz évig álltak fenn településeik az őslakos eszkimó népek mellett.*

A vikings – az európaiak közül elsőként – eljutottak Észak-Amerikába, első telepüket Vinlandnak nevezték el, az ott termő szőlő után. Nem tudtak azonban tartósan megtelepedni, így Amerika felfedezése nem hozzájuk kötődik.

## Domborzat

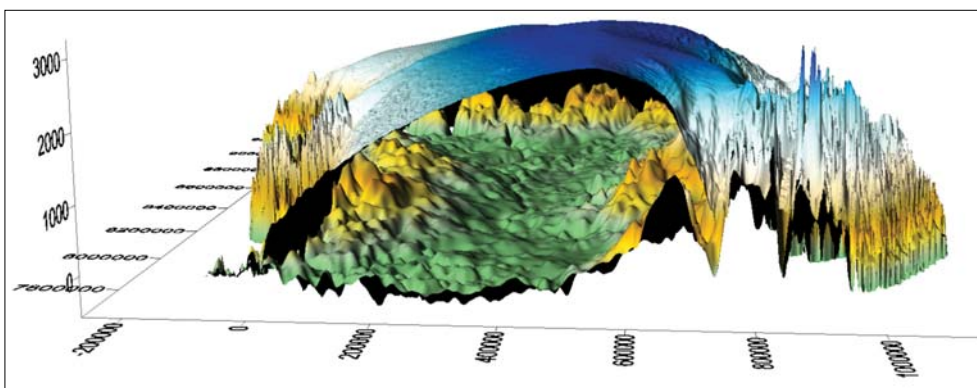
Grönland teljes egészében az észak-amerikai lemezen fekszik. Valamikor egy szárazföldi kontinenst alkotott Észak-Amerikával és Euráziával és csak a kréta–paleogén idején az atlanti-óceáni riftesedésnek köszönhetően kezdett szétnyílni először a Labrador-tenger vonalában (ÉNy–DK), majd később a ma ismert atlanti-óceáni riftzóna mentén (É–D).

Nyugati és keleti partvidéke hegyvidék, amely az Izland felőli oldalon közel 4 000 m magasságot is eléri (Grönlandi Kaledóniai Hegységrendszer). Csak a partvidék, a sziget területének mintegy 10%-a jégmentes, egy part menti sáv, amelynek a szélessége ÉK-en és DNy-on a legnagyobb. A távolság a partvonal és a jégtakaró pereme között eléri a 170–200 km-t. Közvetlen földtani kutatásra csak ebben a vékony sávban van lehetőség. Grönland belsejét állandó, 1,7 millió km<sup>2</sup> területű és 1500–3000 m vastagságú jégtakaró borítja (2., 3. ábra).



2. ábra | Grönland 3D domborzata, kőzetek (zöld-barna színek) és a jégtakaró (fehér-kék színek) DK-ről nézve (tengelyek méterben)

Figure 2 | Three-dimensional surface relief of Greenland (outcrops: green-brown, ice: white-blue colours) viewed from SE



3. ábra | Grönland 3D domborzatának Ny-K irányú függőleges metszete, domborzat (zöld-barna) jégtakaró (fehér-kék színek)

Figure 3 | Three-dimensional W-E oriented transect of Greenland (bedrocks: green-brown, ice surface: white-blue colours)



4. ábra | Nyáron a grönlandi jég felületén kialakuló időszakos folyó (fotó: <http://costadelsomagazin.com/content/gronlandi-jeg-ellenall-klimavaltozasnak>)

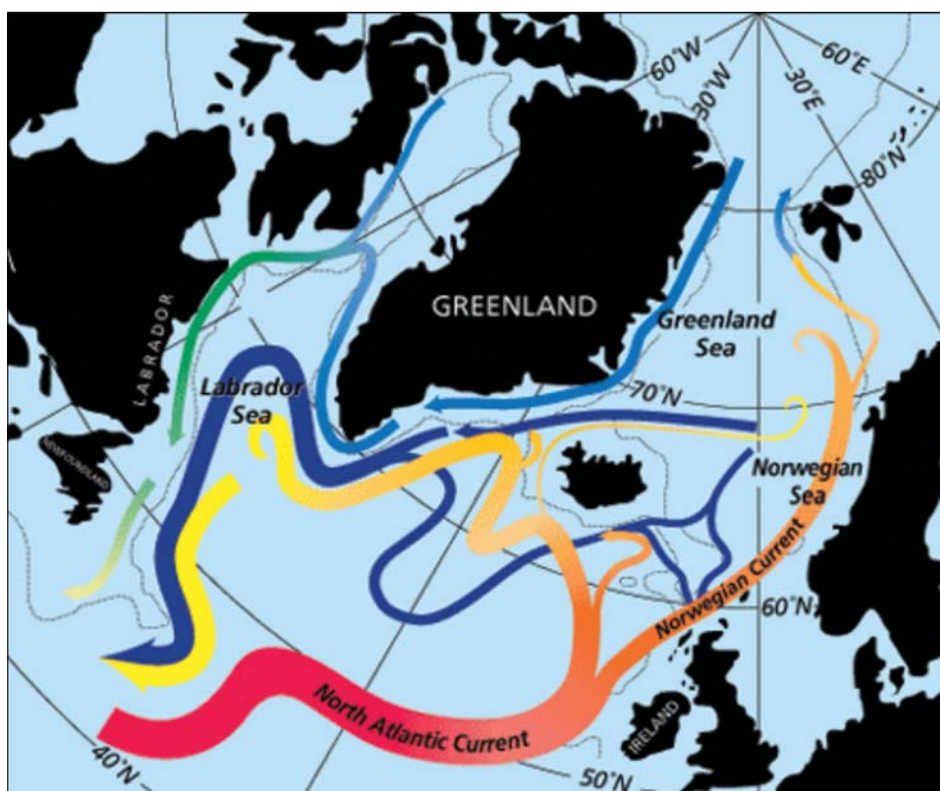
Figure 4 | Seasonal river on the Greenland Ice Sheet in summer

A jégtakaróból kiálló csupasz sziklacsúcsok a sziget keleti oldalán a legmagasabbak (3 970 m). Grönland domborzatát lejtős tömegmozgások, folyóvízi és glaciális erózió egyaránt alakították. Például, a NASA légi radarmérései segítségével Bamber és szerzőtársai (2013) egy 750 km hosszú, helyenként 800 m mély kanyont fedeztek fel a jég alatt, a 72. és 80. szélességi fokok magasságában. Értelmességük szerint a kanyont folyóvíz vágta ki több millió évvel ezelőtt, amikor még nem borította jég a felszín (1. később).

A sziget belsejének felszíne a jég nyomása miatt 300 m-rel a tengerszint alatt fekszik. Állandó felszíni vízfolyás csak egy szűk, part menti sávban a belföldi jég és a tenger között van, illetve a jég tetején, a nyári olvadások időszakában (4. ábra).

A hatalmas jégtakaró lassú és nem egyenletes mozgásban van a sziget szélei felé, és így az alján befagyott kőzet-törmelékkel állandóan erodálja a felszín. Völgyek, gleccserek csak a partvidéken alakulhattak ki. A borjadzó gleccserek homlokzatán a jég a nyári évszakban néha óriási tömegben zuhan a tengerbe, hogy azután hatalmas darabokban (jéghegyek), úszva folytassák útjukat D felé. Évente mintegy 450–550 gigatonna ( $\text{km}^3$ ) víz kerül a tengerbe jéghegyek formájában (Benn et al. 2017). Az úszó jéghegyek és Grönland délnyugati partjáig eljutó Irming-áramlás (5. ábra) okozta gyakori köd veszedelmet jelent a hajózás számára.

Grönland keleti partja mentén dél felé folyik a Kelet-Grönlandi Áramlat, amely hideg és kevésbé sós vizet szállít



5. ábra | Tengeráramlatok (piros-sárga átmenet kihűlő, kék-zöld átmenet felmelegedő tengeráramlás) az Atlanti-óceán É-i felén (Észak-atlanti vagy Irming-áramlás pirossal, Kelet-grönlandi áramlás késsel és Nyugat-grönlandi áramlás kék-zölddel)

Figure 5 | North Atlantic Ocean current map (red-yellow getting cold, blue-green warming currents)

(5. ábra). A nyugati part mentén észak felé folyik a Nyugat Grönlandi Áramlat a Davis-szoros felé; az áramlat egy része összekapcsolódik a Labrador-áramlattal, míg másik része tovább halad a Baffin-öbölbe. A nyugati parton, 68° N-nál ömlik a tengerbe a Jacobshavn-gleccser, amely évente 1400 db jéghegyet „borjadzik”. Ez az északi féltéken a legnagyobb gleccser.

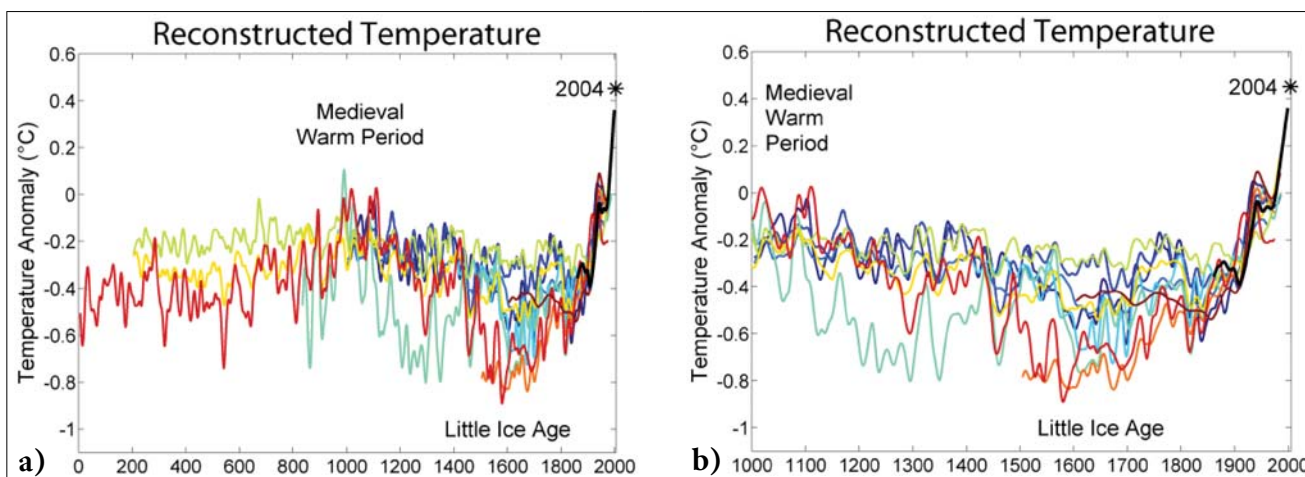
## Éghajlat, klíma

Grönland éghajlata arktikus. A legmagasabb hőmérséklet 10–18 °C körüli a déli területeken, és 5–10 °C északon, de ez csak rövid ideig tart. Az időjárás többnyire nedves és szeles, és gyorsan változik. A partok közelében gyakori a ködképződés. Grönland északi része csapadékban annyira

szegény, hogy „sarki sivatag”-nak tekinthető. Eső csak Grönland déle részén esik. Hóesés bármelyik hónapban előfordulhat, gyakoribb a déli és nyugati területeken, mint északon. Éves mennyisége 25–110 cm, délnyugaton a 400 cm-t is meghaladja (Ettema et al. 2009). A belföldi jégár központi részén, a hó nem elolvad, hanem inkább szublimál.<sup>1)</sup> Nyáron nagy mennyiségű jég olvad el az alacsonyabban fekvő területeken (ablációs zóna), ahol gyakran alakulnak ki időszakos folyók a jég felszínén (4. ábra).

A tél októbertől márciusig tart, ezalatt a Nap az északi területen hónapokig nem emelkedik a láthatár fölé. Délen a hőmérséklet –20 °C körüli, északon –40 °C is lehet, ami akár hetekig tarthat. Májustól július közepéig a sarkkörön túl a Nap nem nyugszik le.

Ha a globális felmelegedés trendje folytatódik és Grönland jégtakarója elolvadna, akkor a tenger szintje 30 év alatt



6. ábra 2000, illetve 1000 év rekonstruált hőmérséklet-változásai különböző források alapján (források alább)  
Figure 6 Reconstructed temperature of the last 2000 and 1000 years (references see below, from Wikipedia)

(sötétkék 1000–1991): P. D. Jones, K. R. Briffa, T. P. Barnett, S. F. B. Tett (1998): High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: Interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures. *The Holocene*, 8, 455–471. doi: 10.1191/095968398667194956

(világoskék 1000–1965): Crowley and Lowery (2000): Northern Hemisphere Temperature Reconstruction. *Ambio* 29, 51–54. Modified as published in Crowley (2000): Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science*, 289, 270–277. doi: 10.1126/science.289.5477.270

(türkizkék 831–1992): J. Esper, E. R. Cook, F. H. Schweingruber (2002): Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, 295/5563, 2250–2253. doi:10.1126/science.1066208

(sárga 200–1995): P. D. Jones, M. E. Mann (2004): Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics*, 42, RG2002. doi: 10.1029/2003RG000143

(piros 1–1979): A. Moberg, D. M. Sonechkin, K. Holmgren, N. M. Datsenko, W. Karlén (2005): Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 443, 613–617. doi: 10.1038/nature03265

(fekete 1856–2004): Instrumental data was jointly compiled by the Climatic Research Unit and the UK Meteorological Office Hadley Centre. Global Annual Average data set TaveGL2v

(kék 1000–1980): M. E. Mann, R. S. Bradley, M. K. Hughes (1999): Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters*, 26/6, 759–762

(halványkék 1402–1960): K. R. Briffa, T. J. Osborn, F. H. Schweingruber, I. C. Harris, P. D. Jones, S. G. Shiyatov, S. G. E. A. Vaganov (2001): Low-frequency temperature variations from a northern tree-ring density network. *J. Geophys. Res.*, 106, 2929–2941

(zöld 200–1980): M. E. Mann, P. D. Jones (2003): Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, 30/15, 1820. doi: 10.1029/2003GL017814

(narancssárga 1500–1980): S. Huang (2004): Merging information from different resources for new insights into climate change in the past and future. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13205. doi:10.1029/2004GL019781

(vörös 1600–1990): J. H. Oerlemans (2005): Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308, 675–677. doi: 10.1126/science.1107046

4 m-rel megnövekedne, s a víz elöntené New York-ot, Los Angeles-t, Londont, Koppenhágát, Szentpétervárt, Murszankot, Odesszát, Vlagyivosztokot (Blinnikov 2011).

Az éghajlat Grönlandon jelentős változásokon ment keresztül az idők folyamán. 70 millió éve Grönland területét még nem borította jég. Ma viszont a sziget nagyobbik részét állandó jég borítja.

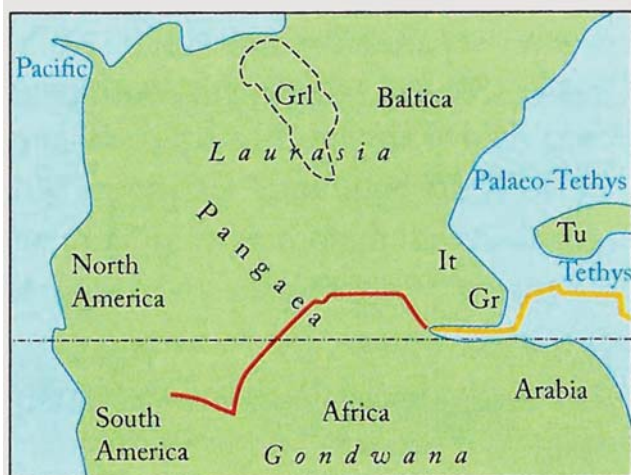
A sziget első telepesei 982-ben „zöld föld”-nek írják le és nevezik el a szigetet, amely az egyik legnagyobb sziget, és az Antarktisz mellett a legnagyobb sarki környezetben található szárazföld. A 15. századra a viking települések (az éhínségek és az inuit eszkimókkal keletkező konfliktusok miatt) megszűntek létezni. Az ismétlődő éhínségek fő oka a *kis jégkorszak*<sup>2)</sup> volt, vagyis az éghajlat kedvezőtlenebbé válása. A sziget elnéptelenedésével párhuzamosan kihaltak a grönlandi vikingek is.

### A földtani és glaciológiai kutatások célja

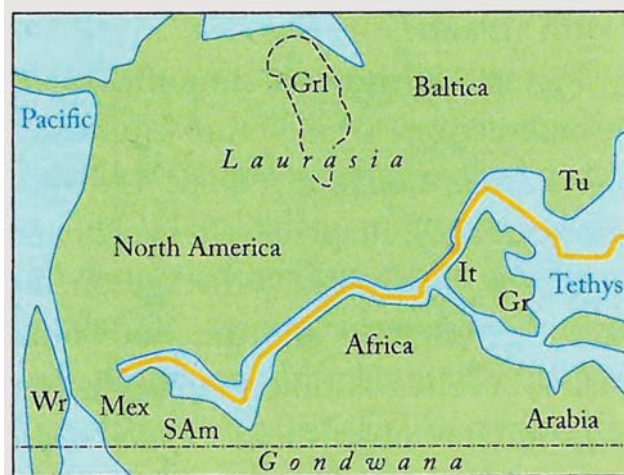
A rövid földrajzi és történelmi áttekintés felhívja a figyelmünket néhány érdekes momentumra.

Az első kérdés, hogy milyen okai voltak annak, hogy a vikingek elindultak őshazájukból a 800-as években azért, hogy a fél világot meghódítsák, kirabolják és leigázzák azt. Két lehetőség is adódik: az egyik, hogy az életfeltételek (pl. felmelegedés) javulása miatt túlzott népszaporulat állt be, ezért a lakosság szegényebb, de harciasabb része elindult új területek és új javak megszerzésére; a másik lehetőség ennek a fordítottja: mivel az életfeltételek leromlottak, az adott terület már nem bírta eltartani a lakosságot, ezért annak egy része elhagyta otthonát, hogy máshol új életet kezdjen. Mindkét ok kapcsolatban áll a klímával. Persze a vikingek vándorlásának más oka is lehetett. Ilyen lehet például a hajózás (tájékozódás) fejlődése, amely lehetővé tette nagy távolságok biztonságos megtételét. Egy újabb ok lehet az, hogy társadalmi (harcászati) szerveztségben olyan fokot értek el, amelyet a többi európai népek még nem, ezért följük kerekedhettek. Erre példa, hogy a különböző ősi orosz népcsoportok meghívták magukhoz vezetőiket a vikingeket, és segítségükkel állammá szerveződtek az addig külön élő szláv népcsoportok (Szolovjov 1879).

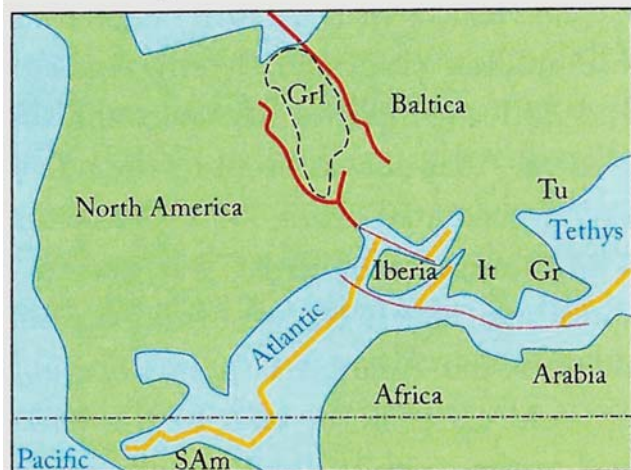
a) Late Triassic/Keuper (230 Ma)



b) Middle Jurassic/Dogger (170 Ma)



c) Early Cretaceous (120 Ma)



— Initial Rift      — Spreading zone  
— Transform fault

7. ábra | Grönland (Grl) helyzete és riftesedése a mezozoikumban (230, 170 és 120 Ma, Pfißner 2014) (It – Italy, Gr – Greece, Tu – Turkey, Mex – Mexico, Sam – South America, Wr – Wrangellia, Initial Rift – kezdeti riftesedés, spreading zone – kinyílási zóna, transform fault – transzform vetők)

Figure 7 | Rift systems in the Mesozoic (230, 170 and 120 Ma, Pfißner 2014) and the location of Greenland (Grl)

A másik érdekes momentum, hogy amikor a vikingek meghódították Grönlandot, akkor a sziget zöld volt, ami olyan klímát jelez, ahol állattartással, földműveléssel meg lehet élni. A vikingek nyilván a tengerparti részeken, egy viszonylag szűk sávban telepedtek meg. Kb. 500 évig éltek Grönlandon és a kipusztulás, illetve a sziget elnéptelenedése a *kis jégkorszak*nak köszönhető. Azaz megint klimatikus okokra vezethető vissza a változás.

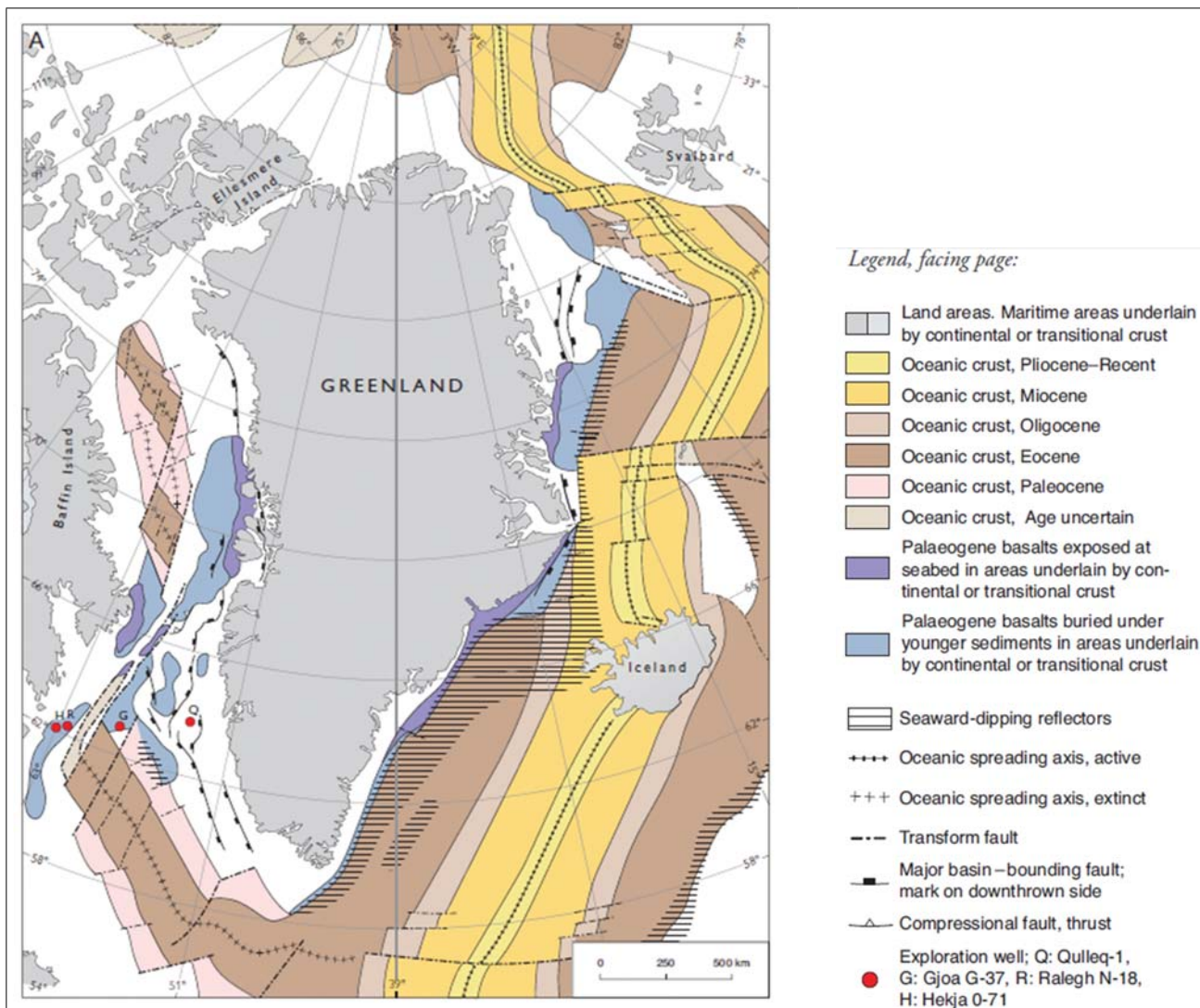
A kis jégkorszak időszakának pontos meghatározása körül jelentős viták vannak a klimatológusok körében. A szóban forgó korszakot az ún. középkori éghajlati optimum (Medial Warm Period) előzte meg (6. ábra), ennek volt köszönhető, hogy a vikingek le tudtak telepedni Grönlandon (a viking kalandozások is valószínűleg ezzel magyarázhatók).

Mindezekből látszik, hogy az emberiség iparosodás előtti történetében is dokumentálhatóan jelen van a klímaváltozás és annak hatása a civilizációra. Vizsgálni kell

tehát ezeket az emberiségtől független tényezőket is (például a jégkorszakokat), az éghajlatváltozást előidéző okok pontos diagnózisának felállításához – ilyen lehet például a vulkanizmus szerepe is.

Grönland kutatása erre ad lehetőséget, mert a szigetet 90%-ban tartósan lefedő jégpáncél nagyon érzékenyen reagál a belső földtani és a külső légköri változásokra. Nagyon fontos azonban, hogy e két külső és belső eredetű változás hatását pontosan megismerjük, és beazonosítsuk például Grönland területén, mert ezek megismerése közelebb vihet minket a klimatikus jelenségek pontosabb megértéséhez.

Rengeteg kutatási projekt foglalkozik a klímaváltozással és annak hatásával, s tulajdonképpen a cikk megszületése, a földtani és geofizikai adatok vizsgálatával is ehhez a témakörhöz kapcsolódik, annak alapkutatási részének egy szeletét mutatja be vázlatosan.



8 ábra | Grönland lemeztektonikai helyzete (Henriksen et al. 2009). (A különböző, paleocén–eocén–oligocén–miocén–pliocén korú óceáni kéregképződmények és a paleogén bazaltok helyzete)

Figure 8 | Plate-tectonic environment of Greenland (Henriksen et al. 2009)

## Kéreg-, litoszféraszerkezetek

Grönland kialakulásának néhány mozzanata szemléletesen megjelenik az Alpok geológiáját ismertető könyv (Piffner 2014) bevezető lemeztektonikai fejezetében (7. ábra). Jól látszik, hogy hogyan kezdődött el a riftesedés és hogyan kezdett Pangea feldarabolódni, majd Grönland leválni egyrészt a Baltikumról, másrészt Észak-Amerikáról.

Látszik, hogy a feltételezhető divergens lemezmozgásoknak köszönhetően hogyan fejlődtek a kezdeti riftzónák (initial rift), illetve hogyan alakulnak ki az óceán-középi hátságok (spreading zone), majd következő stádiumként a transzform vetők (transform fault) a mezozoikum folyamán. A lemezmozgásoknak, rotációknak köszönhetően az egyik irányban a riftesedés állandósul (Grönland ÉK–K-i oldalán) – folyamatos a kinyílás és az anyagutánpótlás (MOR<sup>3</sup>), míg a másik irány mentén (Grönland DNy-i oldal), egy bizonyos stádiumban megszűnik a szétnyílás és az anyagfeláramlás (8. ábra). Ny-on a riftesedésnek csak a nyoma marad meg, egy óceáni gerinc- és kanyonvonulat formájában (MOC<sup>4</sup>), amelyet a 9. ábra mutat.

A triász-jurában egy közel K–Ny irányú, aktív riftesedés szelte ketté Pangeát, elválasztva egymástól Észak- és Dél-Amerikát, illetve Európát és Afrikát (7. ábra).

Azóta a kép teljesen átalakult és a kréta időszak után, az É–D-i irányú riftesedés vált dominánssá, szétválasztva az É-i féltekén addig egységes Észak-Amerikát és Euráziát (Lauráziát), a D-i féltekén Dél-Amerikát és Afrikát (Gondwanát), kialakítva a ma ismert, táguló közép-atlanti óceáni hátságot (MOR).

Jelenleg az Atlanti-óceán tágul a Közép-atlanti-hátság mentén, a Csendes-óceán mérete pedig, csökken, évi 2,5 cm-rel, a szudukciós zónák (Amerika Ny-i partvonalai és Ázsia K-i partvonalai) mentén a mélybe süllyedő óceáni lemezek miatt (Young 2009), miközben a kontinentális lemezek nagysága kevésbé változik (azok gyakorlatilag nem vesznek részt a mélybeli konvekciós körmozgásban).

A riftesedési vonalak (esetenként transzform vetők) kereszteződési/elágazódási pontjaiban esetenként hotspotokat<sup>5</sup> (forrópontokat) azonosíthatunk (pl. Izland és Jan Mayen szigetek). A hotspotok feletti lemez (vagy maguk a hotspotok) vándorlása néha nyomon követhető (a legszemléletesebb példa a Hawaii hotspot), de az izlandi hotspot vándorútját is többen vizsgálták (pl. 10. és 11. ábra, Müller et al. 1993, Braun et al. 2007). Hogy a vándorlás közben milyen lemeztektonikai környezet vette körül ezeket a forrópontokat, azt nem tudjuk.

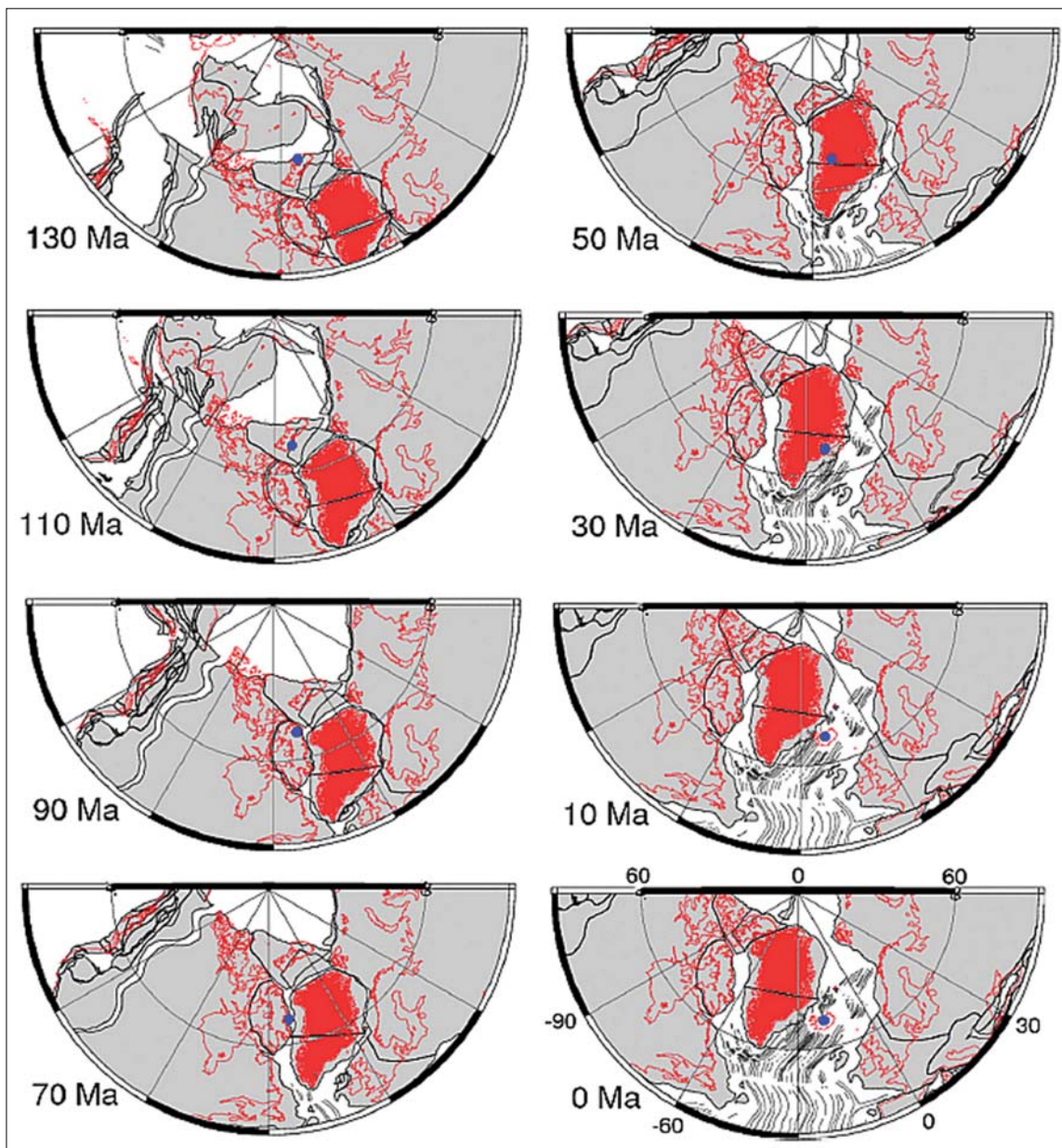
Müller et al. (1993) vándorlási modelljén látszik, hogy mikor kezdett el aktivizálódni az atlanti-óceáni riftesedés, mivel a paleogénig (70 Ma) a vándorlás É–D irányú (ez a Pangea szétválásának ideje), majd a paleogéntől a mozgás iránya már K–Ny-i (ez Észak-Amerika és Eurázsia szétválásának ideje). A hotspot vándorlásról is többféle elképzelés van (11. ábra) – leginkább azért, mert a több kilométeres jégtakaró Grönlandon nem teszi lehetővé a közvetlen vizsgálatot – a jég keményen őrzi e földrész titkait. Pedig a jégtakaró alatt egy Hawaii típusú magmatizmus nyomai talán ott rejtőznek.



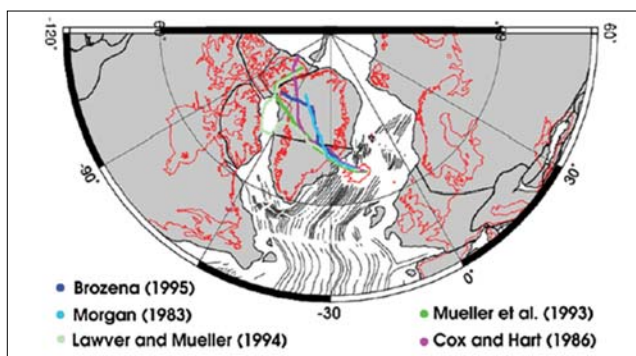
**9. ábra** Felszíni domborzat és óceánfenék Grönlandtól D-re (Atlanti Óceán). DNy-i oldalon az óceán-középi kanyon (MOC), K-i oldalon a Közép-atlanti-hátság (MOR). Jól azonosíthatóak a kontinentális lemezhez tartozó lépcsőszerűen leszakadó shelf zónák. (részlet, National Geographic 1968)

**Figure 9** Surface relief and ocean bed topography S from Greenland (Atlantic Ocean). On SW side is a Mid-Ocean Canyon (MOC), on the SE side is a Mid-Ocean Ridge (MOR). The continental type shelves, surrounded by steep slopes, can easily be identified. (National Geographic 1968)





10. ábra | Grönland lemeztektonikai fejlődése a kainozoikumban és az izlandi hotspot (kék pont) vándorlása (Müller et al. 1993)  
 Figure 10 | Plate tectonics of Greenland in the Cenozoic and the locations of the Iceland hotspot (blue point, Müller et al. 1993)

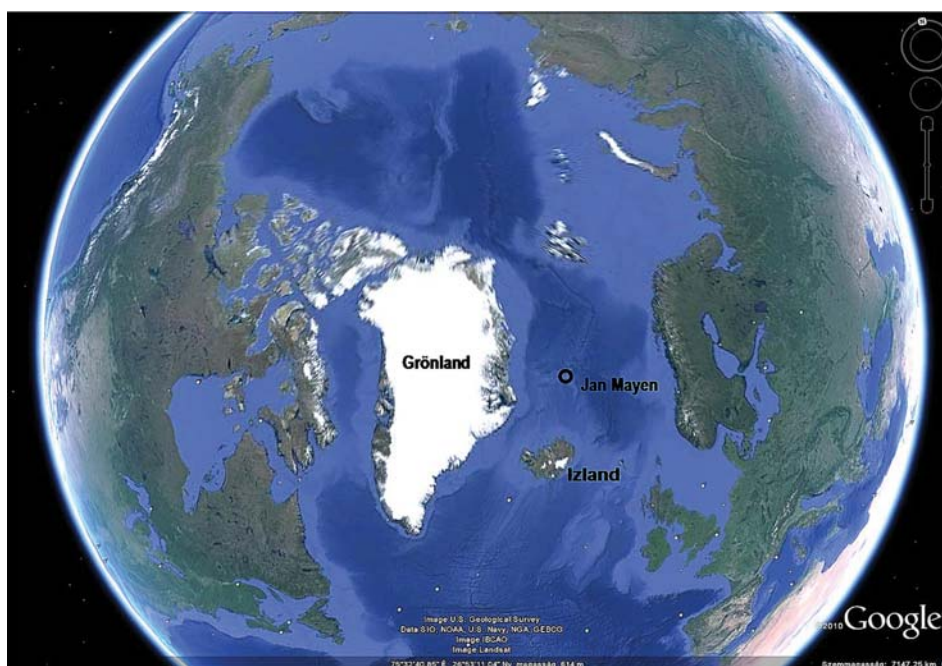


11. ábra | Hotspot vándorlásának útvonala különböző szerzők alapján, 130 Mév-től napjainkig (Braun et al. 2007)  
 Figure 11 | Hotspot tracks between 130 Ma and present as reconstructed by different authors (adopted from Braun et al. 2007)

### A földkéreg felépítése

A földtani vizsgáldást érdemes a legközvetlenebb, a világhálón mindenki számára elérhető Google Earth segítségével elkezdni, amely tartalmazza a szárazföldi és a tengerfenéki domborzati adatokat, ezáltal láthatóvá válnak a lemezhatárok, az Atlanti-óceáni-hátság és az izlandi és Jan Mayen hotspotok helyzete (12. ábra).

Grönland az észak-amerikai lemez (Laurencia) része, amelynek peremei K-en a Közép-atlanti-hátság, Ny-on pedig, a Csendes-óceán partvidéke. (Ha a Labrador-tenger által jelzett riftesedést nem vesszük figyelembe, ahol a riftesedés a krétában (120 Ma) elkezdődött (10. ábra), de a kinyílás az utolsó néhányszor 10 Mév-ben megszűnt, s így Grönland nem vált le Észak-Amerikáról.)

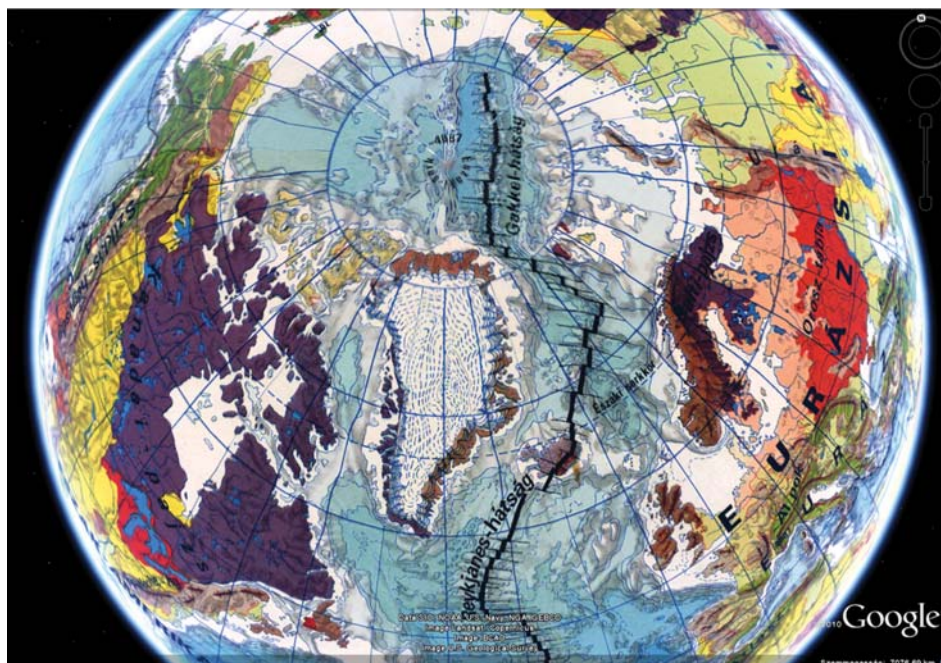


12. ábra Grönland, valamint a Jan Mayen-i és az izlandi hotspotok a Google Earth felületen. (Torzulások a gömbfelület miatt!)

Figure 12 Location of Greenland and the Iceland and Jan Mayen hotspots on Google Earth. (Significant distortion due to spherical projection!)

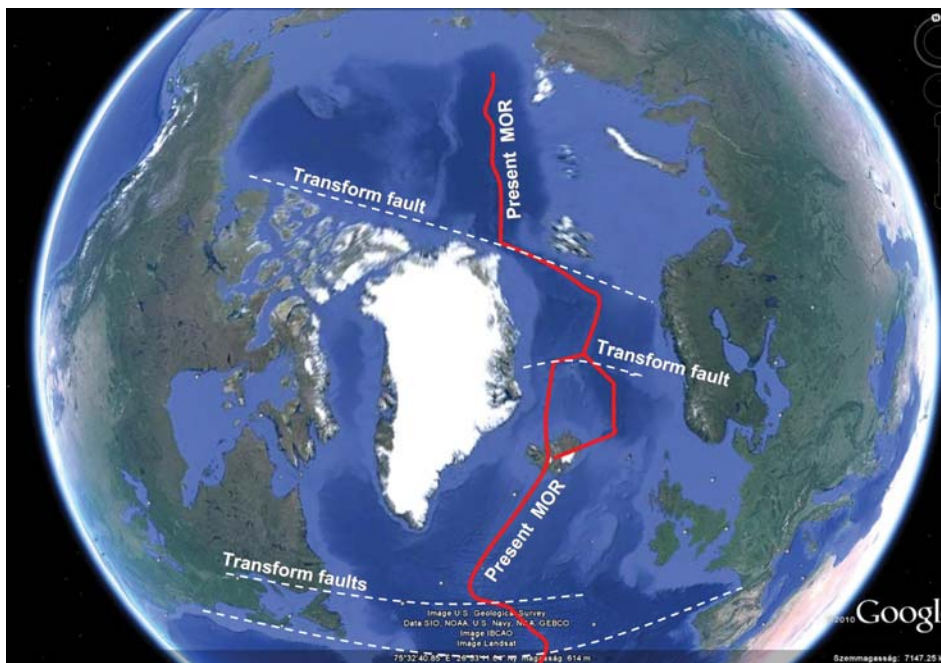
Az Atlanti-óceáni-hátság mentén az óceáni lemez kinyílása, a divergens lemezmozgási sebessége Minster és Jordan (1978) szerint 18 mm/év, ami geodinamikai szempontból lassúnak tekinthető, nincs lemezhatár az atlanti-óceáni és a kontinentális lemezrészek találkozásánál, egy lemez-

ként mozognak Ny-irányban. Grönland K-i partvidékén található a legmagasabb hegyvonulat (Kaledóniai-hegységrendszer – itt a legvastagabb a földkéreg), ami a kaledóniai orogén mozgásoknak (kollízió) köszönhetően alakult ki Grönland és Skandinávia között. Lehet, hogy ennek a



13. ábra A Kartográfia glóbusza ráfészítve a Google Earth-re: transzform vetők, Óceán-középi-hátság és a grönlandi belföldi jég

Figure 13 Globe constructed by "Kartográfia" on Google Earth: transform faults, mid-oceanic ridge and Greenland Ice Sheet



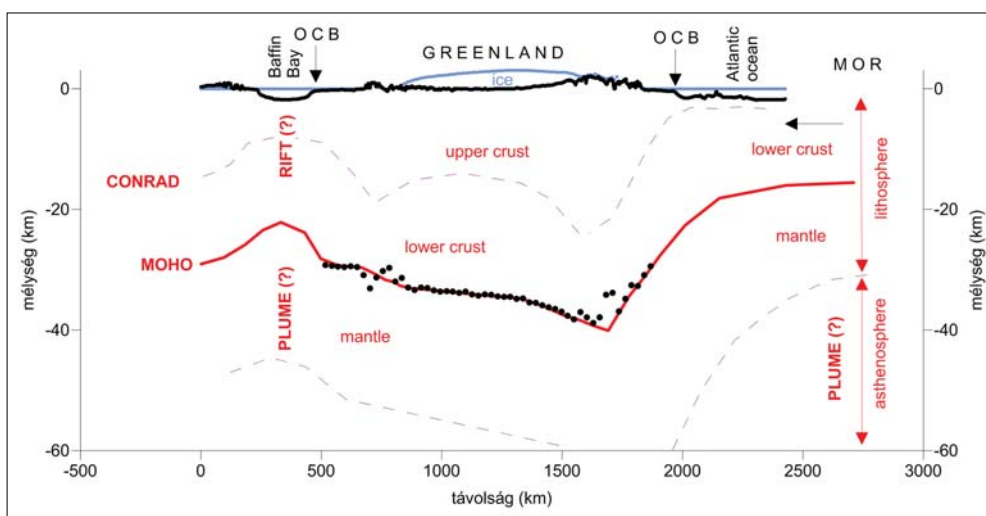
**14. ábra** | Tengerfenék-mélység alapján azonosítható Óceán-középi-hátság (MOR) és a jelentősebb transzform vetők. (Fehér szín mutatja a jégfedettséget, a torzulás az ábra szélein a gömbfelület miatt jelentős!)  
**Figure 14** | Mid-ocean ridge (MOR) identified from seabed topography and main transform faults. (Greenland cover is shown by white colour)

hegységnek a gyökérvónája is szerepet játszott abban, hogy az óceáni kéreg nem tudott a kontinentális kéreg alá bukni (szubdukálódni), mivel a Kaledónidák miatt már a kezdet-kezdetén túl vastag volt a kontinentális lemez. Egy másik értelmezés szerint (Schiffer et al. 2014) a geofizikai adatok egy keleti irányba alábukó szubdukcióra utalnak a kora kaledóniai időszakban, amit egy nyugati irányba alábukó szubdukció követett a kelet grönlandi és skandináviai kaledóniai hegységképződés idején. Ennek a jellegzetességnek Grönland litoszférájának felépítésében is meg

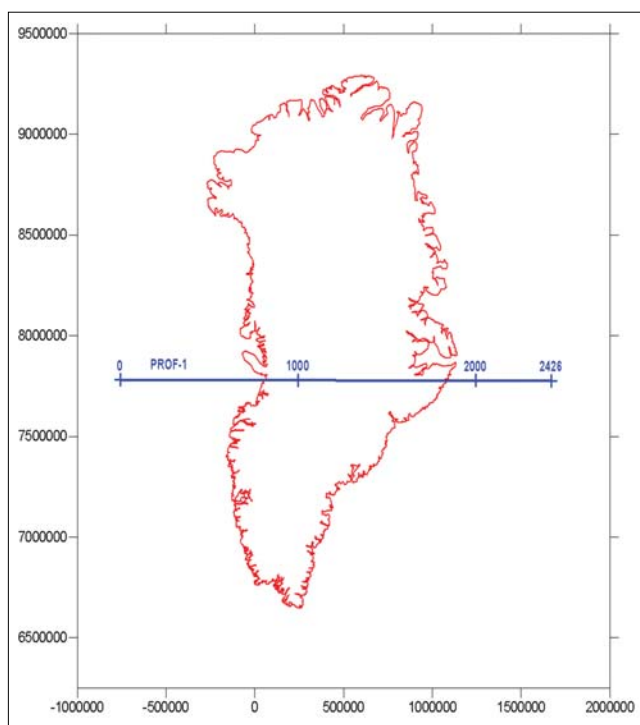
kell jelennie, amelyet a gravitációsanómália-térkép alapján talán azonosíthatunk.

A Kartográfia Vállalat és az ELTE a hagyományos asztali glóbuszok mellett elkészítette a világtérkép KMZ (Google Earth) kompatibilis változatát is (VGM, Virtuális Glóbuszok Múzeuma), amellyel egyszerre jeleníthető meg a domborzatra ráfeszített úrfotó (12. ábra) és a különböző térképészeti elemek, pl. síkrajz (13. ábra).

Izland és Jan Mayen szigeti hotspotok (forrópontok) a közép-atlanti óceáni hátság feláramlási zónájában találha-



**15a. ábra** | A Ny-K irányú PROF-1 mélység-szelvény várható kéregszerkezeti felépítése gravitációs mérésekből (Airy (1855) lokális izosztázia alapján)  
**Figure 15a** | W-E directed PROF-1 transect of the lithosphere from gravity (based on Airy's (1855) isostatic model)



15b. ábra | A Ny-K irányú PROF-1 szelvény helyzete

Figure 15b | Position of the W-E directed PROF-1 transect of the lithosphere

tók ott, ahol a transzfervetők elmetszik a Közép-óceáni hátság vonalát (14. ábra).

Az óceáni hátság mentén történt kinyílások vizsgálata a hátságtól való 5–12 mm/év (Gaina et al. 2013), illetve 12–22 mm/év (Libak et al. 2012) sebességű távolodást ál-

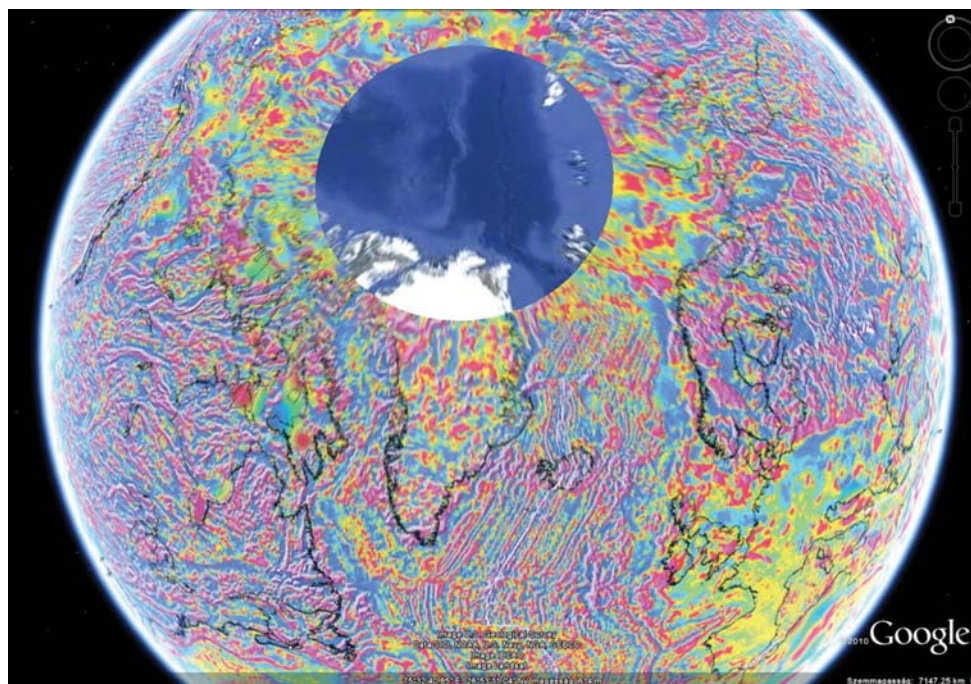
lapítottak meg. Ez 30 Mév alatt 150–360, illetve 360–660 km-t jelent, ha állandó mozgási sebességet feltételezünk. Ennek a távolságnak a kétszeresével (300–720 km, illetve 720–1320 km körül) kell tehát számolnunk Grönland és Skandinávia között.

Grönland és Skandinávia között manapság a távolság körülbelül megfelel ennek, ami azt jelenti, hogy a kinyílás és a kontinensek távolodása azonos nagyságrendű. Az óceáni és a kontinentális lemezek a MOR vonalának mindkét oldalán együtt mozognak, ami azt mutatja, hogy nincs szubdukció!

A korábbi lemeztekonikával foglalkozó cikkünkben (Kiss, Bodoky 2015) beláttuk, hogy a lemezek mozgási sebessége határozza meg a szubdukció kialakulását. Izland környékén a divergens lemezmozgás sebessége alacsony, így szubdukció helyett az óceáni és az észak-amerikai kontinentális lemez Ny-i együttes mozgása valószínűsíthető. Ebben az esetben viszont Grönland mozgását GPS-vizsgálatokkal napjainkban is valószínűleg ki lehetne mutatni (ezekről azonban nincsen elegendő információnk).

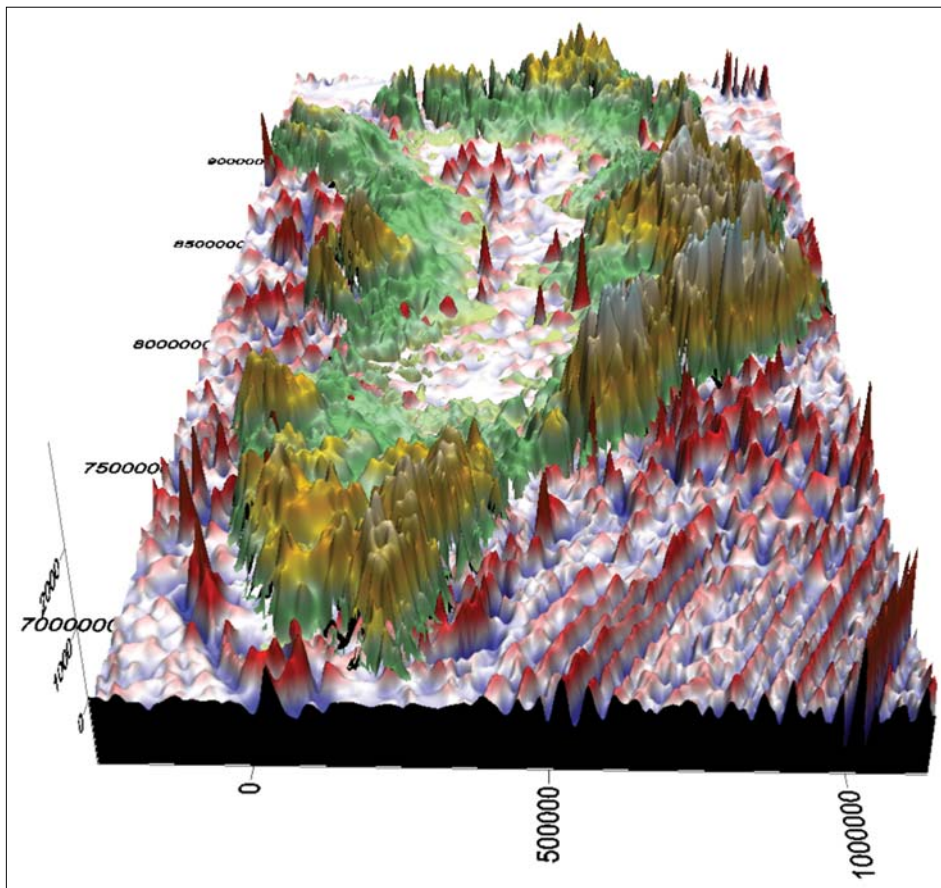
Noha feltételezhető, hogy manapság nincs szubdukció, a múltban valamilyen szintű ütközés (kollízió) és ebből adódó hegységképződés (kőzetanyag-feltorlódás) azonban megfigyelhető Grönland K-i felén a domborzati (Kaledóniai-hegységrendszer) és a Moho-mélység meghatározások adatai alapján (15. ábra). A szeizmikus tomográfiával kimutatott köpenyanyag-áramlás miatt és Atlanti-óceáni-hátság kinyílásából adódóan a Kaledóniai-hegységrendszer a mai napig vagy legalábbis a közelmúltig emelkedett (Steinberger et al. 2014).

Az Atlanti-óceáni-hátság mentén sávosan megjelenő különböző korú bazaltok elterjedését a mágneses térkép



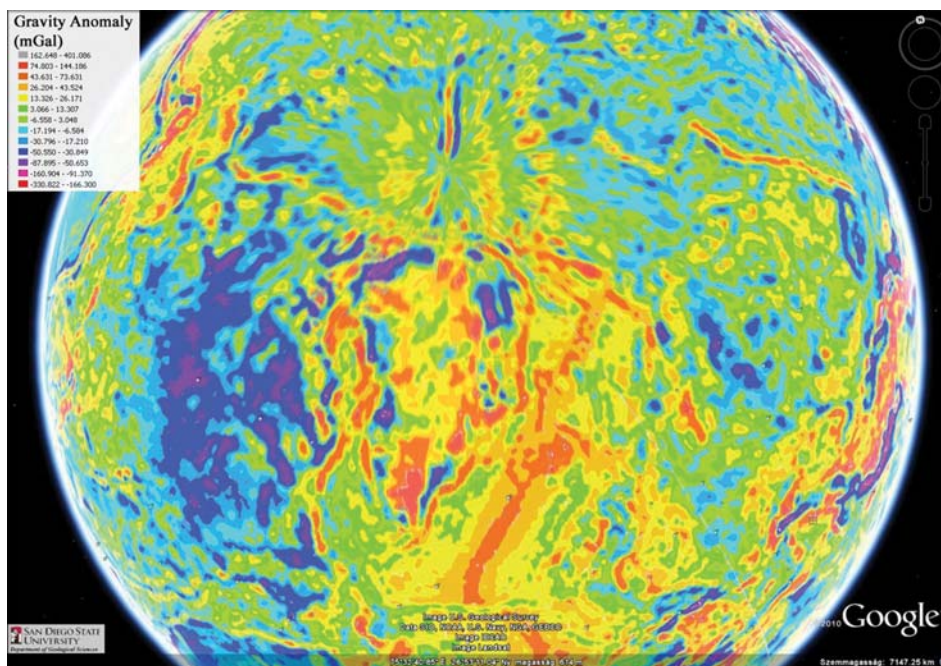
16. ábra | A CHAMP műhold adataiból készült mágneses térkép (WDMAM)

Figure 16 | World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM, CHAMP satellite)



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 tengelyvonalaiban 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 mánesestér-átfordulásoknak köszönhetően a hátság mentén képződő, normál vagy reverz mánesezettségű 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 mánesesanomália-térképe” (World Digital Magnetic Anomaly Map, WDMAM, Hemant et al. 2007) alapján is (16. ábra). A bazaltpázták kora meghatározható a mánesesanomália-térkép alapján meghatározott pólusátfordulásokból, és a transzform vetők helye is jól azonosítható a mánesesanomáliák alapján.

A 17. ábra szűkebb kivágatának DK-i részén, a szűrt, nagyfrekvenciás mánesesanomália-térképen a Középtlanti-hátságra jellemző sávos mánesesanomáliák látszanak kék-fehér-piros színekkel. Grönland DNy-i peremén az óceán-középi kanyon mánesesanomáliája is azonosítható. Elérve a kontinentet megjelenik a szárazföld felszíne (jég nélkül) zöld-sárga-barna színskálával. A szárazföld belsejében helyenként nagyfrekvenciás mánesesanomáliák 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 mánesesanomália 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

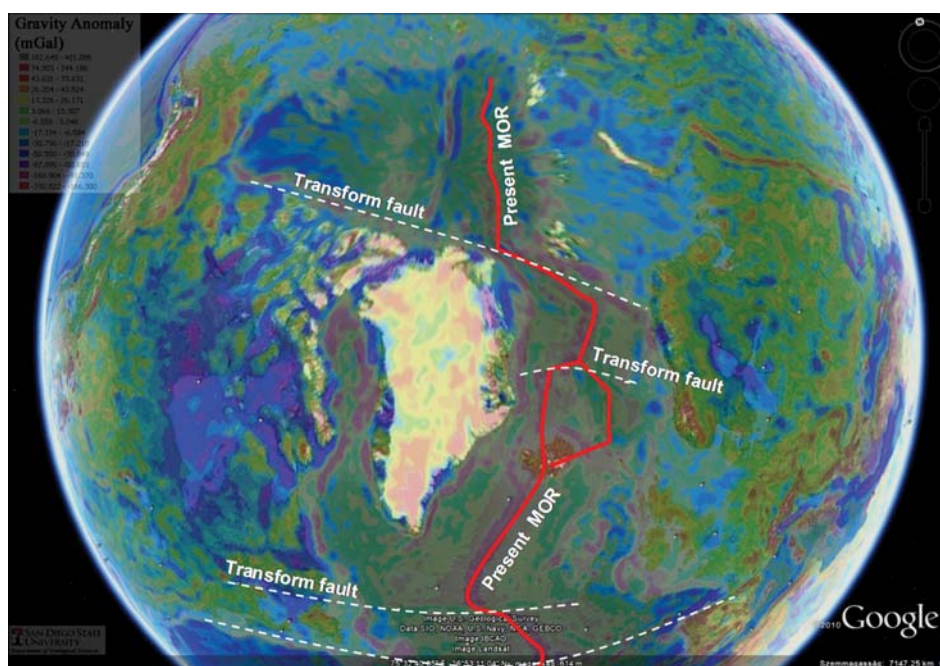
gravitációs mérésnek köszönhetjük, amelyet a GRACE műhold észlelési adataiból készítettek (18. ábra, World Gravity Map, WGM, Bonvalot et al. 2012).

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 mánesesanomália-térképpel (16. ábra) is összehasonlítani.

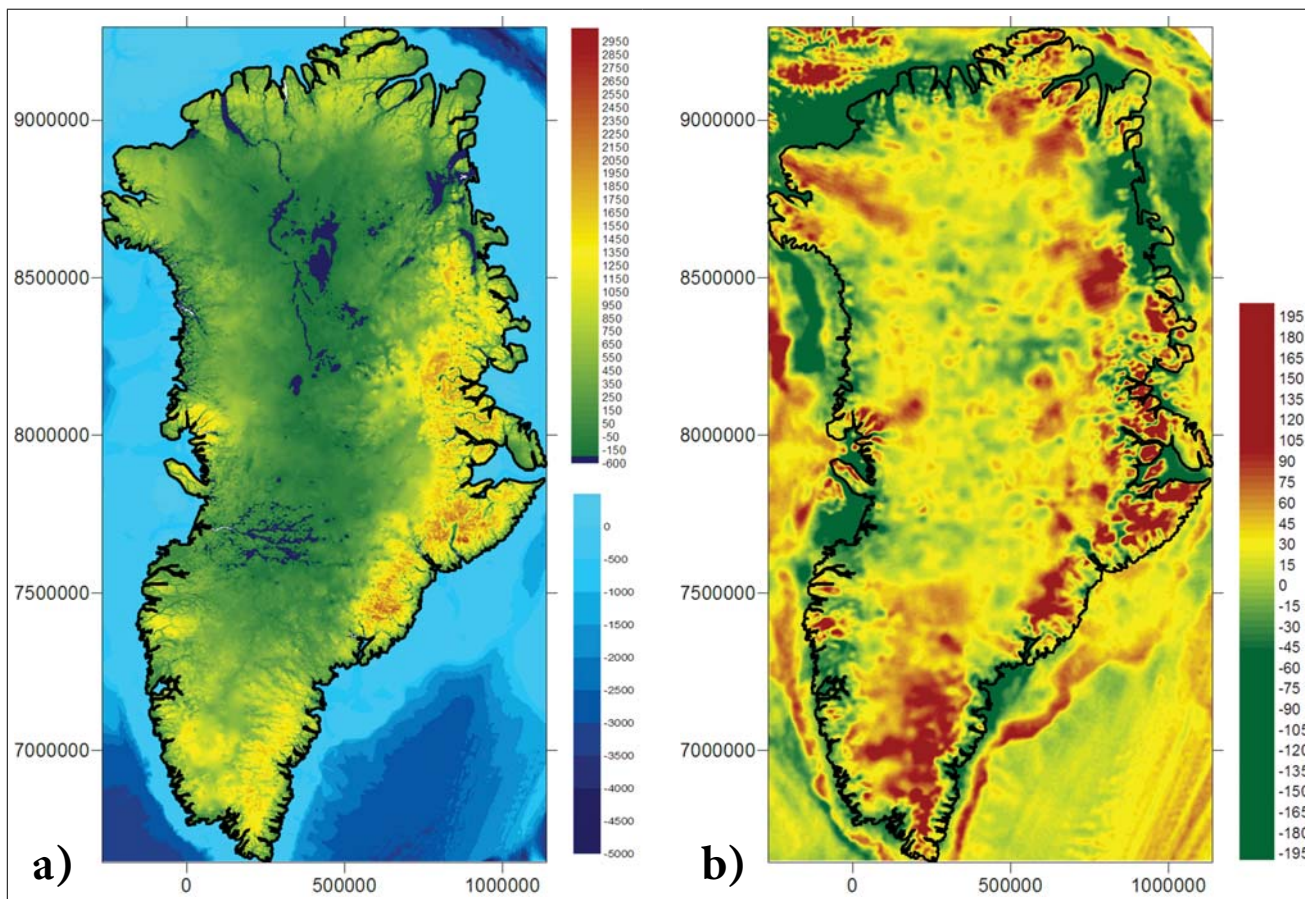
A Faye-anomália-térkép a kontinensek felett főleg a domborzatot képezi le, de a tengerek felett Bouguer-anomália-térképként szokták használni (mivel nincsenek tengerszint fölé emelkedő domborzati hatások). Az óceán mélysége a tengervíz  $1,027 \text{ g/cm}^3$  körüli sűrűségével alapvetően meghatározza 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 tengermélység 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 maximumvonulatok

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).

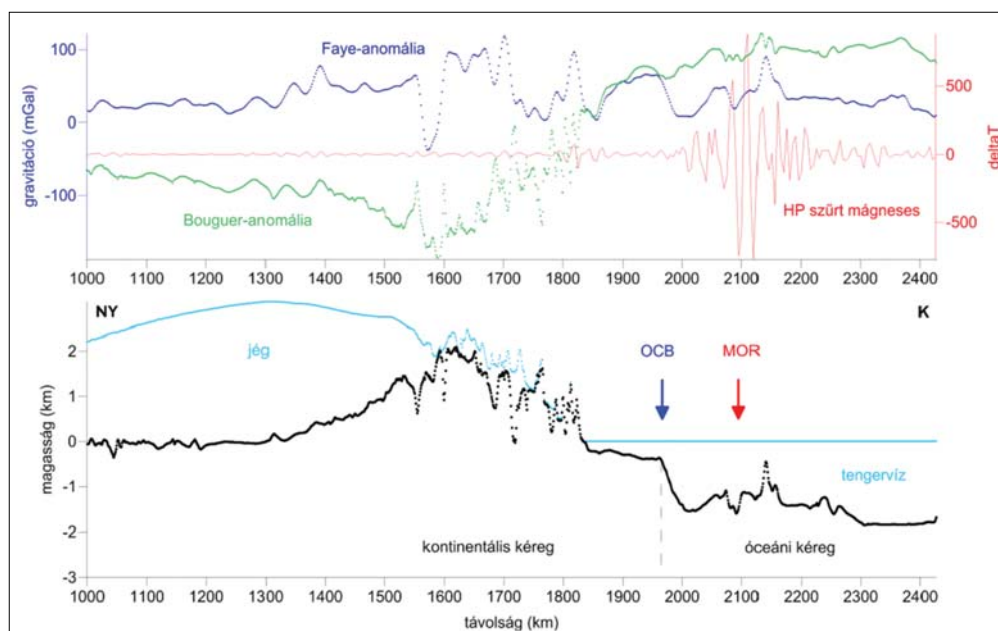
A „valós” területi képhez a gömbfelülettől is meg kell szabadulnunk, másképpen ívelt szerkezetek tömkelegét fogjuk kimutatni, különösen a térkép szélein – át kell térnünk gömbfelületből síkvetületbe. Meg kell ezt tenni annál is inkább, mert egyrészt részletező mérések csak korlátozott területre állnak 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,<sup>6)</sup> amelyet főleg repülőgépes radarmérések adataiból állították össze,<sup>7)</sup> a

20a. ábrán láthatjuk. Az óceán esetében a tengermélységét látjuk, amelyek természetesen a tengerjáró hajók tengerfenék-méréseiből származnak. Az ábra érdekessége, hogy a szárazföld belső domborzatának egy része a tenger szintje 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) térképet<sup>8)</sup> láthatjuk. Érdeemes megfigyelni a kontinens shelf peremrészeit, azaz az óceáni és kontinentális lemezek határát, amely gravitációs Faye-anomália maximumvonulatai formájában jelentkeznek 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 határvonalában kisebb fajta konverziós deformációk – gyűrődések és delaminációs jelenségek – elképzelhetőek, 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/cm<sup>3</sup> 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:

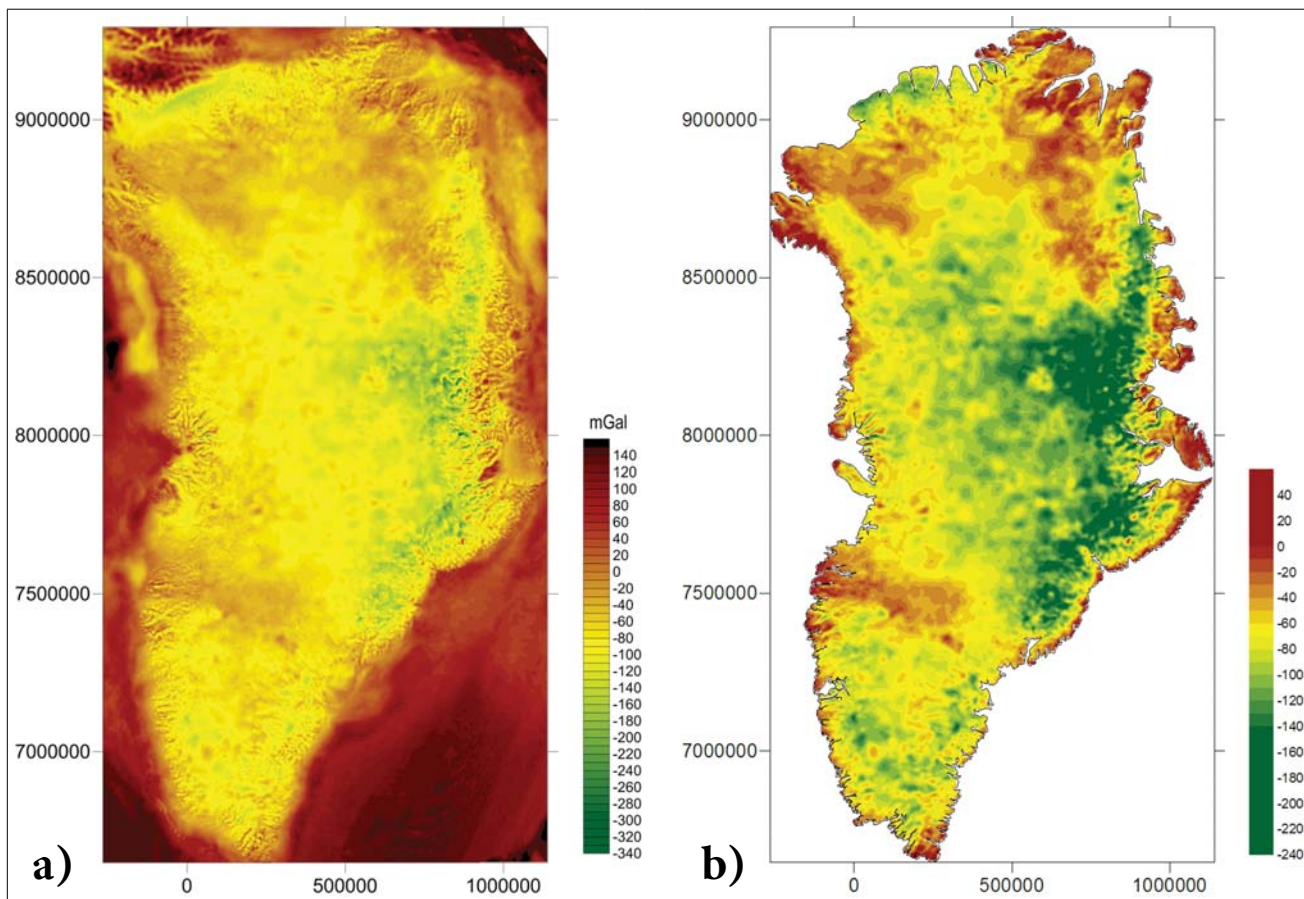
$$\text{tengervíz-korrekció} = 0,041878 \times 1,027 \times h_{\text{tengervíz}}$$

ahol,  $h_{\text{tengervíz}}$  = a tengerfenék mélysége (m<sub>asl</sub>).

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 izosztatisztikus 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 kőzetfelszín 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 izosztatikus 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).

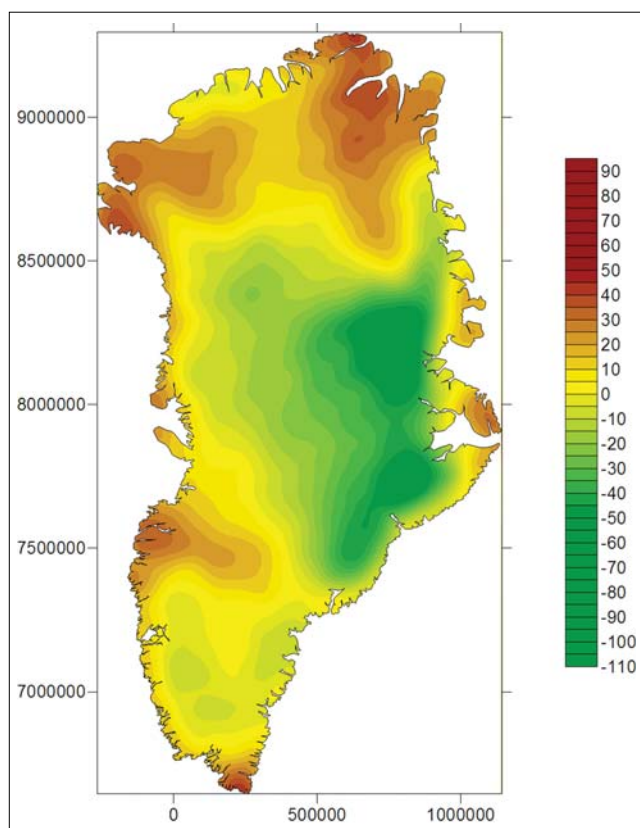
A Bouguer-anomália-térképet vizsgálva, hamar meggyőződhetünk arról, hogy a térkép legfőbb sajátosságait a

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) izosztatikus modellből (Airy 1855) kiindulva meg tudjuk határozni. Valószínűleg Vening Meinesz regionális (elasztikus) izosztatikus 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-anomáliatérkép

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 izosztatikus hatásokkal 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 kőzettömegek hatása (tömegtöbblet)

Az izosztatikus 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);

$\sigma_c$  – a kőzet (kéreg) sűrűsége (2,67 g/cm<sup>3</sup>);

$\sigma_l$  – a levegő sűrűsége (~0,0013 g/cm<sup>3</sup>);

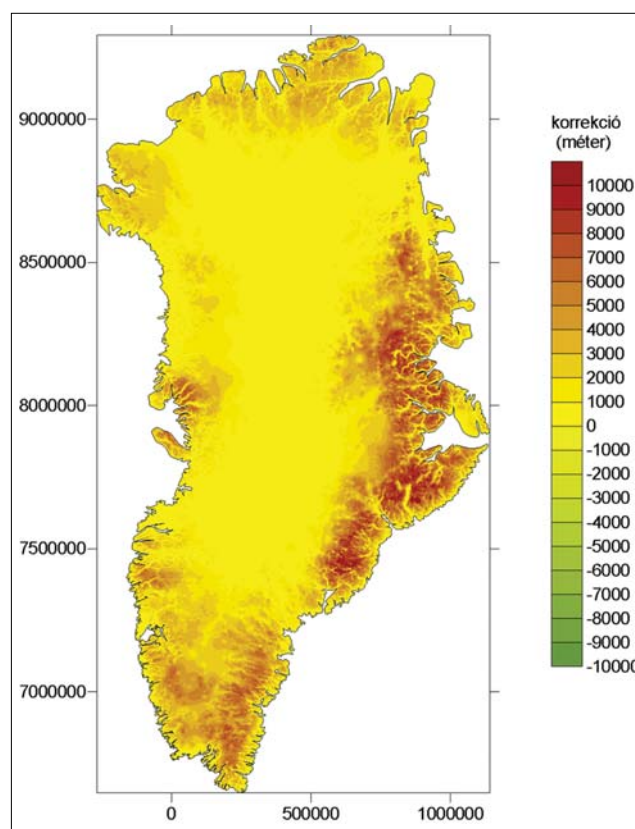
$\sigma_m$  – a köpeny sűrűsége (3,27 g/cm<sup>3</sup>);

$h_{\text{kor}}$  – a mélységkorrekció értéke;

$h_f$  – a kőzefelszín 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 izosztatikus koefficiensnek) 4,45 lesz, vagyis növeli a kéreg vastagságát. Ez a gyakorlatban azt jelenti,



24. ábra | Izosztatikus gyökérszónák  $h_{\text{kor}}$  növekedésének mértéke (m) – a tengerszint feletti kőzettömegek hatásának kiegyenlítése

Figure 24 | The rate of isostatic root thickness correction  $h_{\text{kor}}$  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):

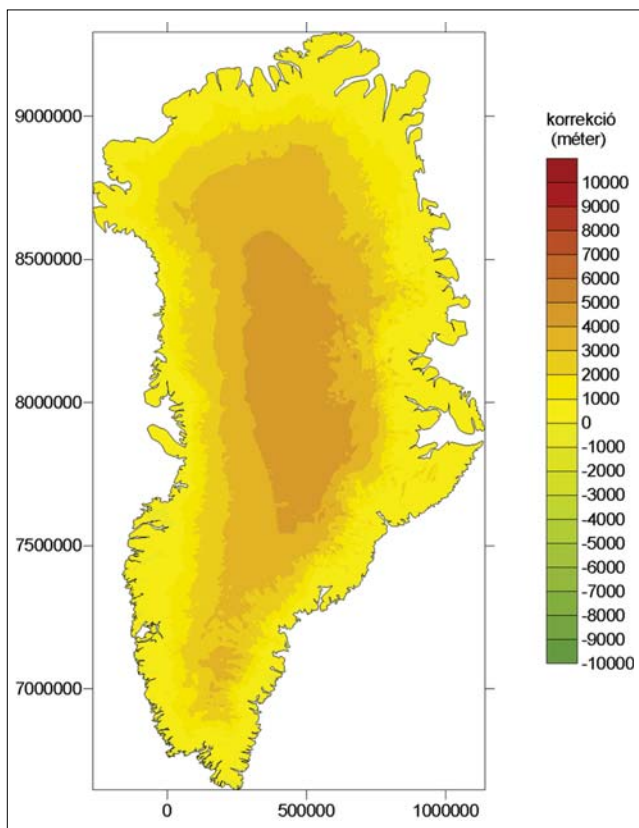
$$d_r = d_c + h_{\text{korrr}},$$

$$h_{\text{korrr}} = [(\sigma_j - \sigma_i) / (\sigma_m - \sigma_c)] h_j,$$

$$h_{\text{korrr}} (\sigma_m - \sigma_c) = h_j (\sigma_j - \sigma_i),$$

ahol

- $d_r$  – a kompenzációs mélység (*root*);
- $d_c$  – a kéreg átlagos vastagsága (30 km);
- $\sigma_c$  – a kőzet (kéreg) sűrűsége (2,67 g/cm<sup>3</sup>);



**25. ábra** A jég vastagságából és a jég–levegő közötti sűrűségkontrasztból származó izosztatikus korrekció mértéke  
**Figure 25** The isostatic root thickness correction  $h_{\text{korrr}}$  to remove the effect of continental ice sheet

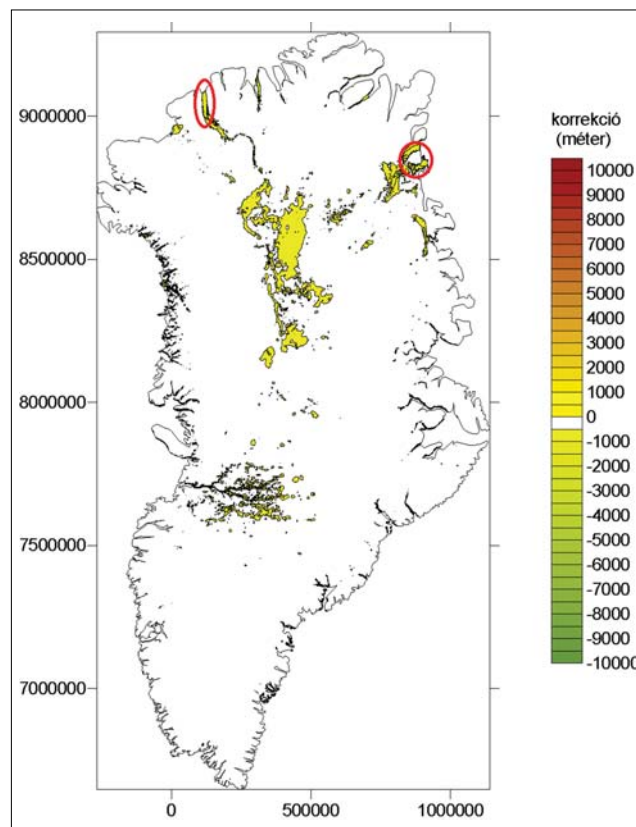
- $\sigma_j$  – a jég sűrűsége (0,917 g/cm<sup>3</sup>);
- $\sigma_i$  – a levegő sűrűsége (~0,0013 g/cm<sup>3</sup>);
- $\sigma_m$  – a köpeny sűrűsége (3,27 g/cm<sup>3</sup>);
- $h_j$  – a tengerszint feletti jég vastagsága;
- $h_{\text{korrr}}$  – a mélységkorrekció értéke.

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

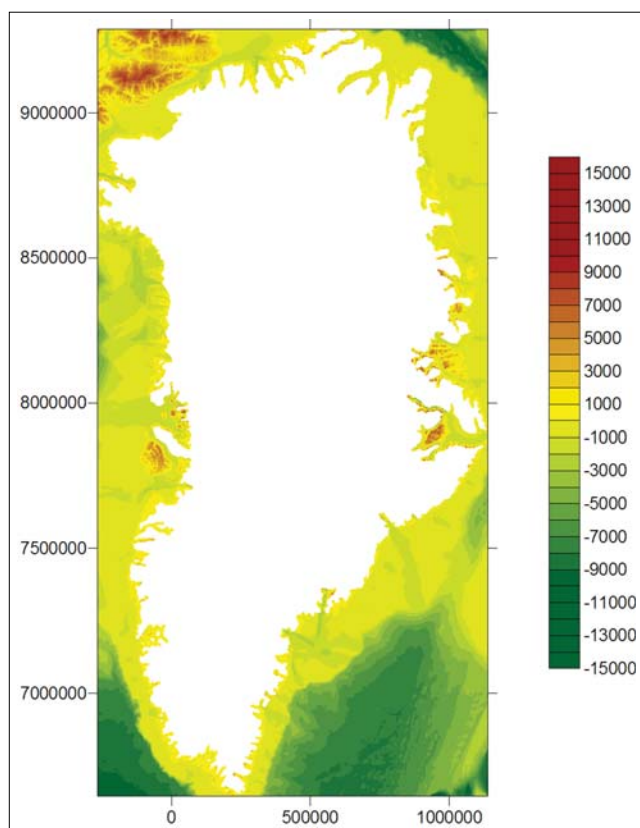
A tenger szintje feletti jégvastagságból származó mélységkorrekció értékét mutatja a 25. ábra. A jég hatása miatt kialakuló legnagyobb korrekció (~4,6 km) Grönland belsőjében jelentkezik, ahol a jég vastagsága 3 km körüli.

**3) Tengerszint alatti szárazföldi jég izosztatikus hatása (tömeghiány)**

Grönlandnak azon a részén, ahol a kőzefelszín 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 jégshelfje Grönland észak-keleti részén, 26. ábra). A központi, tengerszint alatti területen kőzet helyett jeget találunk. Az ebből származó tömeghiány a Moho emelkedését fogja



**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  $h_{\text{korrr}}$  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,  $h_{\text{korr}}$  mértéke

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

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

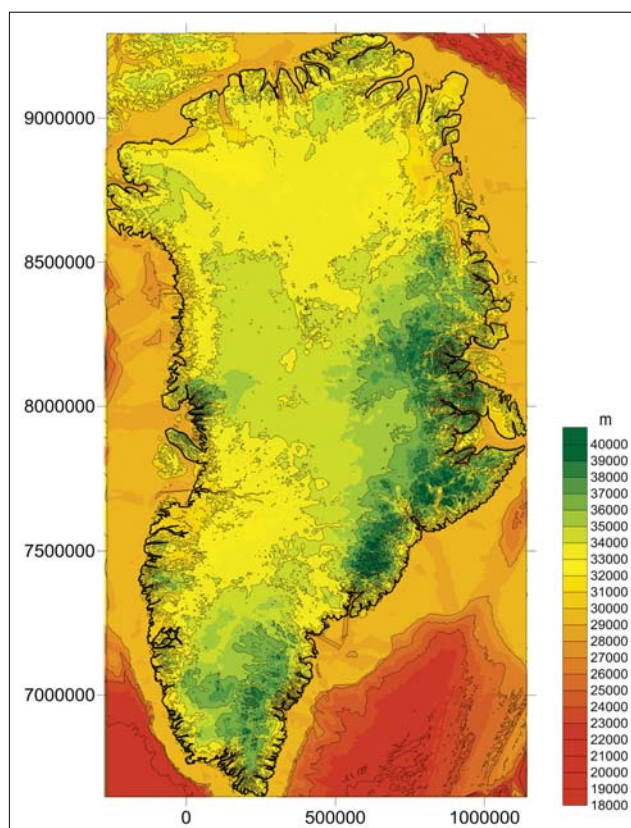
$$\begin{aligned} d_{ar} &= d_c - h_{\text{korr}}, \\ h_{\text{korr}} &= [(\sigma_c - \sigma_j)/(\sigma_m - \sigma_c)] h_j, \\ h_{\text{korr}}(\sigma_m - \sigma_c) &= h_j(\sigma_c - \sigma_j), \end{aligned} \quad (3)$$

ahol

$d_{ar}$  – a kompenzációs mélység (*antiroot*);  
 $d_c$  – a kéreg átlagos vastagsága (30 km);  
 $\sigma_c$  – a kőzet (kéreg) sűrűsége ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ );  
 $\sigma_j$  – a jég sűrűsége ( $0,917 \text{ g/cm}^3$ );  
 $\sigma_m$  – a köpeny sűrűsége ( $3,27 \text{ g/cm}^3$ );  
 $h_j$  – a tengerszint feletti jég vastagsága;  
 $h_{\text{korr}}$  – a mélységkorrekció értéke.

Az izosztatikus koefficiens 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)

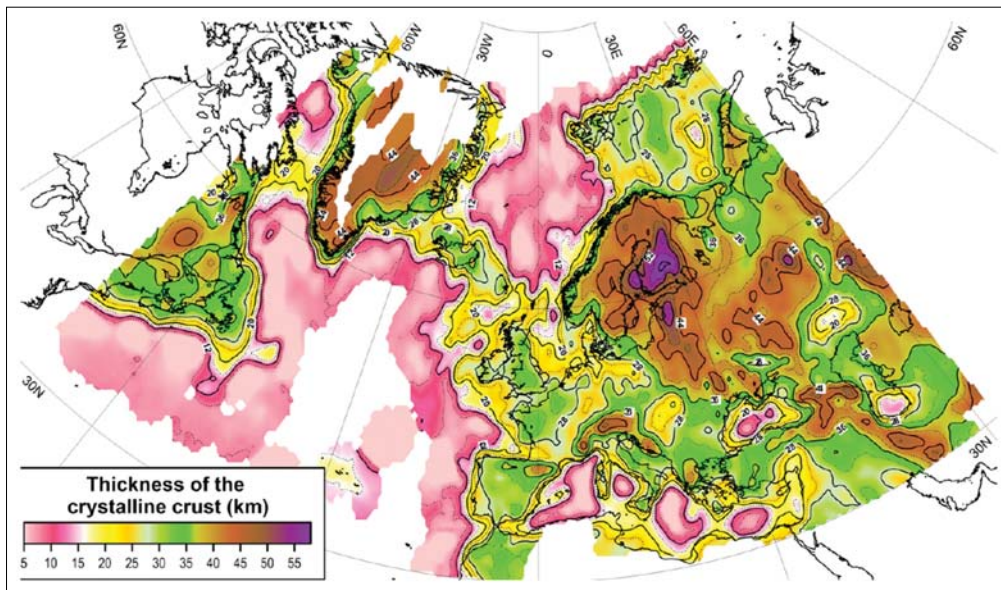
Az óceánok köpenykiemelkedést okoznak, mivel a tengerszinthez képest negatív domborzati hatást jelentenek, és a tengervíz sűrűsége jóval kisebb a kéreg sűrűségénél. Ezt a következő képlettel írhatjuk le:

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

ahol

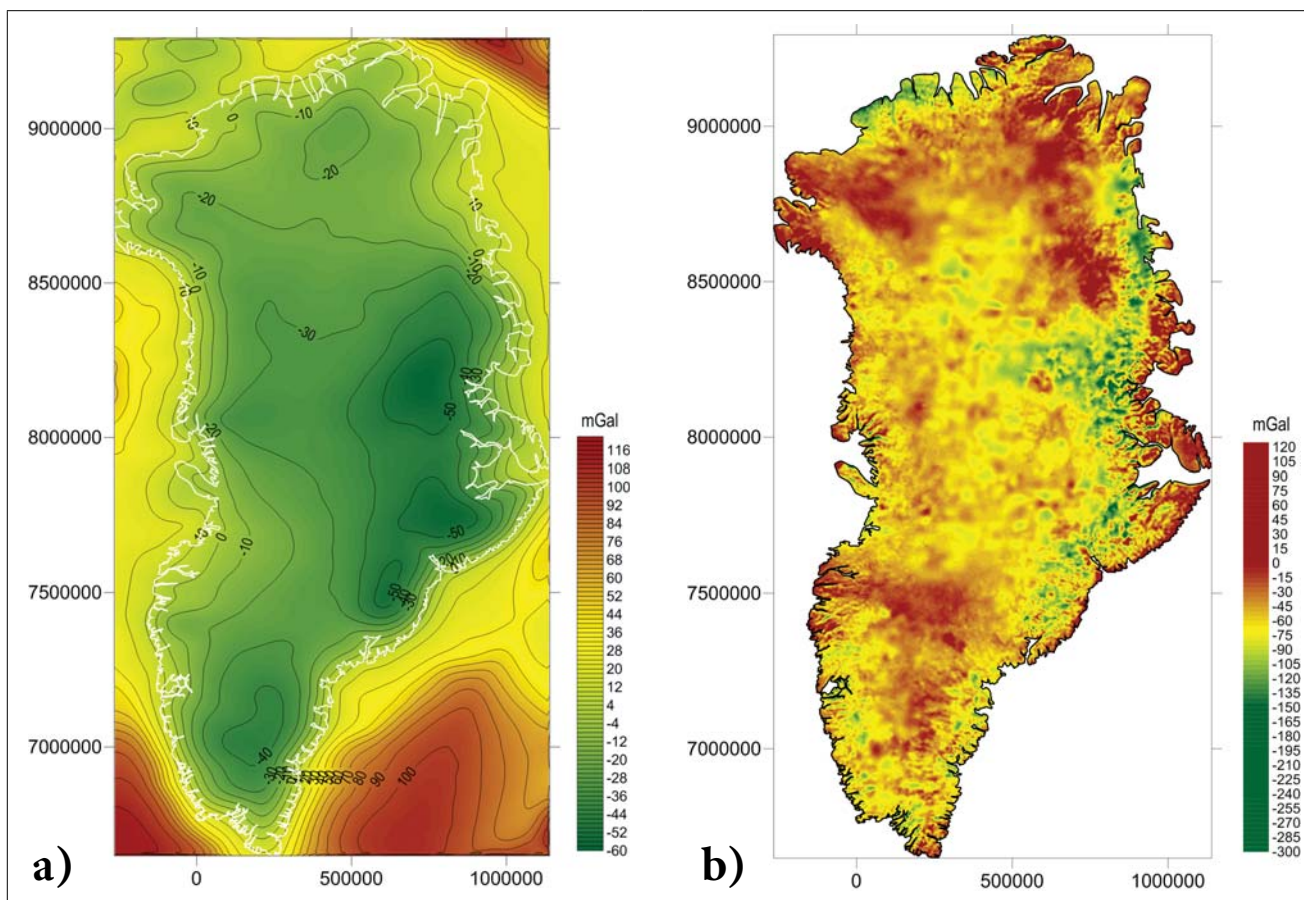
$d_{ar}$  – a kompenzációs mélység (*antiroot*);  
 $d_c$  – a kéreg átlagos vastagsága (30 km);  
 $\sigma_c$  – a kőzet (kéreg) sűrűsége ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ );  
 $\sigma_t$  – a tengervíz sűrűsége ( $1,027 \text{ g/cm}^3$ );  
 $\sigma_m$  – a köpeny sűrűsége ( $3,27 \text{ g/cm}^3$ );  
 $h_t$  – az óceán mélysége;  
 $h_{\text{korr}}$  – a mélységkorrekció értéke.

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

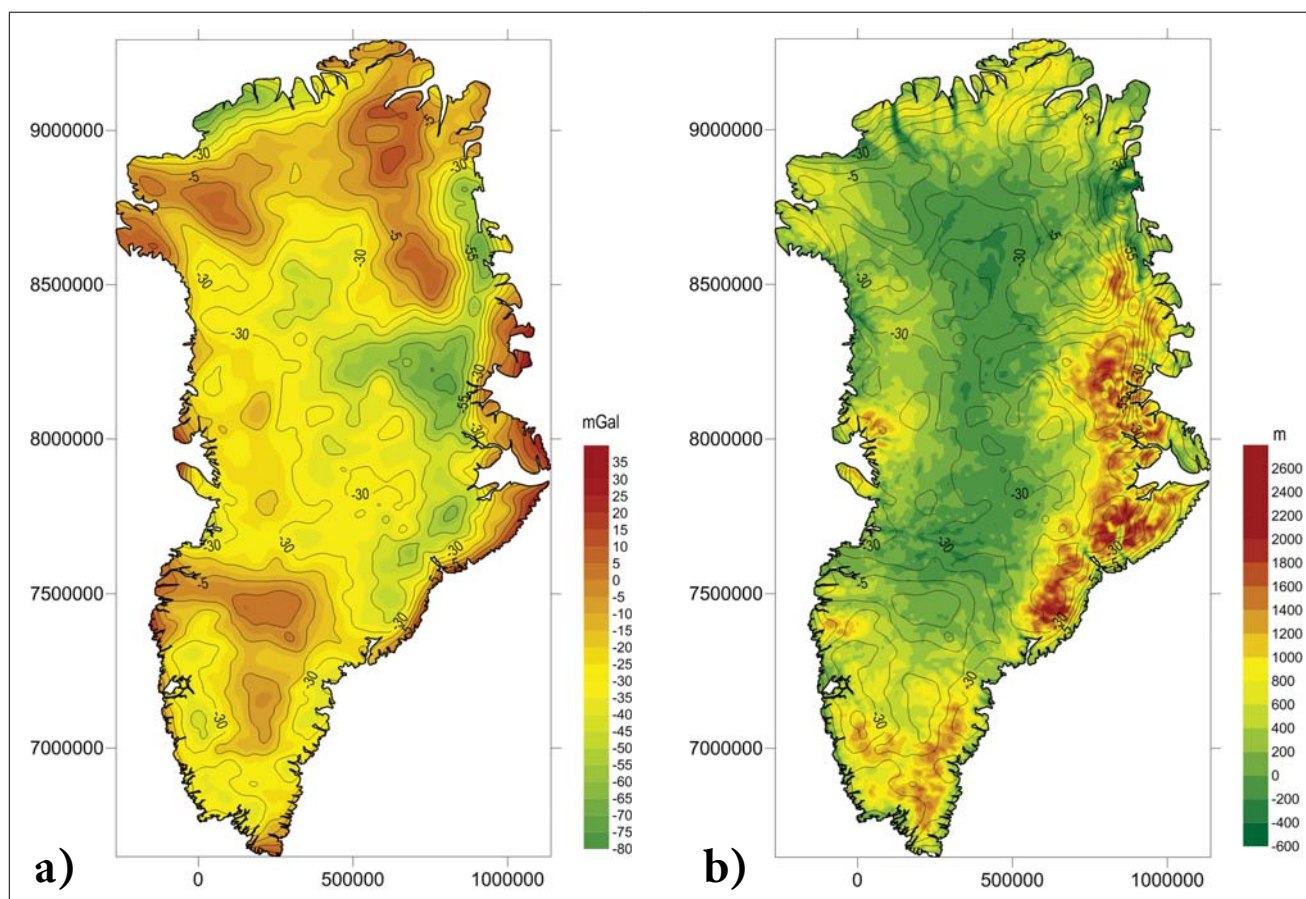


29. ábra | Kéregvastagság-térkép az Észak-Atlanti Régióra (Artemieva, Thybo 2013)  
 Figure 29 | Thickness of crust for the North-Atlantic Region (Artemieva, Thybo 2013)

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 koriggált 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 tömegtöbblet okoz, de amennyiben a kőzetfelszín a tengerszint alá merül, akkor a tengervíz kisebb sűrűsége miatt tömeghiány fog jelentkezni.

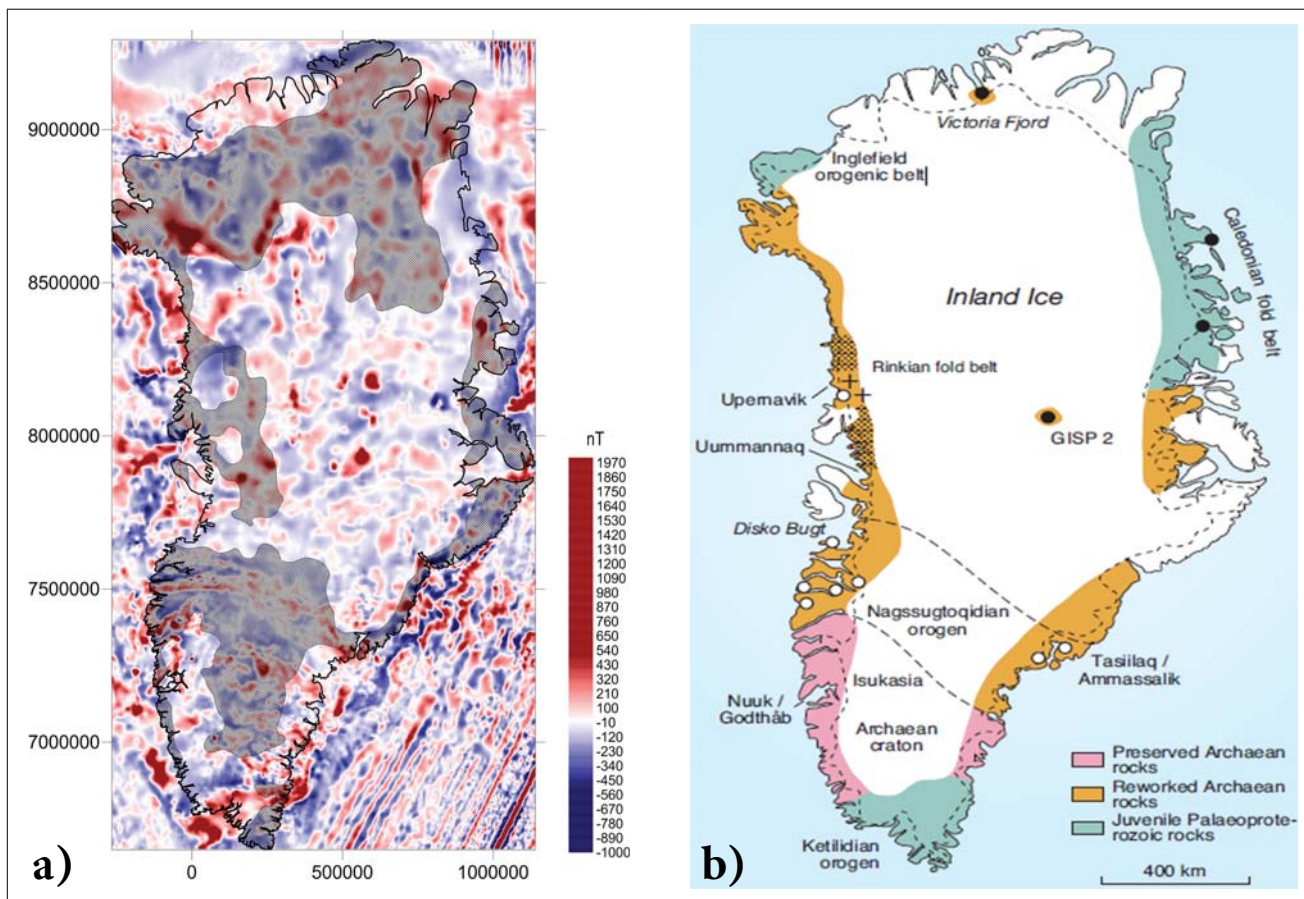
### Moho-inhomogenitás mélysége

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 valószínűsítenek (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,<sup>9)</sup> 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 gyökérvonalat K-i irányba 20–40 km-rel eltolták a hegygerinctől (Kiss 2016). Ezt az eltolódást azonban éppen a gyökérvonal szeizmikus és gravitációs meghatározása után lehet felismerni.

#### Izosztikus korrekció, izosztikus anomália

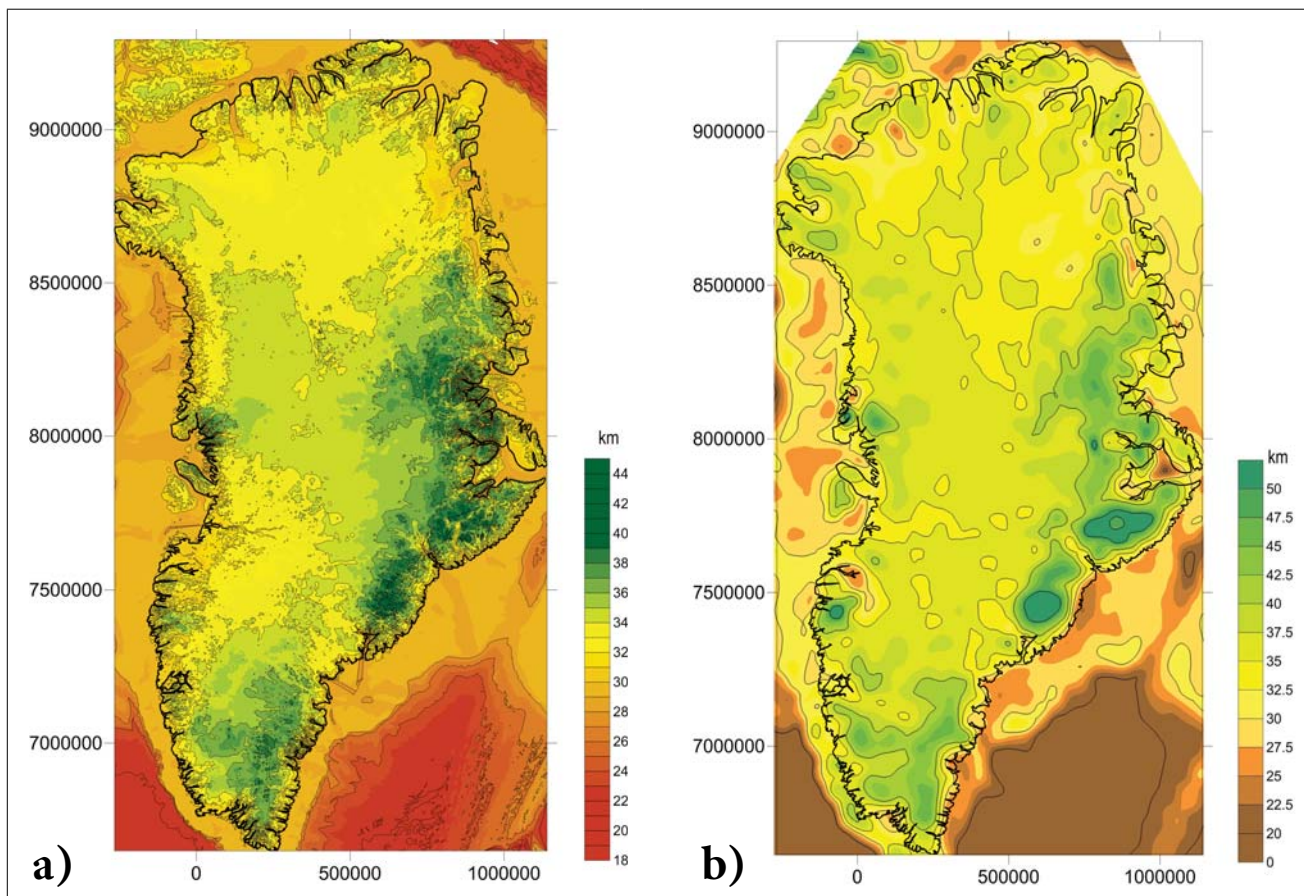
Az izosztikus modell alapján meghatározott Moho-felszín lehetőséget ad az izosztikus korrekció elvégzésére (háromdimenziós modellezés), amivel a kéreg–köpeny határfelület hullámzásából adódó gravitációs hatásokat tudjuk meghatározni, majd kiszűrni a mért adatokból, megtartva ezzel csak a kéregből származó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

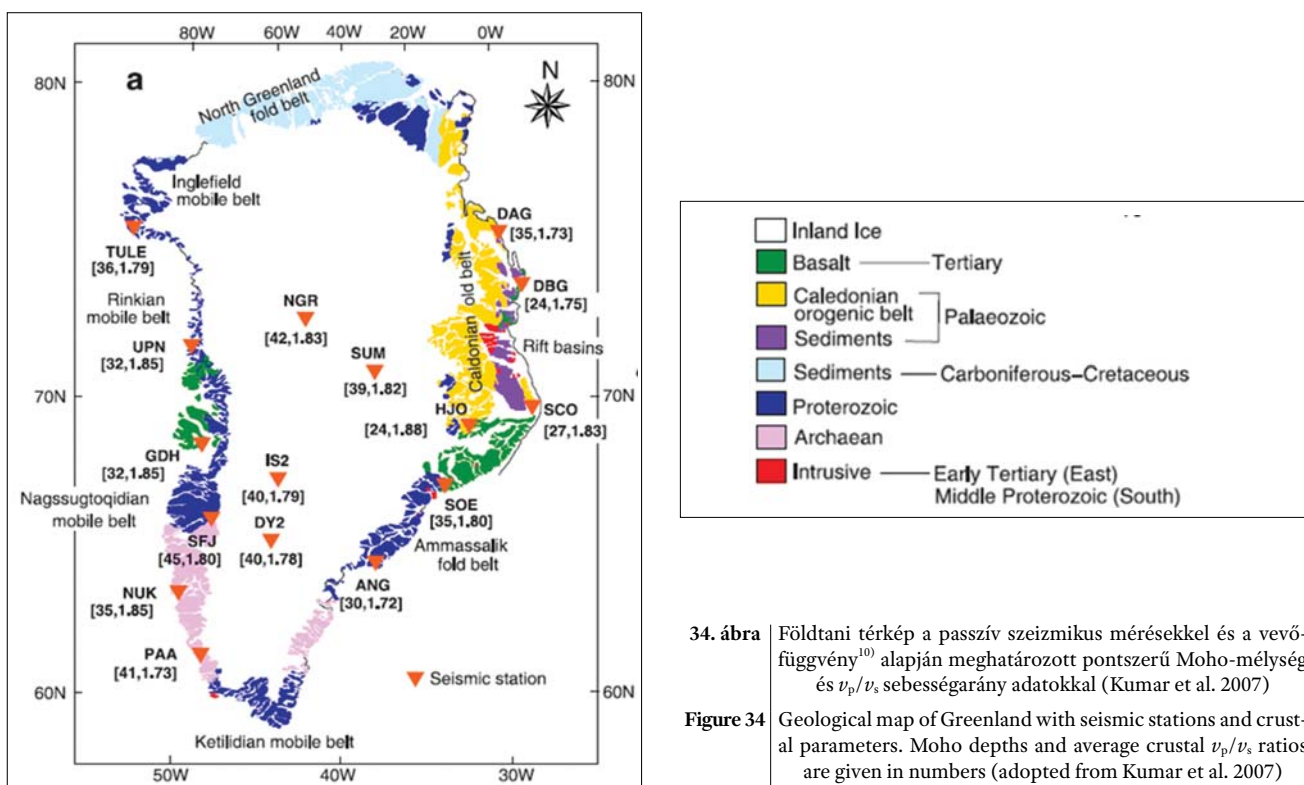
A Moho-mélység megállapításánál feltételeztük az izosztikus egyensúlyt, ami a Közép-atlanti-hátság közelsége vagy az izlandi hotspot jelenléte miatt valószínűleg csak közelítésként szolgálhat. A kéreg–köpeny átmenet sűrűségkontrasztját is átlagértékekkel vettük figyelembe, és a köpeny összetételét homogénnek 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 vevőfüggvény<sup>10)</sup> 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 Humboldtgleccser 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).

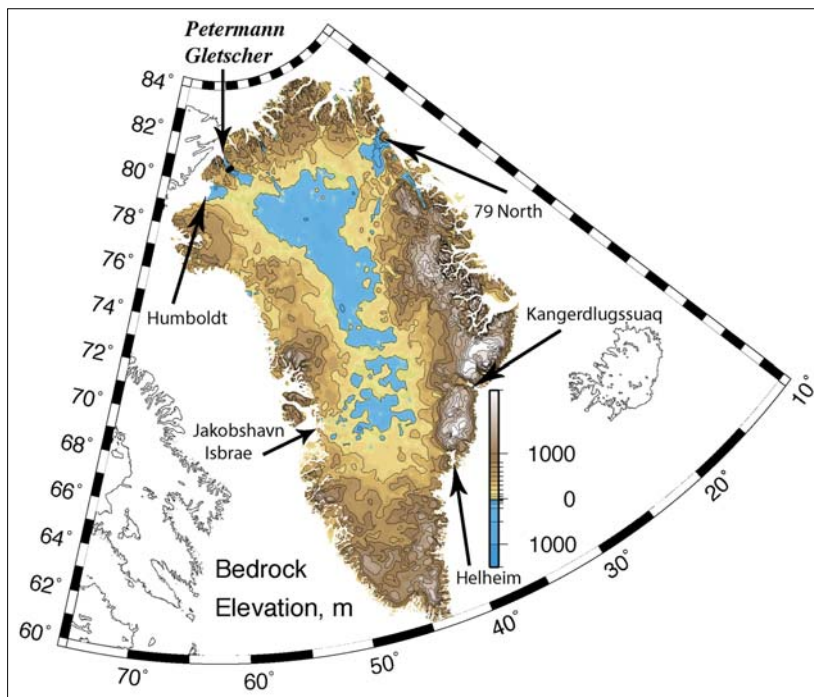
A maximumblokkok kötődnek a Henriksen et al. (2009) által közzétett földtani vázlat (32. ábra) blokkjaihoz, megmutatva a lehetséges kapcsolatokat a jéggel fedett területek alatt is.

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 kőzetfelszín-térképén (Muenchov 2013)

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

dó jég fedí, 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. Hotspot, 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” gravitációsanomália-térképe vagy a „WDMAM” mágnesesanomália-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-anomália-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

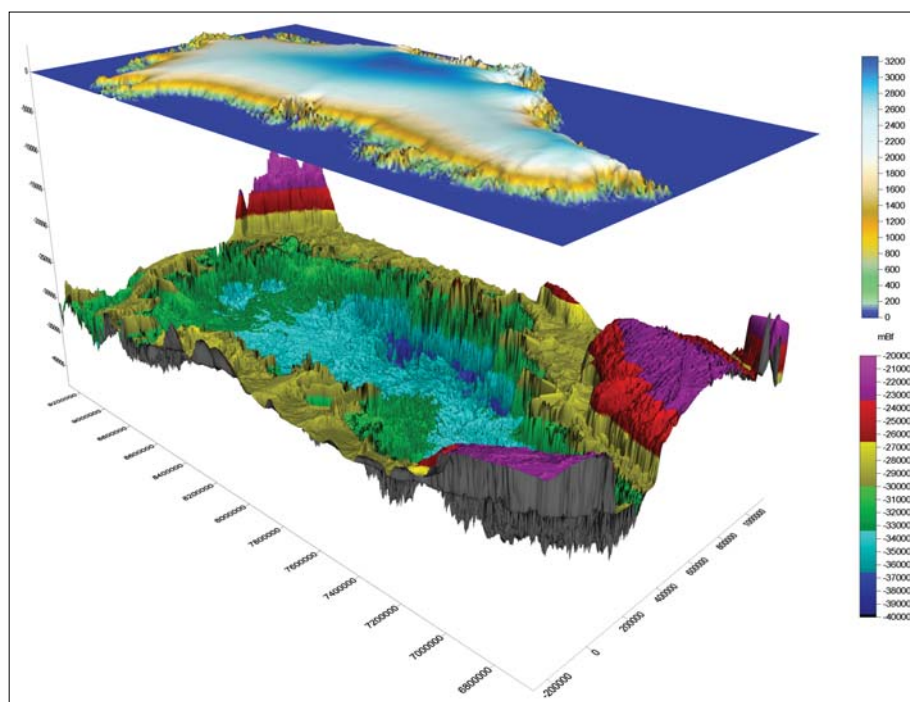
elvégeztük, kiszűrve a változó tengerszint okozta hatásokat. A Moho-felszín gravitációs hatását kiszámolva és kivonva a Bouguer-anomália-térképből megkapjuk a kéreg sűrűséginhomogenitásából származó gravitációs hatásokat (30. ábra).

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 találhatóak, 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

- <sup>1)</sup> Szublimáció: olvadás nélküli elpárolgás szilárd halmazállapotból.
- <sup>2)</sup> 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.
- <sup>3)</sup> MOR – Mid-Ocean Ridge (Óceán-középi-hátság)
- <sup>4)</sup> MOC – Mid-Ocean Canyon (Óceán-középi Kanyon), a régi riftzóna tengelye
- <sup>5)</sup> Hotspot: azaz forrópont, aktív konvekciós köpenyanyag feláramlás.
- <sup>6)</sup> Kőzetfelszín domborzat adatok Bamber et al. (2001) alapján.
- <sup>7)</sup> Felszíni domborzati adatok Scambos és Harran (2002) alapján.
- <sup>8)</sup> Free-air gravitációsanomália-térkép adatai Forsberg and Kenyon (2003) alapján, az „Arctic Gravity Project” archívumából származnak (National Imagery and Mapping Agency – NIMA).
- <sup>9)</sup> Mágneses anomália térkép Verhoef et al. (2003) adatai alapján.
- <sup>10)</sup> 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., Sarraillh 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
- Ekhholm 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., Thébault 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 szövetségként, 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 *Varjárnak* is) a trónörökös, Szent Imre herceg volt a vezetője.

(*Magyar Attila*, az Őskultúra Alapítvány vezetője)

