

AZ IZOSZTÁZIA KÉRDÉSÉHEZ

EGYED LÁSZLÓ

Elméleti meggondolásokból az következik, hogy forgó folyadékszerű tömegek a saját nehézségi erőterükben csak akkor lehetnek mechanikailag egyensúlyban, ha a forgás a tömeg egyik főtehetetlenségi tengelye körül történik és a tömeg bármely pontjában fennáll a

$$dp = \rho dV$$

összefüggés. Az összefüggésben p jelenti a nyomás, V a nehézségi erő potenciáljának, pedig a sűrűség-függvény értékét. Az összefüggésből az következik, hogy forgó egyensúlyi alakzat felszíne nivófelület s a belsejében lévő bármely nivófelületen a nyomás és a sűrűség értéke állandó.

A Föld primitív állapotát folyadékszerűnek kell feltételeznünk. Erre utalnak egyebeken kívül a Föld korára vonatkozó vizsgálatok eredményei (1). A Föld primitív felszíne tehát nivófelület kellett legyen. A Föld felszíne ma eléggé tagolt, mégis magán viseli egykori állapotának a nyomait. A földregések azt mutatják, hogy a Föld belseje a földkéregtől eltekintve koncentrikus övekből áll, sőt még ezek ellipticitása is kimutatható (2). De a felszínen szárazulatokra és világtengerekre tagolódo kéreg is magán viseli az egykori folyadékszerű tömeg tulajdonságait: A Föld kontinentális kéregrészei úszó testként merülnek bele az alattuk lévő nagyobb sűrűségű magmába és a felszínen, vagy a magmában végbemenő változásokra az úszó testek törvényei szerint reagálnak. Ezt a jelenséget nevezzük izosztáziának.

Az egyensúlyi feltételekből látható, hogy folyadékszerűen viselkedő, homogén övekből álló Föld esetén a Föld alakja és a nehézségi erő szoros összefüggésben van egymással. A magmába bemerülő kontinentális tömegek és ezeken belül a magas-hegységek megzavarják a homogén övekből álló egyensúlyi alakzatra vonatkozó nehézségi erő eloszlását. Ez pedig a Föld egész alakjára kihat. Ha ismeretes a homogenitást megzavaró kéregrészek vastagsága, szerkezete és sűrűségi viszonyai, akkor a nehézségi erőben beálló változást, valamint az ennek következtében létrejövő geoid-deformációt kiszámíthatjuk.

A földkéreg szerkezeti viszonyainak ismerete mellett a tényleges nehézségi erő eloszlásból visszszámíthatjuk a homogén övekből álló Földre vonatkozó nehézségi erő értékeket.

Azt az eljárást, amelynek segítségével a nehézségi erőmérés adatait az izosztatikus egyensúly fennállásának feltételezésével egy homogén övekből álló Földre számíthatjuk át, izosztatikus redukciónak nevezzük.

Amennyiben a kéreg adatait nem ismerjük, vagy nem ismerjük eléggé az izosztatikus redukció elvégzéséhez, meg kell állapodnunk abban a modellben,

amellyel a kéreg felépítését megközelíteni próbáljuk. Az ilyen modell precizírozása a következő két elv alapján történik:

1. Az izosztázia jelensége fennáll;
2. a modell méretei akkor megfelelőek, ha a nehézségi erő értékei izosztatikusan e modell szerint redukálva a legkisebb négyzetes eltérést mutatják a homogén övekből felépített Föld elméleti nehézségi erő értékeitől.

Hogy a homogén övekből álló Földre való redukeiót elvégezzük, a második feltételre szines szükségünk akkor, ha észlelési állomásaink környezetei — függetlenül a magasságtól — az észlelés helyével közel egyszintűek. Az izosztázia feltételezése esetén a nyomás értékének a kompenzációs felületen állandónak kell lennie. Legyenek az egyik észlelési hely alatt az egyes rétegek vastagságai rendre: $h_1, h_2 \dots h_n$, sűrűségei $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_n$. Egy másik észlelési hely alatt pedig H_1, H_2, \dots, H_n , míg a sűrűségek $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n$, akkor a nyomásokra jó közelítéssel fennáll a következő egyenlőség:

$$\sum_1^n h_i \sigma_i = \sum_1^n H_k \rho_k$$

Az észlelt nehézségi erő értéke, koncentrikus homogén övek esetén olyan, mintha a Föld egész tömege a középpontjában volna sűrítve. A most feltételezett esetben tehát az észlelt nehézségi erő egyrészt a kompenzációs öv alatti homogén övek vonzásából, másrészt pedig a kompenzációs szint feletti rétegek vonzásából áll, mely utóbbiak értéke, ha elég nagy az egyszintű terület az észlelés hely körül, és a rétegek vastagsága is ennek megfelelően állandó, akkor jó közelítéssel az egyik esetben $2\pi f \cdot \Sigma h \sigma$, míg a másik esetekben $2\pi f \cdot \Sigma H \rho$ lesz. Ezek az értékek az előbbi egyenlőség alapján maguk is egyenlők lesznek. Ez az eredmény pedig azt mondja ki, hogy az észlelési értékek a két észlelési helyen csak a Faye-féle hatásból származó értékkel különbözhetnek. A Faye-féle redukeió tehát a legkevesebb feltételezést kívánó és egyúttal legtökéletesebb redukeió ott, ahol a terület különböző magasságú sík részekkel közelíthetjük meg. A Faye-redukeió ezek szerint nem azt jelenti, hogy a tömegeket a felszínre préseltük össze, hanem azt, hogy a kéreg szerkezetét a tenger szintjével összeeső kéreg szerkezetével vetjük mindenütt azonosnak.

A fenti megfontolásból az is következik, hogy a földkéreg szerkezetére izosztatikuss-gravitáció útján csak ott lehet következtetni, ahol a topográfia szintkülönbségeket mutat, tehát leginkább a hegységek és síkságok határain és hegységekben.

Persze kérdés, hogy a kéreg vastagságához képest milyen körzetben közelíthető meg a b vastagságú és σ sűrűségű réteg gravitáció hatása a $2\pi f \cdot \sigma h$ formulával pl. legalább 5%-os pontossággig. Legyen a megfelelő körzet sugara r , akkor egy r sugarú és h magasságú henger tengelyében a henger vonzása:

$$\delta g = 2\pi f \sigma \left(h + r - \sqrt{h^2 + r^2} \right) \sim 2\pi f \sigma \left(h - \frac{h^2}{2r} \right)$$

Ha a megközelítés legalább 5%-os, akkor

$$0,05 b \geq \frac{h^2}{2r}$$

ahonnan

$$r \geq 10 h$$

Tehát ha egyrétegű, 30 km körüli gránitszerű tömeggel közelítjük meg a kérget, akkor a $\delta g = 2\pi f \sigma h$ képlet 5%-os pontossággal csak 300 km-es sík területen érvényes.

Az Airy—Heiskanen-féle modellben a kéreg 2,67 sűrűségű gránitszerű tömeg, amely közvetlenül a 3,27 sűrűségű magmába van beágyazva.

Ez a modell és a segítségével kapott eredmények csak közelítések, mert nincs figyelembe véve, hogy

- a) a kérget helyenkint több kilométer vastag üledék borítja, amelynek a sűrűsége kisebb 2,67-nél.
- b) A kéreg maga is különböző rétegekre tagolódik.
- c) A kéreg többé-kevésbé a szilárd testek törvényei szerint viselkedik.

A nehézségi erőmérések adatainak e modell alapján végzett izosztatikus redukciói a földkéreg normál-kéregvastagságára 30 km-t adtak.

Az 1947-ben a helgolandi robbantással kapcsolatban végzett szeizmikus megfigyelések közelítőleg ugyanezt a kéregvastagságot szolgáltatták. A megfigyeléseket megerősítették a haslachi robbantással kapcsolatos megfigyelések is. Ez a tény is arra utal, hogy helyes volt az izosztázia elvének az alkalmazása.

A földkéreg szerkezetének ez a két, eddig legpontosabb szeizmikus megfigyelésekből eredő adata és a velük kapcsolatban végzett vizsgálatok (3, 4), kétségtelenné tették, hogy az üledékek alatti kéreg két részre tagolódik: egy gránitszerű övre és egy gabbró-szerű övre. Ugyancsak megerősítést nyert, hogy a kéreg alatt lévő magma anyaga peridotit-szerű anyagnak tekinthető. (Ezeknek az öveknek megfelelő kőzetek sűrűségei (5): gránit: 2,67, gabbró: 2,98, peridotit: 3,23).

Hogy a közvetlen megfigyelésből adódó kéregvastagság mégis elég jól egyezett a tisztán gravitációs-izosztatikus úton nyert értékkel, annak magyarázata ott keresendő, hogy az izosztatikus egyensúlyból származó hatás ott jelentkezik gravitációsan elsősorban, ahol komoly szintkülönbségek vannak, tehát a sikterületek és hegységek határán. Az észlelési helyek részben üledékekkel borított területre, részben a hegyvidékre kerülnek. Így a hegységeknek sokkal mélyebbre benyomuló nagyobb sűrűségű gabbró-gyökereinek gravitációs hatását a síkságon lévő kisebb sűrűségű üledékek gravitációs hatása az izosztatikus redukció középérték-képzésében többé-kevésbé kiegyenlíti.

Ha a földkéregnek az izosztatikus módszerrel való vizsgálatát tovább akarjuk finomítani, akkor az Airy—Heiskanen-féle modellt jobb közelítéssel kell helyettesítenünk. Az Airy—Heiskanen-féle modell alapján történt izosztatikus redukciók tapasztalatai alapján további finomításnak csak akkor van értelme, ha az új modell figyelembe veszi a) az üledékviszonyokat, b) a tulajdonképpeni kéreg kettős tagozottságát.

Az Airy—Heiskanen-modell az üledékes rétegeket is 2,67 sűrűségű kéregrésznek vette. Az új modellben ennek figyelembevétele csak úgy történhet meg, ha ismerjük az üledékek vastagságát és az üledékbeni átlagos sűrűségeloszlást. Az ezzel kapcsolatos redukció, az ún. földtani redukció nem kívánja meg az üledékvastagságok túlságosan pontos ismeretét. Az „izoszédiment“-térkép elég ha tizedrészes részletességű a terület topografikus korrekciójának elvégzéséhez szükséges térképhez képest. Tehát ha a topografikus korrekció százezres méretű térképnek megfelelő részletességű térképet kíván, akkor a földtani korrekció számára elegendő az egymilliós térképnek megfelelő részletességű izoszédiment térkép. Az ok egyszerű: a topográfia sűrűsége 2—2,6-ig terjed, míg a földtani korrekciónál a sűrűségkülönbségek 0,1 és 0,5 között vannak. Átlagban tehát ugyanakkora kiterjedésű tömegnél kb. tizedakkora hatással van dolgunk.

Az új modellnél elegendő, ha a sűrűségváltozást a homok-agyag üledékek átlagsűrűség változásával vesszük egyenlőnek. A mészkövek, különösen az alap-

A nyomás értéke a leggyakoribb szárazulatok felszínétől (100 m. t. f. sz.) számított 50 km-es mélységben lévő szintfelületen.*)

1.) Kontinentális területek

Terület	Üledék- réteg (2.5)	Gránit réteg (2.67)	Gabbro réteg (2.98)	Peridotit réteg (3.23)	Össznye- más kg/cm ²	A közép- től való ‰-os el- térés	Megjegyzés
Helgoland (Reich)	6 1500	5 1335	16 4768	23 7429	15032	0.62 ‰	Mesterséges robbantás
Haslach (Reich)	—	21.5 5740	7 2086	22 7106	14932	0.10 ‰	A terület átlag- magasságát 600 m- nek vettük, Mest. robbantás
Balkán (Jeffreys)	—	12 3204	25 7450	13 4199	14853	0.58 ‰	Mohorovicic anyagá- nak feldolg. Kulpa- völgyi földrengés
Észak- Európa (Jeffreys)	—	10 2670	20 5960	20 6460	15090	1.00 ‰	Jersey és Herfordshire földrengésből
Észak- Európa (Lee)	1 250	14 3738	15 4470	20 6460	14918	0.15 ‰	Északi-tengeri földi.-ből
Balkán (Jeffreys 1937)	—	17 4539	9 2682	24 7752	14973	0.22 ‰	A balkáni anyag új feldolgozása
Közép- és É.-Kali- fornia (Byerly) és Wilson)	1 250	12 3204	18 5364	19 6137	14955	0.10 ‰	A 6.6 km/sec. és 7.15 km/sec. sebes- ségű réteget egy- ségesen gabbroknak vettük.
Közép- és Délkali- fornia (Byerly)	—	9 2403	22 6556	19 6137	15096	1.05 ‰	
Délkali- fornia (Guten- berg)	—	14 3738	17 5066	19 6137	14941	0.01 ‰	A 6.95 km/sec. és 6.83 km/sec sebes- ségű réteget gabb- roknak, 7.6 és 7.94 km/sec. sebességű réteget peridotitnek vettük,
New Eng- land (Leet)	—	16 4272	20 5960	14 4522	14754	1.24 ‰	
Missouri (Robertson)	—	16 4272	13 3874	21 6783	14929	0.07 ‰	
Balkán (Lee)	1 250	12 3204	25 7450	12 3876	14780	1.07 ‰	

hegységhez csatlakozó tömött mészkövek, sűrűségük alapján izosztikus szempontból már a gránitövhöz kapcsolhatók.

Az új modellben a kéreg kettős tagozottságának figyelembevétele jelenti a finomítás másik részét. Ehhez azonban az szükséges, hogy tudjuk, milyen a két

* Az adatoknál a felső sor km-ekben, az alsó sor kg/cm²-ben érendő.

2.) Óceáni területek

Terület	Víz-réteg	Üledékréteg (2.5)	Gránitréteg (2.67)	Gabbróréteg (2.98)	Peridotit réteg (3.23)	Össznyomás kg/cm ²	A közep-től való %-os eltérés	Megjegyzés
Atlanti Óceán (Ewing)	5.13 528	1.37 342	—	—	43.4 14018	14888	0.35 %	Mesterséges szeizmikus felvétel
Átlagoceán	4.7 484	1.5 375	—	—	43.7 14115	14974	0.23 %	A legnagyobb gyakoriságú oceáni mélységre számítva 1,5 km-es átlag üledék vastagságot tételezve fel

3.) Labilis területek								
Újzéland	—	0.7 175	0.3 80	16.5 4917	32.5 10498	15670	4.87 %	
Tangó fsz (Hodgson)	—	—	—	16 4768	34 10982	15750	5.41 %	
Japán (Matusawa)	—	—	20 5340	30 8940	—	14280	3.58 %	

réteg vastagságának egymáshoz való viszonya és a gyökérképzésben melyik milyen mértékben vesz részt. A helgolandi és a haslachi adatok azonban azt mutatják, hogy a kétféle réteg egymáshoz való viszonya egészen különböző lehet. A helgolandi adatok szerint a kéreg gránit öve negyed olyan vastag Északnémetország területén, mint a gabbró-öv. A haslachi mérések tanúsága szerint pedig a délnémetországi területen a gránitréteg több, mint kétszer vastagabb a gabbró-övnél. Ez a lényeges eltérés kételyeket támaszthat bennünk, hogy az izosztázia egyformán érvényesül-e a két területen. Számítsuk ki éppen ezért a nyomás értékét egy 50 km mélységű nívófelületre, feltételezve, hogy az üledékek sűrűsége 2,5, a gránit-réteg sűrűsége 2,67, a gabbró-réteg sűrűsége 2,98, a peridotit magma sűrűsége 3,23. A számítás eredményeként 15.032 kg/cm² nyomást kapunk az Északnémet területre és 14.932 kg/cm² nyomást a Délnémet területre. Ezt a két értéket igen jó egyezésnek kell minősíteni (0,7%-os eltérés). Nagyon érdekes ezt az adatot összehasonlítani az Atlanti óceán egyik területe alatti 50 km-beli nyomás értékével, amely 14.888 kg/cm²-nek adódik, ha felhasználjuk Ewing-nek az előző két adattal megegyező megbízhatóságú mérési adatait, amely szerint az Atlanti-óceán általuk vizsgálat alá vett területén az 5,13 km-es tengermélység alatt és mintegy 1,37 km-es üledékszóna alatt mindjárt a peridotit magma anyaga következik. Az eltérés itt is lényegesen belül marad a mérési pontosságon.

De teljesség kedvéért közöljük a közeli rengések adatai alapján számított 50 km-es nyomásértékeket különböző kontinentális területekre, valamint a leggyakoribb óceán mélységre, 1,5 km-es leggyakoribb üledékvastagságot tételezve fel az óceánok alatt.

A táblázat nem veszi figyelembe a vertikálisok konvergenciáját. A precízebb nyomásmeghatározást feleslegesnek tartottuk, miután a természetes rengésekből származó adatok mérési pontossága amúgysem túlságosan nagy. A helgolandi,

haslachi és az Atlanti óceánon végzett szeizmikus megfigyelési adatokból a vertikális konvergenciájának figyelembevételével számított nyomás értéke az előbbi szintre:

Helgoland	15.143 kg/cm ²
Haslach	15.043 kg/cm ²
Atlanti-óceán	15.000 kg/cm ²

Ezen értékek közötti százalékos eltérés lényegileg megegyezik a táblázatban szereplő adatok százalékos eltéréseivel. Ha pedig a számításoknál a sűrűségeket 1,03, 2,4, 2,7, 3,0, ill. 3,3-nak vesszük, amely feltevések a földtani megfontolások alapján is indokoltak mondhatók, akkor a három adat csaknem tökéletesen megegyezik:

Helgoland	15.200 kg/cm ²
Haslach	15.276 kg/cm ²
Atlanti-óceán	15.287 kg/cm ²

A nyomásszámolásnál figyelembe vehettük volna még a nehézségi erőnek függőlegesen való változását is. A nehézségi erőnek a változása a kéreg aljáig alig tesz ki három ezreléket, míg az ennek folytán beálló nyomásértékek viszonylagos eltérése még legalább egy nagyságrenddel kisebb. Számításbavétele tehát nem indokolt.

Ezek az adatok a szeizmikus vizsgálatok oldaláról igazolják azt, hogy elhanyagolhatóan kis labilis területektől eltekintve, a földkéreg csaknem tökéletes izosztatikus egyensúlyban van, tehát az izosztázia törvénye mindenütt érvényesül.

Beszélnünk kell még arról, hogy mennyiben kell az izosztatikus redukció finomításánál a kéreg szilárdságából származó következményeket figyelembe venni. Erre a kérdésre nem akarok jelenleg részletesen kitérni, hiszen ismeretesek regionális kompenzációt alkalmazó redukciós eljárások is. Itt csak azt akarom megjegyezni, hogy a regionalitás-lokalitás kérdése tk. az időnek a függvénye. Ha az egyensúlyt nagyvonalakban figyeljük meg, akkor azt regionálisnak találjuk (pl. Kárpátmedence, vagy a Skandináv-félsziget). A finomabb analízis azonban azt mutatja, hogy megvan ezen belül a lokális egyensúlyra való törekvés is, csak ez sokkal kisebb mérvű és rendszeren a regionálisra telepszik rá. Bizonyíték erre az, hogy az üledékekkel borított mélystruktúrák a felszínen legtöbbször vízvásztó jelleggel bírnak, aminek a magyarázata a következő: a területnek üledékekkel való feltöltődése gyorsabban megy végbe, mint az egyensúlyra való beállás. Éppen ezért a tektonikában lévő üledékvastagság és a kéregből származó nyomás a referenciaszintre nagyobb, mint a gerinc területén. Ennek következtében pedig az eltemetett hegység a mellette lévő tektonához képest emelkedő tendenciát mutat, ami a folyóvizek menefét aztán a felszínen determinálja.

Ebből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a finomítás mértékét nem rontja, ha az új modellben is a kompenzációt lokálisnak tételezzük fel.

Az új izosztatikus modell tehát figyelembe fogja venni:

1. a geológiai korrekciót,
2. a kéreg kétrétegűségét.

A modell méreteit a következőkkel precizírozzuk:

I. az óceánok vizének sűrűségét	1,03-nak
a gránitréteg sűrűségét	2,70-nek
a gabbróréteg sűrűségét	3,00-nak
a peridotit-magma sűrűségét	3,30-nak vesszük.

II. Föltesszük, hogy a izosztázia jelensége fennáll.

III. A gránit- és gabbroréteg vastagságáról feltesszük, hogy egy területen belül köztük lineáris összefüggés áll fenn:

$$h_2 = \alpha + \beta h_1$$

IV. A homogén övekből felépített föld szerkezetét a peridotit-magma fölött 1,8 km vastagságú üledékrétegből és 4,7 km vastagságú vízrétegből állónak vesszük és a kompenzációs felületen ennek megfelelő nyomással számolunk.

V. A modell méretei akkor megfelelőek ha a nehézségi erő észlelt értékei izosztatikusan a modell szerint redukálva a legkisebb négyzetes eltérést mutatják a homogén övekből felépített föld elméleti nehézségi erő értékeitől.

A geológiai korrekció elvégzéséhez szükségünk van először is az izoszediment térképekre. Elvileg ennek a feladatjának a megoldására rendelkezésünkre állnak a mesterséges szeizmikus hullámok. Segítségükkel meg lehet határozni az üledék-vastagságokat, azonban gyakorlatilag ez az út kevésbé járható, mivel a mérések kivétel nélkül hosszadalmas és nagy személyzetet igényel. A gyakorlati szempontból végzett szeizmikus mérések pedig rendszeren az antiklinálisok fölé kerülnek, nem pedig a nagyobb vastagságú üledék-sorok fölé. A tellur-áramok módszere (7) azonban lehetővé teszi elegendő pontosságú üledékvastagság-térképek elkészítését, ha kötni tudjuk helyenként ismert üledékvastagságú pontokkal és a rétegek átlagellenállásának változását valamennyire ismerjük. E mérési módszer független az izosztatikai viszonyoktól és a topográfia sem befolyásolja. A tellur-áramokkal végzett mérés személyzet, gyorsaság és költség szempontjából megközelíti a graviméteres mérést. Miután ma az üledékkel borított területek legnagyobb része gravitációsan már fel van mérve, észszerű állomástelepítéssel nem okoz nehézséget az izoszediment térképek gazdaságos elkészítése.

A geológiai redukció helyes kivitelezése azonban azt is megkívánja, hogy az üledékek sűrűségének a mélységtől való függését is ismerjük. Erre A t h y (8) nagyszabású vizsgálataiból az derült ki, hogy az agyag-üledékek sűrűsége a mélységnek exponenciális függvénye:

$$\sigma = \sigma_F + (\sigma_0 - \sigma_F)(1 - e^{-kz})$$

ahol σ a z mélységben észlelt sűrűség,

σ_F a felszínen észlelt sűrűség,

σ_0 az üledékek határsűrűsége,

k egy állandó.

Ez az összefüggés természetesen nem vonatkozik mészkő-üledékekre. Az utóbbiak azonban legtöbbször a kristályos kéreghez csatlakoznak, sűrűségük nem tér el lényegesen a kéreg felső részének sűrűségétől és így izosztatikusan nem különböztethető meg tőle. E részek azonban a tellur-áramokkal szemben is úgy viselkednek, mint a sial-kéreg, tehát ezeknek a korrekciók szempontjából a sialhoz való csatolása az eredményeket nem zavarja.

Az A t h y-féle eredményekkel kapcsolatban felmerül az a kérdés, hogy az összefüggés numerikusan nem változik-e nagyon területenkint. A kérdés széleskörű vizsgálatára ezideig nem került sor, azonban a magyarországi kőolaj-kutatásokkal kapcsolatban végzett térfogatsúly-vizsgálatok numerikusan is jól egyeztek az A t h y-féle eredményekkel.

A geológiai hatás figyelembevétele mellett az új modell alkalmas lesz arra, hogy a földkéreg szerkezetét izosztatikai gravitációs módszerekkel pontosabban

felkutassuk. Ha ugyanis a méretek precizírozására felállított V. pont alapján meghatározzuk a III. pontban definiált α és β értékeket egy területre vonatkozólag, akkor ezzel éppen a terület átlagos kéregszerkezetét kaptuk meg. Ebben van a módszer egyik jelentősége.

Az új modellek alapján történő redukciós eljárás redukciós formuláit és tábláit külön fogjuk közölni. Most csupán néhány következtetést vonunk le még a fentebbiből.

1. Az 5 km-nél mélyebb óceáni területeken a gabbro- és gránit-rétegnek hiányoznia kell.

Ha ugyanis az 5 km-es óceánvastagsághoz 1,5 km üledékréteget veszünk, akkor a nyomás csak akkor adja ki a szükséges értéket, ha az üledékek alatt mindjárt a peridotit-réteg következik. Ennek megfelelően az Atlanti-óceán fenekének egy jó részéről a sialnak hiányoznia kell. Ezt Ewing mérései (6) igazolják is. Ha Kossinna adatait (9) figyelembe vesszük, az Atlanti-óceán leggyakoribb mélysége alig valamivel kevesebb 5 km-nél, míg a Csendes-óceán fenekén az 5 km-t valamivel meghaladja. Ebből egyrészt azt következtethetjük, hogy:

2. A Csendes-óceán fenekén lévő mélytengeri üledékek vastagsága átlagban kevesebb kell legyen, mint a többi óceánokban.

3. A Csendes-óceán és az Atlanti-óceán fenekének felépítése egymástól nem sokban különbözhetik.

Az utóbbit megerősítik ugyancsak Ewing kutatásai (10), aki szeizmológiai úton kapta ugyanezt az eredményt.

4. A kontinensek és az óceánok permanenciájának az elve csak a parti sávokban vesztetheti el érvényét.

Egyébként a peridotitszerű ultrabázikus anyag roppant tömegekben kellene átalakuljon savanyú és félsavanyú kőzetekké, ami kőzettani vizsgálatokkal nem fér össze.

5. Az óceáni területeknek azok a részei, amelyek 6 km-nél mélyebbek, nem lehetnek izosztatikus egyensúlyban.

Valóban a mélytengeri árkokat mindenütt erős földrengés tevékenység, tűzhányó tevékenység és izosztatikus anomália kíséri. A Föld tökéletes izosztatikus állapotára jellemzőnek mondhatjuk, hogy a mélytengeri árkok a Föld felszínének egy egészen elhanyagolható részét teszik ki.

Л. Эдед:

К вопросу изостазии

Автор сравнивает данные гравитационных измерений с новыми результатами геосейсмических исследований. Автор устанавливает, что вся поверхность земли — кроме одной незначительной территории — находится в изостатической равновесии. В дальнейшем автор занимается с вопросом уточнения метода Airy—Heiskanen. Это возможно с помощью так называемой геологической коррекции и применением сейсмических данных. Автор составил новую изостатическую модель земли. Для определения геологической коррекции надо применять и геотеллурические токи. Наконец автор считает что на дне океанов земная кора не имеет континентального характера. Теория перманенции океанов считается правильной с исключением прибрежных зон. Глубоко-океанные каналы находятся в лабильном равновесии.

Some notes concerning the question of isostasy.*

by L. E g y e d

The continental parts of the crust are immersed in the denser magma as floating bodies and they react to all changes taking place on the surface or in the magma following the law of floating bodies. This is the idea of isostasy.

The method by which the gravity data are reduced to an Earth consisting of homogeneous shells according to isostasy is called isostatical reduction. The principles by which the dimensions of an isostatical model may be determined, are:

1. The isostasy subsists
2. The dimensions are suitable if the gravity data, reduced according to the model, show the minimum square deviation from theoretical gravity values of an Earth consisting of homogeneous shells.

Author at first shows that the free-air reduction is the best isostatic reduction when the surroundings of the observation-stations are on the same level as the stations themselves.

The Airy-Heiskanen-system is a good approximation of the Earth's crust, but has some failures not taking into account the sedimentary layers, the two-layered crust and the rigidity of it.

The refining of this model is possible only by a more precise geologic correction, and by the consideration of the granitic and gabbroic layer. The new seismic investigations made at Heligoland, Haslach and on the Atlantic Ocean gave very different data as to the relation of these strata. Computing the pressure on a level surface in a depth of 50 kms, using the following densities:

1. ocean water	1,03
2. sedimentary layer	2,4
3. granitic layer	2,7
4. gabbroic layer	3,0
5. peridotitic magma	3,3

and taking also in to account the convergence of verticals, we receive the following pressure values:

Heligoland area	15 290 kg/cm ²
Haslach area	15 276 kg/cm ²
Atlantic Ocean area	15 287 kg/cm ²

These data nearly perfectly agree with each other and show from the side of seismic investigations that the isostasy subsists over the whole Earth except a very little part of unstable areas.

The isosediment maps for geologic corrections may be determined by the method of telluric currents. The results obtained by L. F. Athy for the density values can applied to that of sedimentary layers.

The new model taking into account the geologic correction and the two-layered crust is determined by the following conditions:

- I. The density of ocean water 1,03
- The density of granitic layer 2,70
- The density of gabbroic layer 3,00
- The density of peridotitic magma 3,30

* The detailed text will appear next in the „Acta Technica Academiae Scientiarum Hungaricae — Series Geologica”.

- II. The isostasy is supposed to be subsisting.
- III. The relation of thickness of gabbroic layer to that of granitic is supposed to be linear: $h_2 = a + \beta h_1$.
- IV. The outer shell of the theoretical Earth over the peridotite magma consists of a sedimentary layer of a thickness of 1,8 kms under a water-column of 4,7 kms. On the surface of compensation, the pressure corresponds to the above layer-distribution.
- V. The dimension of the model are suitable if the gravity data, reduced according to this model, show the least square deviation from the theoretical gravity values of the Earth consisting of homogeneous shells.

The new model is suitable to a more accurate investigation of the structure of the Earth's crust by isostatical-gravitational methods. If we determine namely by isostatical adjustment the constants a and β connecting the thickness of gabbroic layer with that of granitic by the equation $h_2 = a + \beta h_1$, then we know the relation between the thicknesses of the two layers and the fact also, which of the two has taken a greater part in the mountain-root formation.

Concluding, some consequences may be enumerated:

- I. The gabbroic and granitic layers fail on the oceanic areas deeper than 5 kms.
- II. The deep sediments on the bottom of the Pacific Ocean are thinner than those in other oceans.
- III. The bottom structure of the Pacific Ocean is not essentially different from that of other oceans.
- IV. The principle of permanence of oceans and continents may lose its validity only in coastal zones.
- V. The oceanic areas which are deeper than 6 kms may not exist in equilibrium.

IRODALOM

1. Holmes: An estimate of the age of the Earth. *Nature* V. 157. pp. 680—684. 1946.
2. Bullen: An Introduction to the Theory of Seismology. Cambridge, 1947.
3. a) Bartels: Wissenschaftliche Ergebnisse der geophysikalischen Beobachtungen der Sprengung auf Helgoland.
b) Schultze—Förtsch: Die seismischen Beobachtungen bei der Sprengung auf Helgoland am 18. April 1947. zur Erforschung des tieferen Untergrundes.
c) Reich: Geologische Ergebnisse der seismischen Beobachtungen der Sprengung auf Helgoland.
Geologisches Jahrbuch für die Jahre 1943—1949. Bd. 64. Hannover. 1950. pp. 201—266.
4. Reich—Schultze—Förtsch: Das geophysikalische Ergebnis der Sprengung von Haslach im südlichen Schwarzwald. *Geologische Rundschau* Bd. 36. pp. 85—97
5. Birch—Schairer—Spicer: Handbook of physical constants. Baltimore, 1942.
6. Ewing—Wirzel—Hersey—Press—Hamilton: Seismic Refraction Measurements in the Atlantic Ocean. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 40 pp. 233—242. 1950.
7. L. Migaux: Une méthode nouvelle de géophysique appliquée: La prospection par courants telluriques. *Annales de Geophysique. Vol. 2. 1946.*
8. L. F. Athy: Density, Porosity and Compaction of Sedimentary Rocks. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.* Vol. 14. p. 1—30; 1930.
9. Kossinna: Die Erdoberfläche. (Handbuch d. Geoph. Bd. II. 1933.)
10. Ewing—Press: Crustal Structure and Surface-Wave Dispersion. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 40. p. 271—280. 1950.