

# Általános geofizika: a Föld fizikája<sup>1</sup>

MÁRTON PÉTER<sup>2</sup>

Az elmúlt 50 év az általános geofizika teljes megújulásának időszakára volt. E periódus kezdetén meglévő ismereteinket a szilárd Földről EGYED László „A Föld fizikája” (1956) és BARTA György „Földmágnesség” (1957) című könyveiben foglaltak tükrözik: viszonylag jól ismert volt a héjas felépítésű Föld mechanikai szerkezete, az izosztázia szerepe a felszínközeli tömegek elrendezésében, és a belső eredetű mágneses tér felszíni eloszlása. A Föld rendszer működési mechanizmusára vonatkozó elgondolások azonban, beleértve a mágneses tér képződését és fenntartását is, alig haladták meg a spekuláció szintjét. A kontinensvándorlás Wegener-féle elméletét ekkor már, úgy tűnt, véglegesen elvetették, noha az akkor divatos tágulási hipotézisek nagyrészt arra irányultak, hogy arra bizonyítékot szolgáltatassanak. Ezt végül az 1950-es évek végétől megélnékelő paleomágneses kutatások hozták meg, amelyek többek között arra is rámutattak, hogy a földmágneses tér időről időre megváltoztatja polaritását. Az 1950-es évek végével kezdődően kialakuló új diszciplína, a tengeri geológia/geofizika új felfedezéseket hozott, többek között az egész Földet behálózó óceáni vonalas törérendszer megismerését, amelynek (és a kapcsolt transform töréseknek az) aktív voltát az egyre pontosabbá váló szeizmológiai megfigyelések is igazolták. Egyidejűleg megszületett a „sea floor spreading” hipotézis, majd — az óceáni sávok mágneses anomáliák értelmezése nyomán — az 1960-as évek végén a lemeztectonika elmélete. Szélesebb értelemben a lemeztectonika az első geofizikai elmélet, amely a globális földtani/tektonikai folyamatok egységes magyarázatát szolgáltatja a földfelszínt borító mintegy tíz litoszféalemez keletkezésének, fejlődésének és kölcsönhatásának következményeként. A lemeztectonika érvényessége a földtörténet „késői” szakaszában ma kétségtelennek tűnik, de a távolabbi múlt tektonikai eseményeinek feltárása a köpeny dinamikájának megismerése nélkül nem lehetséges. Ennek jelenleg rendelkezésre álló geofizikai eszközei az ultranagy nyomású laboratóriumi kísérletek, a globális szeizmikus tomográfia és a köpenyáramlások numerikus modellezése. A tomográfia alapján az alsó köpenyben két hatalmas (több ezer km átmérőjű) felszálló „superplume” (a déli Pacifikum és Afrika alatt), továbbá egy óriási leszálló „superplume” (középső Ázsia alatt) azonosítható. Az utóbbi években felvetett hipotézis, az ún. „plume” tektonika szerint az alsó köpeny dinamikáját ezek a vertikálisan mozgó „superplume”-ok, míg a felső köpenyét a lemezek horizontális mozgásai uralják. Stacionárius állapotban az alsó és felső köpeny nincsenek csatolásban. Csatlós akkor jön létre, amikor a szubdukciós zónákban felgyülemelő hideg litoszféra elemek lavinászerűen „lezuhanva” áttörik az alsó-felső köpeny határt. Amennyiben ez a teljes leszálló „superplume”-ra kiterjed, akkor az egész köpeny mozgásba jön (kb. 400 millió évenként), amely szuperkontinensek keletkezéséhez és felszakadásához vezet. Úgy tűnik tehát, legalábbis a spekuláció szintjén, hogy a geodinamikai folyamatokat a felszínen lehűlő, süllyedő hideg anyag vezérli, a konvektív hűlés velejárájaként.

## P. MÁRTON: The last fifty years in Earth's physics

*The study of the solid Earth with physical methods has a long history starting with geomagnetism and gravity studies but it was not until world seismology was started around 1900 that the principle of isostasy and the internal layered structure of the Earth were established. Despite of all advances during the first fifty years of the last century, geodynamics remained a highly speculative subject. In particular, the theory of continental drift proposed by Alfred Wegener and supported by the expansionists could not be substantiated until modern palaeomagnetism studies were started in the late 1950s. At about the same time, marine geology and geophysics were established and led rapidly to important discoveries on the sea floor, which in turn brought in new ideas such as the world encircling oceanic rift system and the sea floor spreading hypothesis (1956–1963). The next important idea was the proposal of transform faults and of plate tectonics (1965–1968). The theory of plate tectonics provided the first self-consistent explanation of global tectonic processes in terms of formation, evolution and interaction of ten or so rigid lithospheric plates covering the surface of the Earth. Though the validity of plate tectonics is now unchallenged in the superficial part of the Earth during its later history, to understand the long-term behaviour, the dynamics of the deeper parts of the Earth had to be investigated in greater detail. Recent results obtained by high-pressure mineral physics, global seismic tomography (developed from the mid-1970s) and modelling of mantle convection have given new ideas of mantle dynamics. Based largely on global seismic tomography, that has indicated the existence of possible upwelling superplumes beneath the South Pacific and Africa and a downwelling superplume beneath central Asia, a changing view from plate tectonics to plume tectonics (so called) has emerged. In a steady state regime plate tectonics dominates the superficial part and plume tectonics dominates the deeper part and these domains are uncoupled. Coupling is initiated by the abrupt downward movement of slab material piling up at the base of the transition zone and when this extends to the entire downwelling superplume then the whole mantle stirs which in turn may lead to formation and break-up of supercontinents. This theory is still in its infancy and its development is one of the challenges facing the physics of the solid Earth.*

1 Beérkezett: 2003. november 30-án

2 Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai Tanszék,  
H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c.,  
e-mail: martonp@ludens.elte.hu

## Bevezetés

Az általános geofizika két fő részre osztható. Az egyik a Föld felszíne alatti (földbelső), a másik a Föld felszíne feletti (légkör, ionoszféra, magnetoszféra) tartománynak a fizikai jelenségeit tanulmányozza és értelmezi. A következőkben a szilárd Föld mechanikai szerkezetével foglalkozunk, különös tekintettel azokra az eredményekre, amelyeket az elmúlt 50 év hozott.

Régen ismeretes, hogy a Föld első közelítésben hidrosztatikus egyensúlyban lévő testnek tekinthető, azaz belső szerkezete dominánsan koncentrikus héjas felépítésű. Ugyanakkor a Föld rugalmas test, azaz a Földet alkotó ásványok és fémötvözetek az adott nyomás és hőmérsékleti viszonyok mellett képesek szeizmikus hullámok továbbítására, amelyek, ha elég erős rengésekből erednek, az egész Földet átjárják. A szeizmikus hullámokat a szeizmológusok valamivel több mint 100 éve regisztrálják, analizálják és értelmezik a Föld belső szerkezetének modellezése céljából. A kapott szeizmológiai modellek képezik az alapját az ásványi összetétel, a fizikai állapot és a dinamikai folyamatok megismerésére vonatkozó további vizsgálatoknak.

50 évvel ezelőtt a szeizmológiai földmodellek gerincét a *P*- és *S*-térhullámokra vonatkozó interpolált menetidő adatoknak (Jeffreys–Bullen táblázatok) a Wiechert-Herglotz módszerrel invertált pontos 1-D hullámsebesség-eloszlásai képezték. Erre épült a sűrűségeloszlásnak a Föld tömege és tehetetlenségi nyomatéka által jól behatárolt, Bullen-féle modellje.

A szeizmológia teljesítőképességét jelentősen növelte az 1960 körül indult, a föld alatti nukleáris robbantások és a természetes eredetű földrengések megkülönböztetését szolgáló program, amelynek keretében korszerűsített, az egész világra kiterjedő állomáshálózatot hoztak létre és üzemeltettek. További minőségi javulást jelentett a digitális szeizmometria fokozatos bevezetése, valamint a Föld sajátrezgéseinek felvételezésére alkalmas ultrahosszú periódusú rendszerek telepítése az 1980-as években. Mindezek nyomán óriási mennyiségű, a korábbiaknál részletesebb és pontosabb szeizmogram keletkezett, amely a modern számítástechnika módszereinek és eszközeinek alkalmazásával lehetővé tette a Föld szerkezeti részleteinek feltárását. Ebben nagy szerepet játszott a Föld sajátrezgéseinek felfedezése.

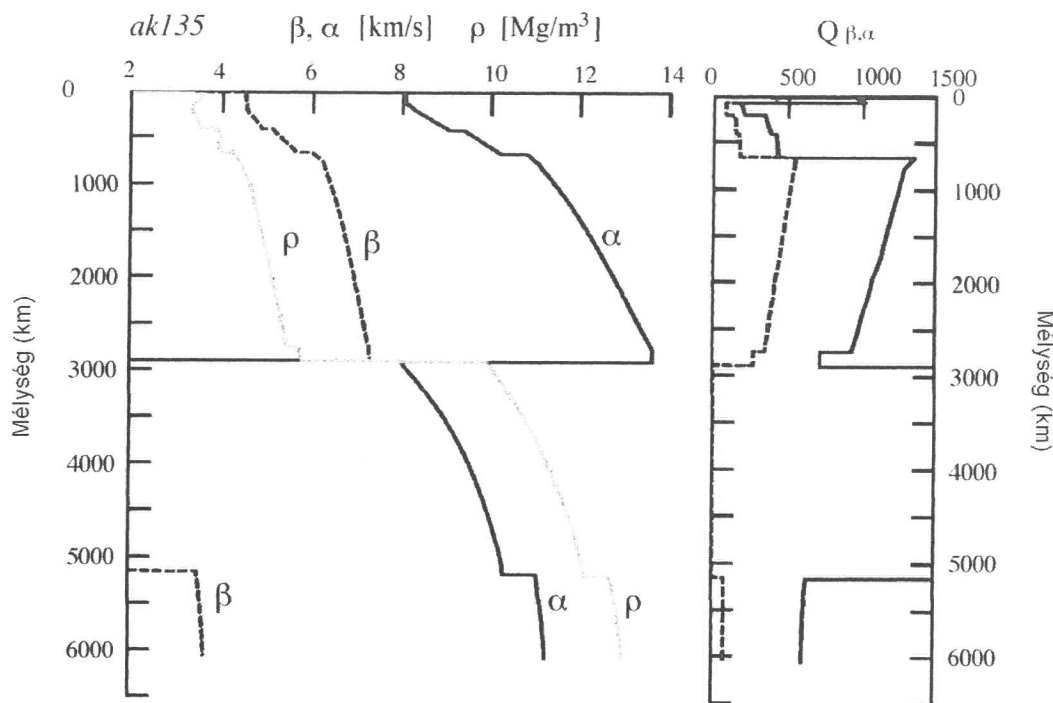
Egy-egy nagyméretű földrengés hatására az egész Föld rezgésbe jön, amint azt elméletileg már a XX. század elején megjósolták. E rezgések detektálása azonban sokáig nem sikerült, míg végre BENIOFF az 1952. november 4-i kamcsatkai földrengés szeizmogramján egy 57 perc periódusú rezgést a sajátrezgések fundamentális harmonikusával vélt azonosíthatónak. Azt viszont, hogy a Föld fentebb hivatkozott modelljének vibrációi milyen frekvenciákkal történhetnek, csak 1959-ben tisztázták egy korai elektronikus számítógépen lefuttatott modellező program segítségével. A következő évben azután, a nagy chilei földrengés szeizmogramjainak Fourier-analízisével É- és D-Amerikában, Japánban és Európában is megtalálták az elmélet által megjósolt frekvenciákat. Innen kezdve a sajátrezgés-kutatások fokozatosan elterjedtek, az elmélet mára csaknem teljessé vált, továbbá megbizonyosodott, hogy a sajátrezgések észlése és invertálása a belső szerkezet kutatásának igen hatékony eszköze.

A korszerűsített szeizmológiai észlése és feldolgozás meghatározó szerepet játszott a globális lemeztektónikai elmélet alapjainak lerakásában, valamint abban a folyamatban, amely a lemeztektónikai szemléletű gondolkodást uralkodóvá tette a szilárd Föld nagyméretű fizikai folyamatainak értelmezésében. A lemeztektónikai elmélet szerint a Föld felszínét „néhány” merev (aszeizmikus) litoszférelemez borítja, amelyek egymáshoz képest állandó mozgásban vannak. A lemezhatárok mentén a szomszédos lemezek távolodhatnak (akkréciós határ), egymás mellett „elcsúszhatnak” (transzform és „strike-slip” vetők), illetve az egyik (óceáni) lemez a vele szemben lévő lemez alá süllyedhet (szubdukciós határ). Minthogy e mozgások mindegyike jellegzetes földrengéseket indukál, a szeizmicitás segítségével a lemezhatárok kijelölhetővé és értelmezhetővé váltak. A lemeztektónikai elmélet első kvantitatív megfogalmazása (az 1960-as évek vége) óta eltelt több mint 30 esztendő múltán a földrengésvizsgálatoknak továbbra is jelentős szerep jut a lemezhatárok definiálásában és a relatív mozgások meghatározásában. Ezen állítás fenntartása mellett, nem lehet figyelmen kívül hagyni azt a tényt, hogy a lemeztektónika az ún. „sea-floor spreading” hipotézissel kezdődött (1963), ami viszont a földmágnesség új eredményeinek felhasználásával vált megfogalmazhatóvá. Ezek a kiterjedt tengeri mágneses mérések nyomán felfedezett sávos mágneses anomáliák, a térfordulások és a kontinensvándorlás igazolása, mindkettő az 1950-es évek végén kezdődött modern paleomágneses kutatások vívmánya.

Visszatérve a Föld belső szerkezetére, az elmúlt 20–30 évben több 1-D földmodellt is kiszámítottak, amelyek során a térhullám menetidő adatok mellett a sajátrezgés frekvenciákat (és csillapításokat) is felhasználták. A modern földmodellek nagyságrendekkel (!) több észlelési adaton nyugszanak, mint pl. a klasszikus Jeffreys–Bullen modell, másrészt származtatásuk módszere is különbözik. Az alkalmazott eljárás (inverzió, amelynek 1-D elméletét az 1960-as években dolgozták ki) első lépése egy, „a valósághoz közel álló” kiindulási földmodell felvétele, majd a modellhez tartozó észlelési adatok (menetidők, sajátfrekvenciák és csillapítások) kiszámítása, és ezek összehasonlítása a valóságban mért értékekkel. A második lépés arra irányul, hogy a kiszámított és mért értékek különbségeit, az ún. reziduálokat minimalizálják, azaz a kiindulási modell iteratív változtatásával elérjék, hogy a reziduálok a lehető legkisebb értékeket vegyék fel. Az alábbiakban egy kurrens 1-D földmodell (*I. ábra*) bemutatása mellett, LEE et al. [2003] nyomán összefoglaljuk a földbelső legfontosabb tulajdonságait.

### A szilárd Föld szerkezeti és anyagi tulajdonságai

Eltekintve a kissebességű kéregtől, a szeizmikus sebességek szisztematikusan növekszenek a mélységgel a Jeffreys-féle modellhez hasonlóan, de attól eltérően ugrásszerű sebesség- (és sűrűség-) növekedést jeleznek 410 km és 660 km közelében. 410 km és 800 km között az ún. átmeneti zóna helyezkedik el. 800 km-től 2700 km-ig a szeizmikus sebességek monoton növekszenek. 2900 km-ben a transzverzális sebesség nullára esik (folyadéktartomány kezdete), a longitudinális hullám sebessége pedig a felső köpenybeli értékre zuhan vissza, majd monoton nő a külső-belső maghatárig. A belső magban mindkét hullámsebesség csaknem állandó



1. ábra. Hullámsebességek ( $\alpha$ : P-hullám,  $\beta$ : S-hullám), sűrűség ( $\rho$ ) és jósqági tényezők ( $Q_{\alpha}$ : P-hullám,  $Q_{\beta}$ : S-hullám) a mélység függvényében az ak135 modell szerint

Fig. 1. P velocity ( $\alpha$ ), S velocity ( $\beta$ ) and density ( $\rho$ ) as well as quality factors ( $Q_{\alpha}$ ,  $Q_{\beta}$ ) according to the ak135 Earth model

(gyengén nő). A földbelső legnagyobb részében a sebességek laterális változásai 1% alatt maradnak, kivéve a határretegek közelében, így a földfelszín, a köpeny-mag határ közelében és a süllyedő litoszféralemezekben. Termodinamikai alapon feltehető, hogy a Föld nagyobb zónáinak (héjainak) kémiai összetétele állandó, azaz a sűrűség növekedése a mélységgel az egyes zónákban a gravitációs eredetű kompresszióval kielégítően megmagyarázható. A 410 km és 660 km közelében lévő diszkontinuitások a legfontosabb köpenyásványnak, az olivinnek a szilárd fázisú átalakulásaiával vannak kapcsolatban, míg az aktuális sűrűségértékek és kozmokémiai megfontolások is arra utalnak, hogy a mag lényegében vasból áll. Nagyban és egészben véve, a Föld kémiai összetétele a differenciálatlan kondrit meteoritok összetételével közelíthető, szerkezete kémiai differenciációval alakult ki, amelynek során a kontinentális kéreg egy könnyű anyagokból álló vékony réteg elkülönülésével jött létre, míg a mozgó és a köpenybe visszatérő óceáni kérget a felső köpeny olvadékaént felnyomuló bazalt alkotja. A köpeny közel azonos kémiai összetétel mellett kristályos szilikátokból és oxidokból épül fel. A mag olvadt állapotban lévő, zömében vasból álló fémötvezet, amelynek belseje folytonosan szilárdul és növekszik.

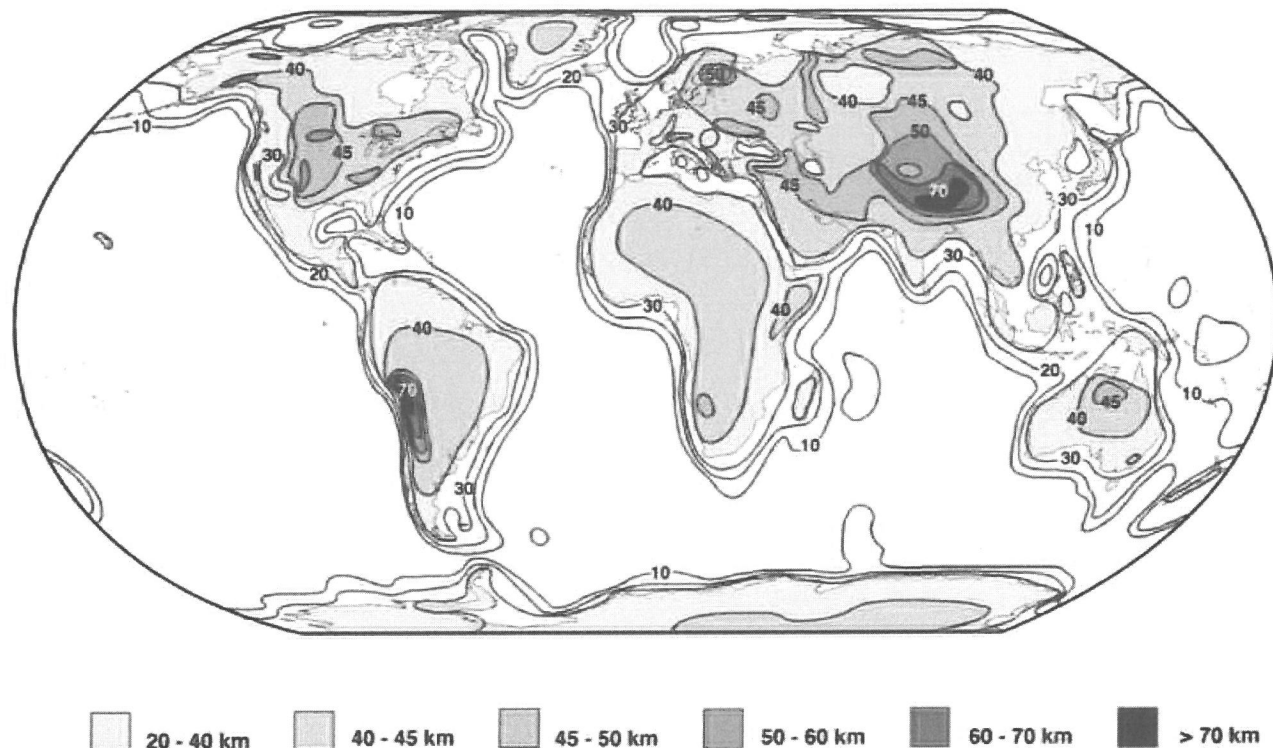
Az 1-D földmodellek a földbelső átlagos, koncentrikus héjas szerkezetét tükrözik. A héjas felépítés azonban, amint arra számos észlelési adat utal, csak elsőrendű közelítése a Föld szerkezetének. Egy ilyen Föld valódi geometriai lapultságának ( $f = 1/298,257$ ) és hidrosztatikus lapultságának ( $f_H = 1/299,75$ ) 0,6%-os különbsége, amely első rendben jelentéktelennek mondható, további közelítésben viszont nem elhanyagolható, azt mutatja, hogy a Föld szerkezete valamennyire eltér a hidrosztatikus egyensúly által meg-

követelt felépítéstől. Az eltérés látványosabb, ha a Föld alakját reprezentáló geoid magasságait tekintjük a hidrosztatikus alakhoz képest. Elég csak a hosszúhullámú összetevőket vizsgálni, amelyek egymásra merőlegesen két, egy pozitív és egy negatív nem teljes sávot alkotnak (a teniszlabda mintázatának megfelelően), hogy felismerjük a Föld globális háromtengelyűségét, illetve azt, hogy a mélyben jelentős „tömegetbbletek” és „tömeghiányok” vannak.

A legnagyobb laterális változások a Föld legfelső szilárd héjában találhatóak, amelyek többek között a szilárd felszín magasságainak eloszlásában is megnyilvánulnak. Az óceánok aljzata átlagosan 5 km-rel mélyebben van, mint a kontinensek felszíne, ami első rendben jól magyarázható az izosztázia által megkívánt kéregvastagság-változásokkal. Annak felismerése, hogy az óceánok alatti kéreg különbözik a kontinentális területek kérgétől, az 1950-es évekre tehető. Ekkor, különböző szeizmikus mérések egybehangzó eredményei alapján, az átlagos óceáni kéregvastagság 6 km-nek, a tipikus kontinentális kéregvastagság pedig 35 km-nek adódott (1957). A későbbi mérések a különböző tektonikai környezetekben különböző kéregszerkezeteket tártak fel. A 2. ábra a kéregvastagság világtérképe, amelynek segítségével tételesen összefoglalhatók a kéreg fő jegyei. Az átlagos kéregvastagság a kontinensek belseje felé növekszik. Az idős, stabil pajzsok és táblák kérge 35–45 km vastag, míg a fiatal, orogéneken kívüli kéreg jelentősen vékonyabb, 25–35 km. A medencék kérge vékonyabb, az orogének kérge vastagabb. A kéreggyökér a fiatal hegységek (Kaukázus, Pamír) alatt a legvastagabb. Az ősi táblákon kifejlődött orogének (pl. Altáj hg.) gyökere sekélyebb, és a kanadai Kordilleráknak egyáltalán nincs gyökere. A stabil kontinentális kéreg normálisan három fő rétegből áll,

vastagsága  $40 \pm 7$  km. Az egyes rétegek 10–15 km vastagok. Ilyen kéreg van Eurázsia, É-Amerika, Afrika és Ausztrália belsejében, míg a kontinensperemi vékonyabb (25–35 km) kéreg két rétegből áll. Reológiaiilag gyenge rétegek vannak a középső és alsó kéregben, valamint a kéreg–köpeny határon. Egyéb jellemzők közül a *P*-hullám sebességek a háromszortatú kéregben felülről lefelé 6,0 km/s, 6,6 km/s és

7,2 km/s, a kéreg alatt pedig 8,0–8,2 km/s. A vastag kontinentális kéreg átlagos közzettani modellje szerint a felső réteget kistökű metamorf kőzetek és amfibolit fáciesű Si-gazdag gneiszek, a középső réteget tonalit-gneisz, gránit-gneisz és amfibolit építi fel, míg az alsó réteg kőzetei a gabbro és granulit fáciesű mafikus metamorfit, legalul gránát-granulittal.



2. ábra. A kéregvastagságok világtérképe ( $5^\circ \times 5^\circ$  átlagok)

Fig. 2. Global crustal thicknesses ( $5^\circ \times 5^\circ$  grid averages)

A magmás eredetű óceáni kérget hagyományosan három rétegre osztják. A felső (2. réteg) 2–3 km, az alsó (3. réteg) 3–5 km vastag. A kéregre települt üledék képezi az 1. réteget. Az átlagos *P*-hullám sebességek:  $5,07 \pm 0,63$  km/s (2. réteg), illetve  $6,69 \pm 0,23$  km/s (3. réteg). A 2. réteg bazalt láva és telér összlet, a 3. réteg pedig intruzív gabbroidális kőzetekből áll.

A két különböző jellegű kéreg léte és bimodális eloszlása arra utal, hogy a szerkezet komplexitása a felső köpenyben is folytatódik. Nyilvánvaló, hogy az idős (egészen 3,8 milliárd évig), erősen differenciált kőzetekből álló kontinentális kéreg más viszonyban van a felső köpennyel, mint a fiatal (legfeljebb 200 millió éves) óceáni bazalt összetételű kéreg.

Mind óceáni, mind szárazföldi környezetben közvetlenül a kéreg alatt egy mechanikailag ellenálló réteg, az ún. *szeizmikus litoszféra* helyezkedik el, amelynek felső részében a sebesség a mélységgel kissé és területileg változó mértékben növekszik. (Az átlagos (*P<sub>n</sub>*) sebesség kontinensek alatt  $8,15 \pm 0,2$  km/s, óceánok alatt  $8,15 \pm 0,15$  km/s, összhangban a felső köpeny olivinben és piroxénben gazdag peridotit összetételével.) A legnagyobb laterális változások az 50–100 km mélységintervallumban tapasztalhatók: az *S*-hullám sebessége több mint 10%-ot, a *P*-hullámé is több

%-ot változik. Kontinentális területeken a stabil kratonok és táblák alatt a kéreg alatti sebességek viszonylag nagyok (4,7–4,8 km/s (*S*), 8,2–8,4 km/s (*P*)), míg tektonikailag aktív területeken kisebbek (4,3 km/s (*S*), illetve 7,9 km/s (*P*)). A nagy különbség oka a felépítés és a kémiai összetétel eltéréseiben keresendő. A litoszféra a stabil területeken lényegesen vastagabb (150–250 km) mint a tektonikailag aktív területeken, ahol sokkal vékonyabb (riftesedő területeken a kéreggel azonos vastagságú), és kémiaiailag is más. Az óceáni területek litoszférájának vastagsága a kéreg korával növekszik, nyilván a fokozatos hűlés következtében.

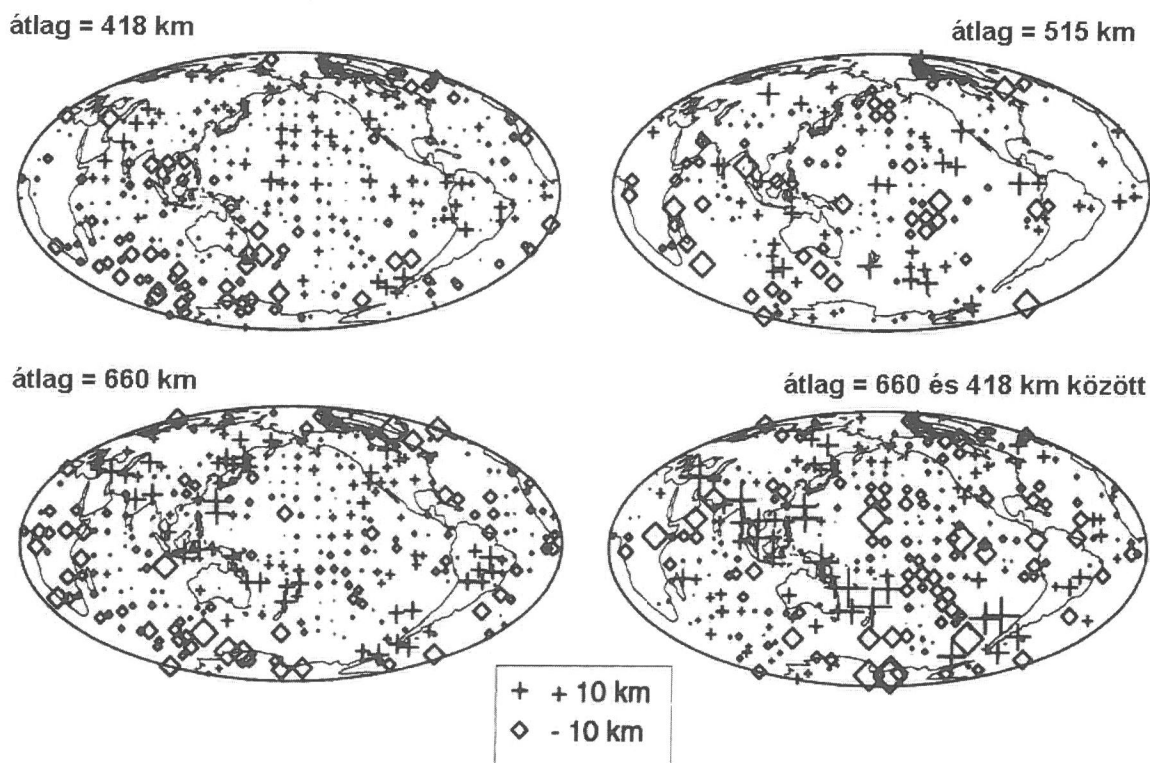
GUTENBERG szerint 60–80 km mélységtől kezdve a szeizmikus sebességek csökkennek, majd 100–150 km alatt fokozatosan növekszenek a mélységgel (Gutenberg-csatorna). A kisebbességű csatorna az asztenozszférával azonosítható, amely a litoszféra alatt fekvő erős plasztikus deformációval és valószínűleg parciális olvadással jellemezhető tartomány. A kisebbességű csatorna néha, főleg tektonikailag aktív területek és óceáni kéreg alatt, hirtelen sebességszökkenéssel kezdődik (*G*-diszkontinuitás 80 km mélységben). Kratonok és táblák alatt a kisebbességű zóna valamivel mélyebben található, kezdete lehet hirtelen és fokozatos is.

A kisebbességű héjat lefelé a mélységgel viszonylag gyorsan növekvő sebességű zóna követi. Az 1-D földmodellekben ez a 200–400 km között fekvő tartomány alig strukturált. A sebességnövekedés 410 km mélységben globális sebességugrással végződik, amely egyben kijelöli a 410 km és 800 km közötti tartományba eső átmeneti zóna felső határát is. Az átmeneti zóna sebességstruktúrájának felderítése az 1960-as években kezdődött. A korabeli felületi hullám diszperziós görbék jeleztek először, hogy a kisebbességű réteget erős pozitív sebességgradiensek követik 350–450 km és 600–700 km mélységben. Röviddel ezután két felső köpeny eredetű menetidő triplikációról kimutatták, hogy 410 km-ben és 660 km-ben bekövetkező sebességugrások okozzák. A sebességugrásokat az olivin ((Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>) fő köpenyásvány  $\beta$ -fázisba, illetve a  $\gamma$ -spinell szorosabb szerkezetű oxidokba történő átalakulásának tulajdonították. Mai ismereteink szerint azonban a  $\gamma$ -spinell szilikátoprovozsztittá (MgSiO<sub>3</sub>) és magneziowüszttitá ((Mg,Fe)O) disszociál. A sebességugrások nagyságára vonatkozó adatok eléggé szórnak. Az ugrás 660 km-ben *S*-re 7–10%, *P*-re 2–4%, 410 km-ben mindkét hullámra 5%. A mért sebességkontrasztok az olivintartalom becslésére szolgálhatnak, ui. az olivin fázisátalakulásaival járó sebesség- és sűrűségkülönbségek laboratóriumi mérésekből ismertek. A fenti ugrások kisebbek, mint a tisztán olivinből álló köpenyben lennének, ezért jelentős ortopiroxén, gránát és klinopiroxén jelenlétével lehet számolni. Ezek részarányának megadása azonban a fel-

adat többértelműségéből kifolyólag közvetlenül nem lehetséges.

A felső köpeny diszkontinuitások mélységének laterális változásai a *PP* és *SS* hullámok prekurzorainak (*PdP*, *SdS*, ahol *d* a diszkontinuitás alján történő reflexiót jelöli) felhasználásával térképezhetők. A 3. ábra a 410 km-es és a 660 km-es sebességugrások 10°-os sugáron belül átlagolt mélységeit mutatja. Az ábrán viszonylag koherens régiókat lehet kijelölni, pl. a 660 km-es határ a cirkumpacifikus övben mélyebben helyezkedik el, miután itt a szubdukciós lemezek mélyebbre hatolnak a felső köpenybe. Hosszú periódusú *SS* prekurzorokkal 520 km-ben is sikerült egy határfelületet kimutatni, amely azonban gyengén reflektál, és valószínűleg az elsősorban sűrűség-, nem pedig sebességnövekedéssel járó  $\beta$ -fázis  $\gamma$ -spinell fázisátmenet hozza létre. Egy további, nem mindenhol kimutatható impedanciakontraoszt is nyomozható 705–770 km mélységben, egyebek közt a *PKPPK* (*P'P'*) prekurzorok analízisével. A 4. ábrán a felső köpeny szerkezetének változásai láthatók a kontinentális pajzsoktól az óceáni területekig. Az ábra jól tükrözi a kontinentális és óceáni területek viszonylag nagy mélységig (350 km) lehatoló különbségeit. A felső köpenyben jelenlévő regionális szerkezeti különbségek a felszínközeli földtani felépítésből adódnak. A lokális (!) 1-D sebességmodellek eltérései azonban arra utalnak, hogy a köpeny felépítésében jelentős laterális változások vannak, amelyek nem társíthatók közvetlenül a felszíni geológiával.

### MÉLYSÉG BECSLÉSEK (KORRIGÁLT)

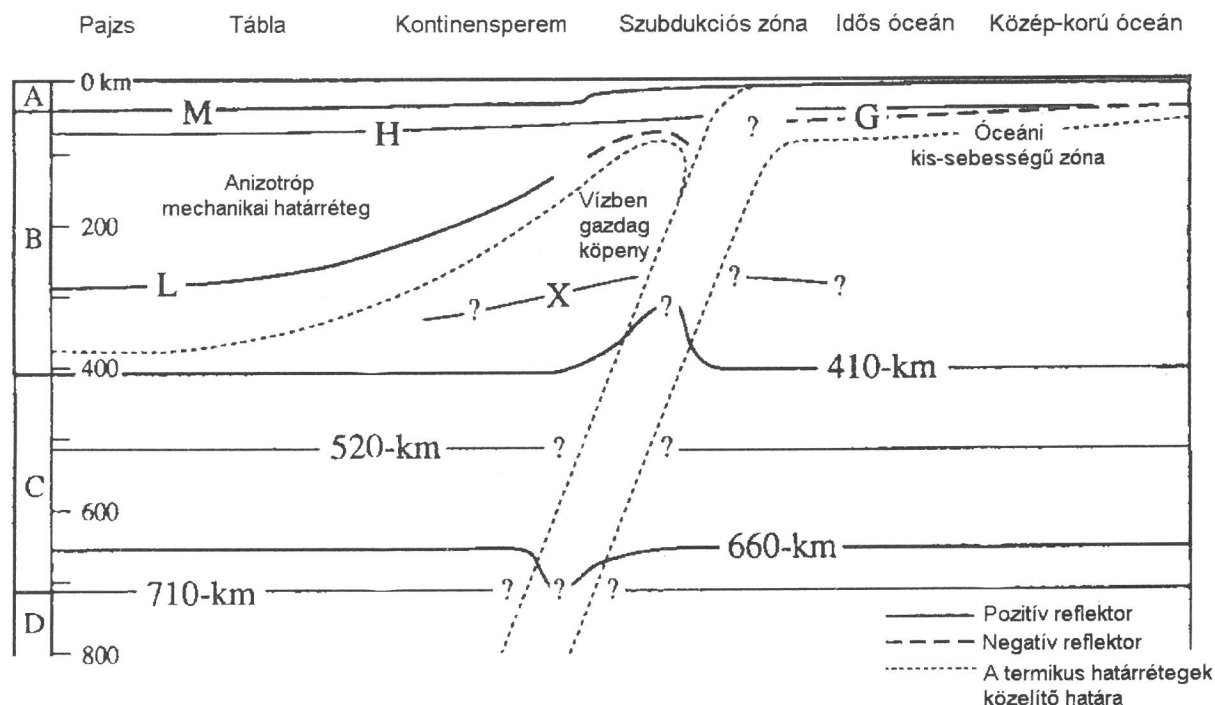


3. ábra. Köpenybeli diszkontinuitások és az átmeneti zóna vastagságának 10°-os sugárú körökön képzett átlagai az *SS* prekurzorok alapján. A felszíni topográfia és a felső köpeny *S* sebességeinek figyelembevételével korrigált adatok

Fig. 3. Estimates (10° cap averages) of topography on the 410, the 520, the 660 km discontinuities and the transition zone thickness between the 410 km and the 660 km discontinuities

Az 1970-es évektől kezdődően különböző tomográfiai módszereket (gyűjtő néven szeizmikus tomográfia) dolgoztak ki a mechanikai tulajdonságok, valamely globális 1-D földmodellhez viszonyított (lokális, regionális vagy globális méretű) laterális változásainak modellezésére. (A szeizmikus tomográfia a modellezendő térfogatot sűrűn behálózó, nagy mennyiségű sugárút felhasználásával következtet a közeg fizikai heterogenitásaira, pl. 3-D szeizmikus sebességszerkezetére.) Már az első generációs globális tomográfiai modellek (1980-as évek) világosan demonstrálták, hogy a köpeny legfelső 200 km-ének sebességheterogenitásaiban a felszíni geológia és tektonika hatása nyilvánul meg. Eszerint a középóceáni hátságok és kontinentális riftterületek (pl. Vörös-tenger) alatt (felszálló áramlások) viszonylag kis sebességek vannak, az idősödő óceáni kéreg alatti sebességek a kéreg korával növekszenek, továbbá az aktív tektonikai deformációnak kitett kontinentális területek alatti felső

köpeny kis sebességű, míg a nagy kontinentális pajzsok nagyobb sebessége egészen 400 km-ig kimutatható. Az évek során a globális tomográfiai modellek felbontóképessége közel egy nagyságrenddel javult és a felső köpenyben ma eléri az 500–1000 km-t. Az 5. ábra a transzverzális hullámsebesség-eloszlást mutatja a köpeny különböző mélységeiben egy tomografikus modellezés alapján, amely a jelenlegi modellek reprezentánsának tekinthető. Az ábra szerint a kontinensek alatti nagy sebességű szerkezetek egészen 300 km mélységig lehúzódnak. Nagy mélységig ható kis sebességek vannak a gyorsan növekvő középső Pacifikus hátság alatt, ami nem tapasztalható a lassan növekvő középső Atlanti hátság alatt. A „felszínközeli” sebességfluktuációk jelentősen lecsökkennek az átmeneti zónáig, amelyben bizonyos területeken a nagy sebességű régiók (szubdukciós lemezek) és a Pacifikus lemez alatt néhány lokális kis sebességű régió mutatkozik.

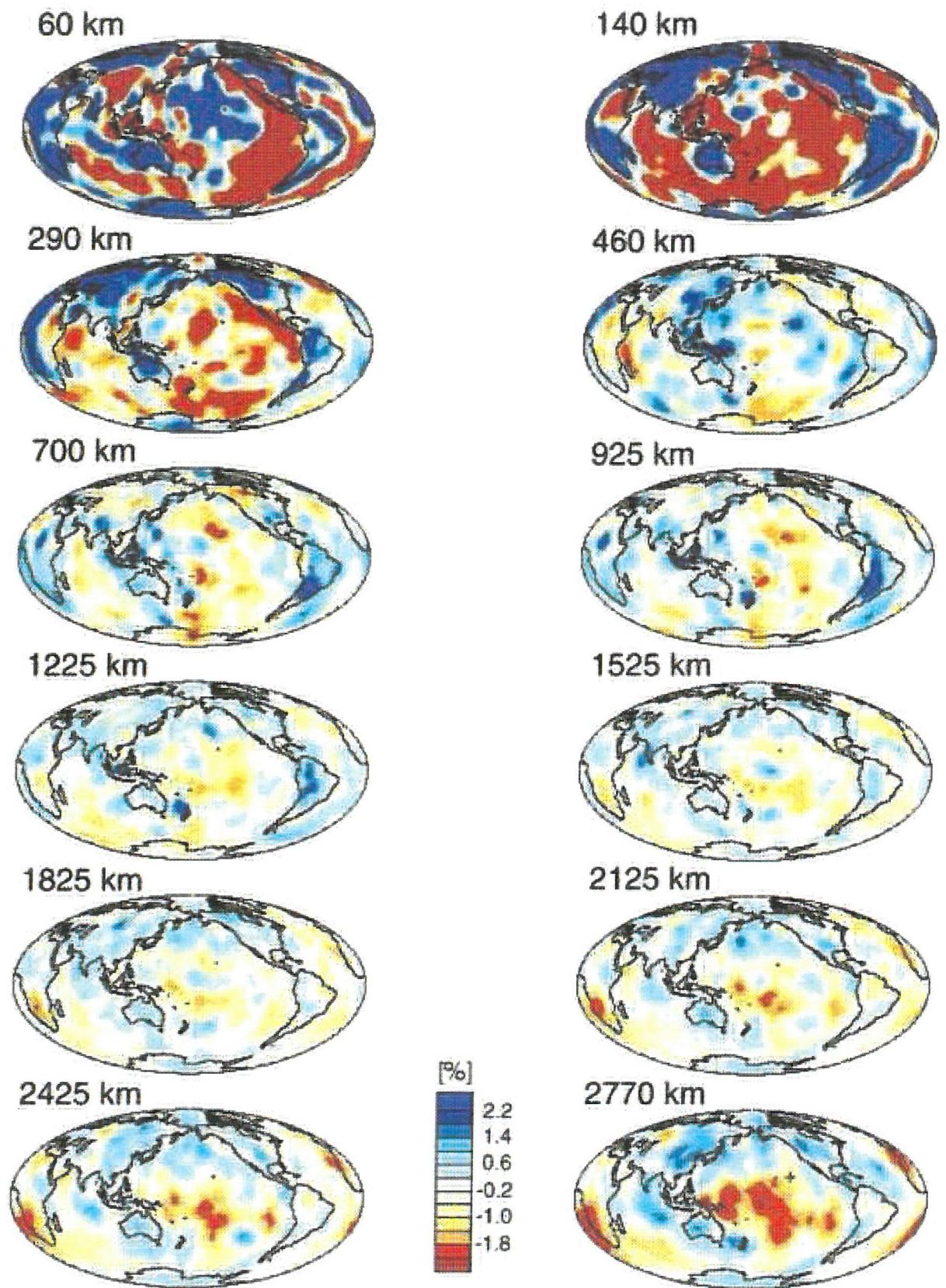


4. ábra. A felső köpeny szerkezeti változásai a kontinentális pajzsoktól az óceáni környezetig. A nagyobb sebesség-diszkontinuitások a kéreg-köpeny határ (M), a kontinentális sebességnövekedés 80 km-ben (H), az óceáni sebességcsökkenés a litoszféra alján (G), a stabil kontinentális határ 200 km-ben (L) és a szubdukciós zónák környezetében esetlegesen megfigyelhető diszkontinuitás (X), valamint a globális struktúrák 410, 550 és 660 km-ben és egy kevésbé jól definiált határ 710 km körül. A szubdukciós lemezt övező kisebb hőmérséklet következtében a fázishatár 410 és 550 km környékén emelkedhet, illetve süllyedhet

Fig. 4. Upper mantle structural variations ranging from continental shield to ocean environments. Major velocity discontinuities are the Moho boundary (M) between the crust and mantle, the continental velocity increase near 80 km depth (H), an oceanic velocity decrease at the base of the oceanic lithosphere (G), a stable continental feature near 200 km (L), an intermittent discontinuity observed near subduction zones (X), and the global structures near 410, 520 and 660 km as well as a less pronounced feature near 700 km. Cold temperatures near subducting slabs can elevate or depress the phase boundaries at 410 or 660 km, respectively

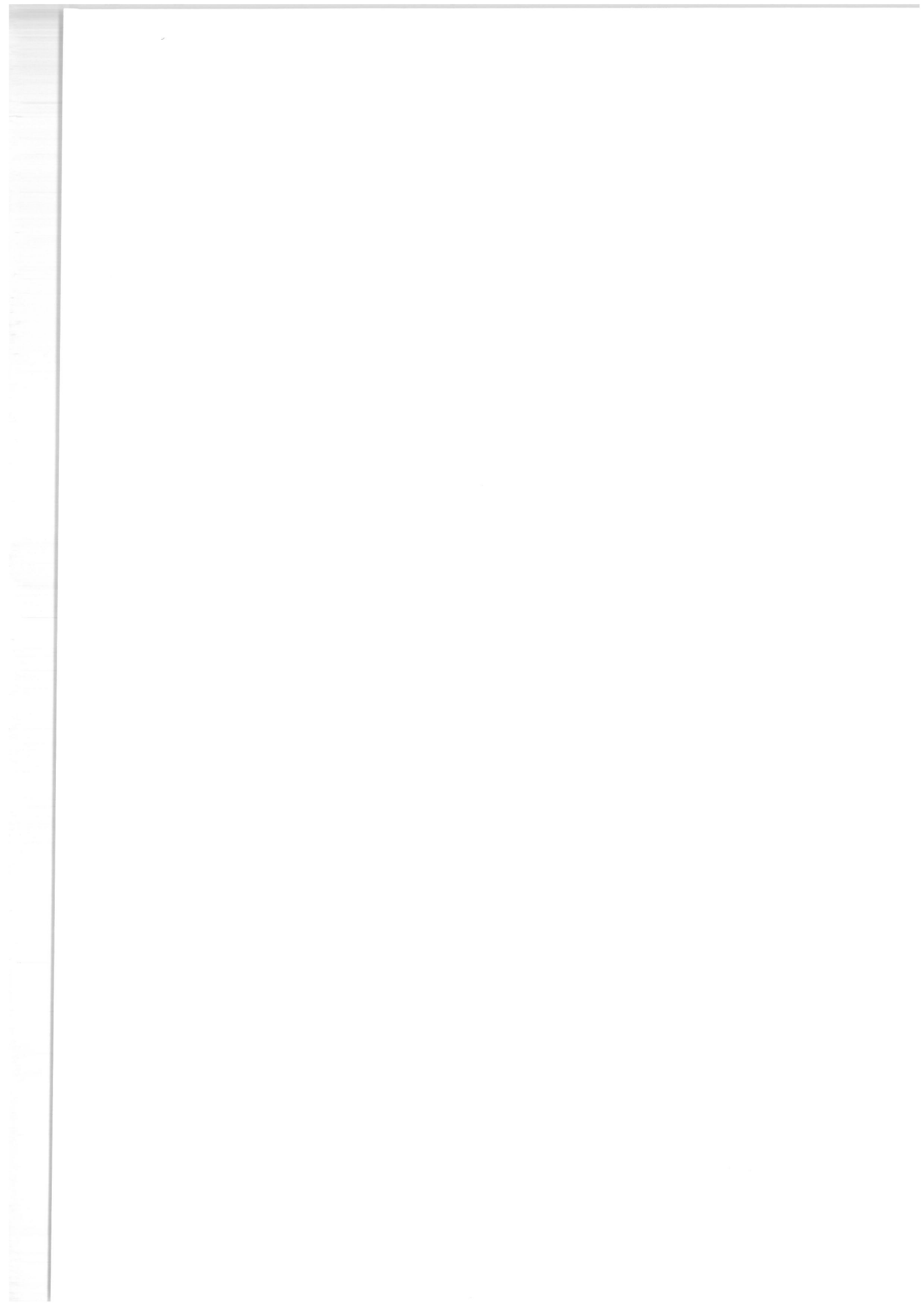
A kurrens 1-D földmodellekben az alsó köpeny a 800 km és 2890 km közti mélységintervallumra terjed ki. E tartomány legnagyobb része homogén. Az uralkodó ásványok a szilikát-perovszkit ((Mg<sub>0,9</sub>,Fe<sub>0,1</sub>)SiO<sub>3</sub>) és a magnezio-wüstit ((Mg,Fe)O) kis mennyiségű stichovittal (SiO<sub>2</sub>) és Ca-perovszkittal. Az 1-D modellekben a sebességek simán növekszenek a mélységgel, és az egyetlen látható szerkezet a sebességgradiensek csökkenése a D''

rétegben. Maga D'' kémiai heterogén, ami a rétegben zajló termikus és kémiai folyamatok következménye. A hosszúhullámú, szeizmikus tomográfiával kimutatott változások dominánsan másod-, és harmadrendű gömbi harmonikusokkal reprezentálhatók. Ezekben a modellekben a Pacifikus lemezt nagy S-sebességek övezik, míg kis sebességek vannak a középső Pacifikum, a DK-i Atlantikum és D-Afrika alatt (5. ábra, 2700 km). A nagy



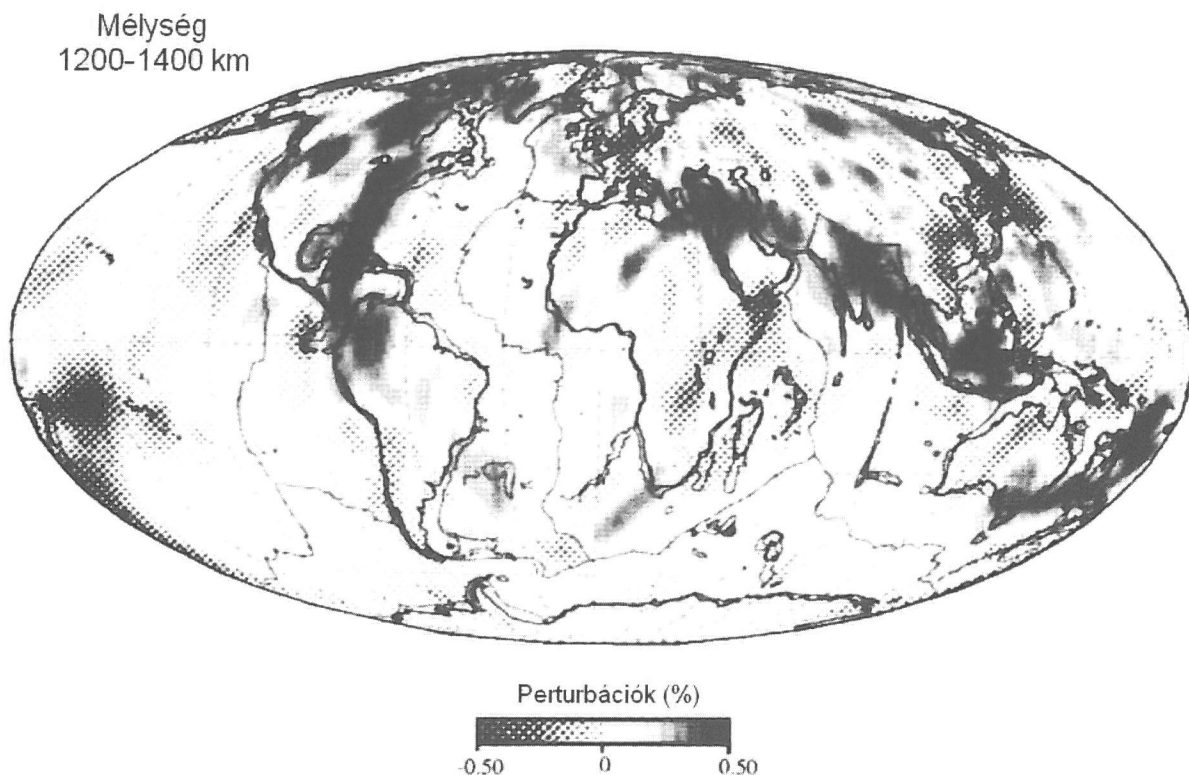
5. ábra. Globális tomografikus modell az  $S$  sebesség eloszlására a köpenyben

Fig. 5. Horizontal sections of the  $S$  velocity distribution in the Earth mantle according to global shear velocity tomographic model SB4118



sebességű területek valószínűleg az elmúlt több száz millió év folyamán a köpeny alján összegyűlt szubdukciós lemezmaradványok (leszálló „superplume”-ok), amelyek még elég „hidegek” ahhoz, hogy pozitív sebességanomáliát okozzanak. A kis sebességű területek általában a felszíni „hotspot” tartományok alatt találhatók, tehát feltételezhető, hogy a D”-ből kiinduló hőfeláramlások a köpenyen keresztül egészen a felszínig hatolnak. Az alsó köpeny első tomográfiai modelljei a heterogenitások 2.–4. rendű gömbi harmonikusokkal leírható hosszúhullámú komponenseit tárták fel, amelyek korreláltak a hasonló méretű geoid undulációkkal. Az újabb generációjú modellek a rövidebb (intermedier) hullámhosszúságú heteroge-

nitásokról is számot adnak, mint pl. középső köpenyben (1300 km) kimutatott nagy sebességű, függőleges táblás szerkezet, valamint egy hasonló elnyújtott test D-Ázsia alatt (6. ábra). Ezek viszonylag hideg, süllyedő litoszféra anyagként értelmezhetők, amelyek az alsó köpenybe hatoltak, egyidejűleg a Tétisz óceán bezáródásával és a két Amerika nyugati irányú mozgásával. 1800 km alatt a másod-, és harmadrendű komponensek dominálnak. D”-ben a nagy hullámhosszú, kis sebességű területek a középső Pacifikum és D-Afrika alatt felhúzódnak az alsó köpenyre és a D” rétegből kiinduló, nagy méretű hőfeláramlások (felszálló „superplume”-ok) szignatúrájának tekinthetők.



6. ábra. A  $P$ -sebességeloszlás globális tomográfikus modelljének horizontális metszete az alsó köpenyben, 1300 km körüli mélységben. Az ábrán kirajzolódó két koherens sötét sáv nagyobb sebességű vertikális táblás szerkezetnek felel meg D-Ázsia, illetve É-Amerika keleti része alatt

Fig. 6. Horizontal section through a tomographic model of  $P$  velocity structure near 1300 km depth. The two major high velocity signatures correspond to tabular structures extending vertically below southern Asia and eastern North America

A Föld folyadékállapotú (külső) magjának felfedezése a szeizmológia egyik első eredménye (1906). A belső magra utaló feltételezés szintén szeizmológiai alapú (1936), szilárdságának közvetett bizonyítása (1940) után, a közvetlen bizonyítékot a sajátrezgések szolgáltatták (1971). Laboratóriumi nagy nyomású hangsebesség- és sűrűségmérések eredményei meggyőzően bizonyították, hogy a magban uralkodó nyomás mellett a vas az egyetlen elem, amelynek sűrűsége a mag sűrűségével kompatibilis (1961, 1964). Minthogy azonban a külső mag sűrűsége mintegy 10%-kal kisebb, mint a tiszta vasé, egy vagy több könnyű elemnek is részt kell venni a felépítésben. Ezek, a gyakoriságok alapján, a Si, S, O, H és C lehetnek, de jelenleg még sem maguk az elemek, sem részarányuk az összetételben nem tisztázott. A külső maggal szemben a belső mag szeizmo-

lógiailag meghatározott tulajdonságai egybevágóak egy kevés nikkellel és még kisebb mennyiségű könnyű elemmel ötvözött vaséval az adott fizikai viszonyok között.

A külső mag folyadék halmazállapotának és jó vezetőképességének felismerése nyomán már viszonylag korán (1919) felvetődött, hogy a földi mágneses teret a dinamó elv értelmében a magban zajló élénk folyadékáramlások hozzák létre, amelyek hajtóereje a magbéli hőmérsékleti különbségekre és a Föld forgására vezethető vissza. A dinamó probléma megoldása azonban rendkívül nehéz, és noha bizonyos részeredmények korábban is születtek, a földmágneses dinamó első 3-D modelljének numerikus szimulációjára viszonylag későn, a szuperszámítógépek által teremtett lehetőségek kiaknázásával kerülhetett sor (1995). A modell mágneses tér mind szerkezetét, mind

dinamikáját tekintve hasonlít a valódi földmágneses térhez, és komoly lépést jelent a földmágneses dinamó probléma teljes megoldásának irányában. A szimuláció fontos eleme volt, hogy a belső mágneses véges vezetőképességet tulajdonítottak, amely a mágneses tér stabilizálásában kap szerepet.

Az élénk konvekció miatt a külső mag szeizmológiai szerkezetében laterális változások (azoktól eltekintve, amelyeket maguk a konvekciók hozhatnak létre és a konvekciók szerkezetét tükrözhetnek) valószínűleg nincsenek. Ezzel szemben az újabb szeizmológiai vizsgálatok (1980-tól) szerint a szilárd halmazállapotú belső mag a gömbszimmetrikustól eltérő, kifejezett strukturáltsággal rendelkezik (anizotrop, rétegzett és erősen inhomogén). Az anizotrópia dominánsan hengersizmetrikus, tengelye közelítőleg egybeesik a forgástengellyel, és abban nyilvánul meg, hogy az É–D-i irányban haladó *P*-hullámok mintegy 3%-kal gyorsabbak, mint az Egyenlítővel párhuzamosan terjedők. Emellett az anizotrópia mind radiálisan, mind laterálisan változik. A belső mag 150 km mélységig közelítőleg izotrop, míg a belső rész a középpontig anizotrop. A laterális változás hemiszférikus és rövidebb hullámhosszú komponenst is tartalmaz. Az anizotrópia oka a belső magot felépítő, hexagonális legsűrűbb térrácsú  $\epsilon$ -vas preferált orientációja lehet, amelynek mechanizmusa egyelőre nem tisztázott. Említésre méltó még, hogy a fentebb említett dinamómodellben az elektromágneses kölcsönhatás megköveteli a belső mag K-i irányú relatív forgását. Ennek

szeizmológiai igazolására több pozitív kísérlet is történt, de a végső konklúzió levonása még várat magára.

A szeizmikus tomográfia eredményeire építve az utóbbi években (1995-től) egy új geodinamikai elmélet, a „plume” tektonika körvonala látszanak kibontakozni. Eszerint az alsó köpeny dinamikáját a fent említett vertikálisan mozgó „superplume”-ok, a felső köpenyét viszont a litoszférelémezések horizontális mozgásai uralják. Stacionárius állapotban az alsó és a felső köpeny két különböző dinamikai rendszert képvisel. A két rendszer akkor kerül csatolásba, amikor a szubdukciós zónákban felgyülemelő hideg litoszférelémezések lezuhanva „átörrik” az alsó-felső köpeny határt. Amennyiben ez a teljes leszálló „superplume”-ra kiterjed, akkor az egész köpeny mozgásba jön (kb 400 millió évenként), amely szuperkontinensek keletkezéséhez és felszakadásához vezet. Úgy tűnik tehát, legalább is a spekuláció szintjén, hogy végső soron a Föld hűlése által hajtott geodinamikai folyamatok vezérlése dominánsan a felszínen lehűlő, süllyedő hideg anyagra hárul.

#### HIVATKOZÁS

LEE H. K., KANAMORI H., JENNINGS P. C., KISLINGER C. (Eds) 2003: International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part A, p. 1–933. Academic Press