

Kehäpäätelmiä – maapallon sisäosien rakenne ja suomenkielinen nimistö

JUSSI S. HEINONEN, EMILIA KOIVISTO,
SAKARI VÄKEVÄ, ELINA LEHTONEN JA
TEEMU ÖHMAN

Me kirjoitimme, ja sinä luet, tätä artikkelia maapallon kuorikerroksen päällä. Kuoren alla on vaippa ja sen alla ydin, joka ulottuu maapallon keskipisteeseen asti. Yksinkertaista, eikö?

Maapallon kehät kuitenkin jakautuvat useampaan eri osaan ja ne voidaan määritellä eri tavoin. Ymmärrys kehistä ja niitä koskeva tieteellinen termistö on ajan kuluessa elänyt ja muuttunut suomen kielen seurattessa perässä. Me kirjoittajatkkaan emme olleet aluksi täysin yhtä mieltä siitä, mitä eri kehillä oikeastaan tarkoitetaan. Tässä artikkelissa käymme läpi maapallon sisäosien tuntemuksen kehitystä ja ehdotamme päivitettyä ja tarkistettua suomenkielistä käsitteistöä niiden kuvaamiseksi.

Planeettamme salatut sisäosat

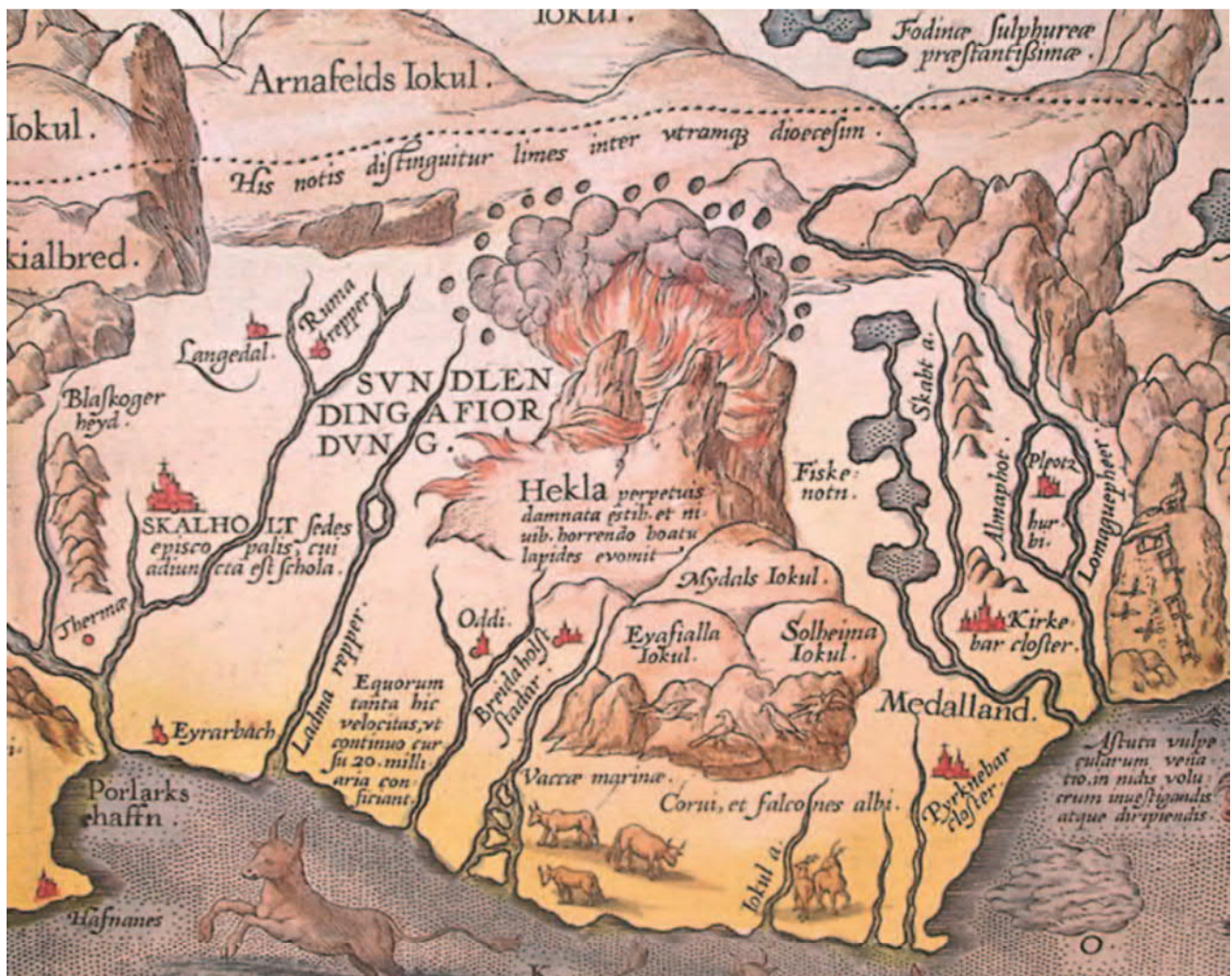
Maapallon sisäosien koostumus ja rakenne olivat pitkään ihmiselle täysi arvoitus. Keskiajan Euroopassa ajateltiin yleisesti maanpinnan alapuolella olevan jonkinlainen manala tai helveti, josta mm. Dante kirjoitti 1300-luvun Italiassa. Joidenkin uskomusten mukaan tulivuorenpurkaukset olivat merkkinä tuon manalan ajoittaisista ryöpsähdyksistä kuole-

vaisten maailmaan – esimerkiksi Heklan tulivuorta Islannissa pidettiin porttina helvettiin (kuva 1; Thorarinsson 1970).

Ajatus maapallon ja universumin kehäarakenteesta voidaan jäljittää Aristoteleen *Meteorologiaan*, jossa hän kuvaa Maan kiinteän osan olevan ensin vesikehän, sitten ilmakehän ja lopulta tulikehän ympäröimä. Tässä maailmankuvassa klassiset alkuaineet (maa, ilma, tuli, vesi) yhdistyvät Eudoksos Knidoslaiselta peräisin olevaan kehämalliin, jossa taivaankappaleiden ja planeettojen liikkeet kuvattiin samankeskisten pallokuorien liikunnoilla (Frisinger 1972). Aristoteles ymmärsi kehien olevan vuorovaikutuksessa keskenään. Nykyaikainen systeemitiede (engl. *Earth system science*) jatkaa Aristoteleen perintöä siinä mielessä, että senkin tutkimuskohteena ovat Maan erilaiset varannot ja – löyhästi määriteltynä – “kehät” sekä niiden keskinäiset vuorovaikutukset (Jacobson *et al.* 2000).

Täsmällisempää kuvaa maapallon kehäarakenteesta alettiin hahmotella 1700- ja 1800-luvuilla. Termiä *die Lithosphäre*, joka on johdettu kreikan sanoista *lithos* (kivi) ja *sphaíra* (esim. kiekko tai pallo), on luultavasti ensimmäisen kerran käytetty itävaltalaisen geologin Eduard Suessin saksankielisessä teoksessa *Die Entstehung der Alpen* (Suess 1875):

“So wie man gelernt hat, die Sonne in eine Anzahl concentrischer Hüllen zu zerlegen, kann man wohl auch die Erde in Hüllen theilen,



Kuva 1. Yksityiskohta Abraham Orteliuksen Islannin kartasta vuodelta 1585 kuvaa Heklan purkautumista. Latinankielinen teksti "Hekla perpetuis/damnata estib. et ni:/uib. horrendo boatu/lapides evomit" on vapaasti käännettynä "Hekla, alituisesti tulen ja lumen armoilla, oksentaa kiviä kaamean metelin saattelmana." Kuva: Wikimedia Commons (tekijänoikeudeton).

Figure 1. Detail of Abraham Ortelius' map of Iceland from 1585 illustrates the Hekla Volcano erupting. The Latin text 'Hekla perpetuis/damnata estib. et ni:/uib. horrendo boatu/lapides evomit' translates to 'Hekla, perpetually condemned to fire and snow, vomits stones under terrible noise.' Image via Wikimedia Commons (public domain).

deren jede allerdings in vielfacher Verbindung mit der nächstfolgenden steht.

Die erste ist die Atmosphäre, die zweite die Hydrosphäre, die dritte die Lithosphäre.

Die Hydrosphäre gibt Dünste in die Atmosphäre ab, diese verdichten sich und kehren zurück. Die porösen Theile der Lithosphäre nehmen Wasser auf, lassen es circuliren und als Quellen wieder aufsteigen. Viel Wasser wird chemisch gebunden. Fortwährend werden lose Theile der Lithosphäre an tiefere Stellen getragen

und aus der Wechselwirkung der Hydrosphäre und Lithosphäre ist eine neue, wenn auch unvollständige Sphäre von geschichteten Felsarten als die oberste Lage der Lithosphäre entstanden.

Die Beziehungen der Lithosphäre zu den tieferen Regionen sind uns unbekannt. Hier ist die Grenze wohl noch weniger scharf. Man kann die inneren Regionen ihrer Schwere halber vorläufig als die Barysphäre bezeichnen."

Vapaasti suomennettuna Suess kirjoittaa:

”Aivan kuten Aurinko on totuttu jakamaan erilaisiin samankeskisiin kehiin, voidaan myös Maa jakaa kehiin, joista jokainen on vuorovaikutuksessa seuraavan kanssa.

*Ensimmäinen on atmosfääri, toinen on hydrosfääri ja kolmas litosfääri [huom.: myös hydrosfääri, saksaksi *die Hydrosphäre*, esitettiin tässä ensimmäistä kertaa].*

Hydrosfääri vapauttaa atmosfääriin vesihöyryjä, jotka sitten tiivistyvät ja palautuvat. Litosfäärin huokoiset osat ottavat vastaan vettä, kierrättävät sitä ja nostattavat takaisin ylös lähteissä. Suuri osa vedestä sitoutuu kemiallisesti. Litosfäärin irtaimet osat kulkeutuvat lakkaamatta alaville paikoille, ja hydrosfäärin ja litosfäärin vuorovaikutus synnyttää uuden, joskin epätäydellisen, kehän kerroksellisia kiviä litosfäärin ylimmäksi osaksi.

*Litosfäärin ja syvempien maapallon osien yhteydet ovat epäselvät. Voi olla, että nämä rajat ovat vielä vähemmän teräviä. Toistaiseksi maapallon sisimpiä osia voisi nimittää barysfääriksi, johtuen niiden raskaudesta [huom.: saksaksi *die Barysphäre*, kreikaksi *barys* tarkoittaa raskasta].”*

Tässä kuvauksessa litosfääriin luettiin mukaan siis myös sen päällä olevat irtaimet osat eli maaperä. Suessin barysfäärin lähtökohdaksi oli jo pitkään tiedossa ollut havainto, että Maan sisuksen on oltava paljon raskaampi kuin Maan pinnalla paljastuneiden kivien keskitiheyden perusteella voisi luulla (esim. Maskelyne 1775).

Fysikaalisen kemian isänä tunnetun ruotsalaisen fyysikon Svante Arrheniuksen oppikirja (Arrhenius 1903) tiivistää vuosisadan vaihteen aikaisen käsityksen Maan sisärakenteesta. Arrhenius puhuu kiinteästä maankuoresta (saks. *die feste Erdkruste*) joka on Maan uloin kerros, ja esittää, että noin 60 kilometrin syvyyden jälkeen lämpötila on niin suuri, että kaikki tunnetut aineet muuttuvat siellä magmaksi. Tätä luonnollisesti tukivat havain-

not tulivuorista. Arrheniuksen mukaan lopulta noin 300 kilometrin syvyyden jälkeen tuhansiin asteisiin noussut lämpötila saa kaiken muuttumaan kaasumaiseen olomuotoon. Tässä mallissa kaasumainen sisäosa ei ollut ristiriidassa geofysikaalisten havaintojen kanssa, sillä aineen rakenneosien vuorovaikutusten ajateltiin vahvistuvan syvyyden myötä. Tämän seurauksena Maan sisusten oletettiin käyttäytyvän jähmeästi myös nestemäisinä ja kaasumaisina ja kykenevän siten välittämään esimerkiksi maanjäristysaalloja.

Matemaatikko A. E. H. Love oli ensimmäisiä, jotka kirjoittivat litosfääristä englannin kielellä (Love 1911). Hänen kuvauksensa oli seuraavanlainen:

”By the lithosphere is here meant the surface of the land in places where there is land, and the surface at the bottom of the sea in places where there is sea.”

Tämä on vapaasti suomennettuna:

”Litosfäärillä tarkoitetaan tässä maan pintaa, siellä missä on maata, ja merenpohjaa, siellä missä on merta.”

Hän jatkaa vielä huomautuksella:

”The word ‘lithosphere’ is sometimes used as a synonym for the ‘crust of the earth’, whatever that may be.”

Tämä on vapaasti suomennettuna:

”Sanaa ‘litosfääri’ käytetään joskus synonyyminä ‘maankuorelle’, mikä ikinä se onkaan.”

Näistä lainauksista käy ilmi, miten alkutekijöissään käsitys maapallon kehärakenteesta oli vielä viime vuosisadan alkupuolella. Mahdollisesti ensimmäisiä merkintöjä litosfääristä suomenkielisessä kirjallisuudessa on Pentti Eskolan suomenos Wilhelm Ramsayn ruotsinkielisestä oppikirjasta *”Geologiens grunder”*. Alkuperäisteoksessa Ramsay (1909a) kirjoittaa:

”Jorden är en planet med yttre fasta delar, som bilda jordskorpan eller litosfären. På denna vilar hydrosfären, d.v.s. haven och sjöarna, och

yttorst omgives jorden av atmosfären.”

Suomennoksessa ”*Geologian perusteet*” (Ramsay 1909b) Eskola on kääntänyt tämän seuraavasti:

”Maa on kiertotähti, jonka ulommat kiinteät osat muodostavat maankuoren eli litosferin. Tämän päällä lepää hydrosferi, s.o. meret ja järvet, ja uloinna ympäröi maata atmosfäri, ilmakehä.”

Tässäkin maankuorta pidettiin synonyyminä litosfäärille. Seuraavassa Eskolan kuvaus Otavan ja WSOY:n Tietosanakirjassa kohdasta ”Maa” vuodelta 1913:

”Maapalloon kuuluu useita olomuodoltaan erilaisia osia: uloinna kaasumainen ilmakehä l. atmosfääri, tämän sisäpuolella nestemäinen hydrosfääri (meret ja järvet), joka osittain peittää jähmeätä maankuorta l. litosfääriä. [-] Painavilla syillä oletetaan, että maankuoren sisäpuolella on hehkuvan sulasta kiviaineesta muodostunut magmasfääri ja että vihdoin maan sisus on kaasumaisessa olomuodossa, muodostaen n.s. gasosfäärin.” (Tietosanakirja 1913)

Litosfääri vakiintui suomen kielessä lopulta tarkoittamaan kiinteän maapallon ylintä kivistä ja jäykkää kehää, johon ei ainoastaan kuulu kuori vaan myös osa ylävaippaa. Nykytietämyksen valossa nimitys on – sen alkuperä huomioon ottaen – hieman harhaanjohtava, sillä kiinteä kivinen kehä jatkuu aina ytimen rajapinnalle asti, eikä ”magmafääriä” tai ”gasosfääriä” ole olemassa. Silikaattista kivisulaa esiintyy merkittäviä määriä vain vulkaanisesti aktiivisilla alueilla ja mahdollisesti ytimen ja vaipan rajapinnalla – muuten vaippa koostuu pääasiassa hitaasti muovautuvasta kiinteästä materiaalista.

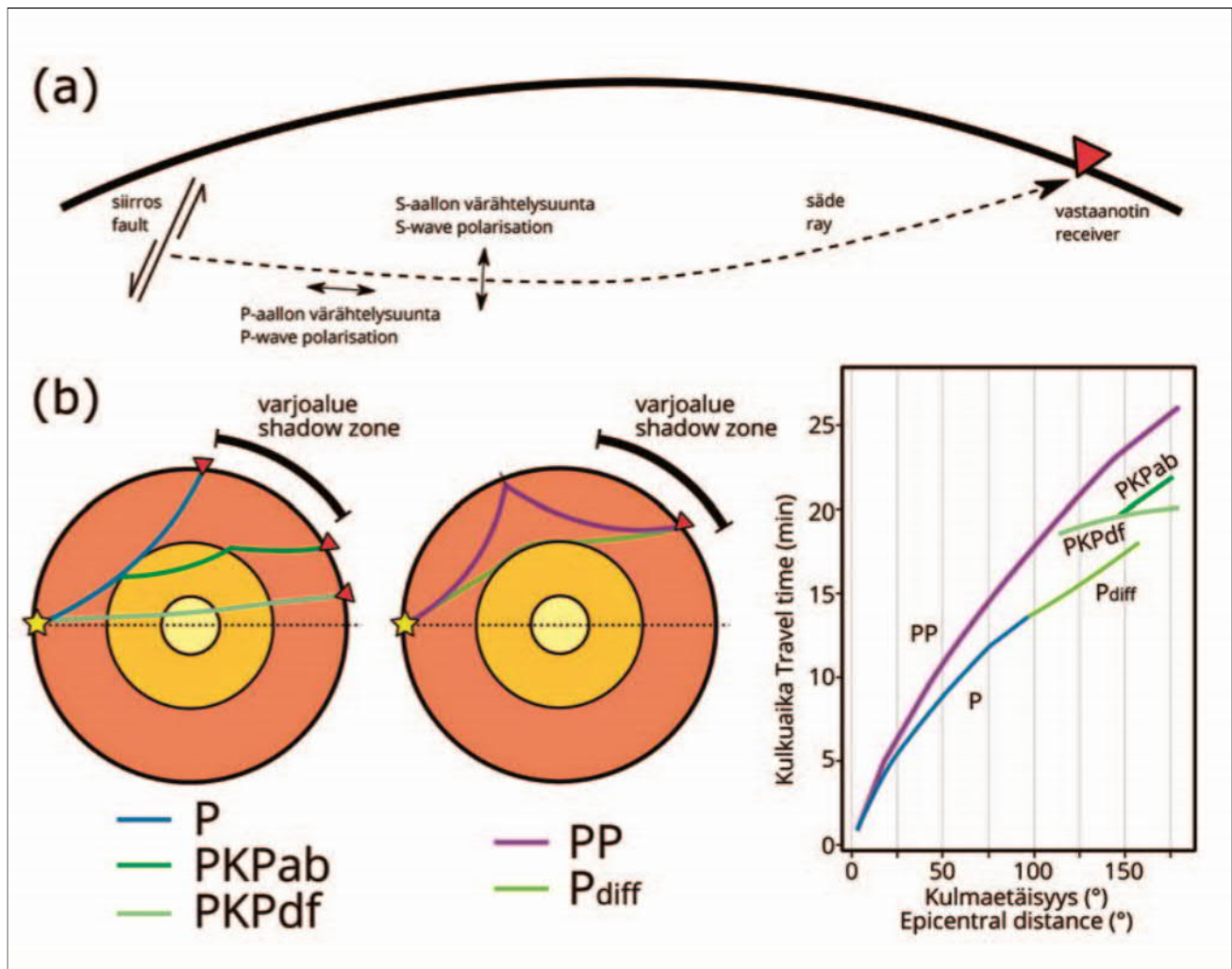
Maapallon sisäinen kehärakenne alkaa hahmottua

Keskeisin edistysaskel maapallon kehärakenteen selvittämisessä on ollut seismologian kehitys 1800-luvun jälkipuoliskolta lähtien

(Prodehl ja Mooney 2012). Maanjäristykset synnyttävät Maan läpi kulkevia pitkittäisiä P-aaltoja ja poikittaisia S-aaltoja (kuva 2a). Nämä seismiset aallot etenevät eri nopeuksilla eri väliaineissa ja taittuvat ja heijastuvat Maan sisäisiltä rajapinnoilta, joilla seismisten aaltojen nopeudet muuttuvat (kuva 2b). Seismisten aaltojen nopeudet riippuvat materiaalien kimmo-ominaisuuksista ja tiheydestä, joihin vaikuttavat monet eri muuttujat kuten mineraalikoostumus sekä paine- ja lämpötilaolosuhteet. Poikittaiset S-aallot eivät etene nestemäisessä väliaineessa ollenkaan. Seismisten aaltojen kulkuaikoja ja amplitudeja mittaamalla voidaan selvittää maapallon sisäistä rakennetta.

Eräs ensimmäisistä keskeisistä seismisistä löydöksistä Maan kehärakenteeseen liittyen oli kuoren ja vaipan rajapinnan löytyminen vuonna 1909. Andrija Mohorovičić havaitsi, että Zagrebin lähistöllä tapahtuneen maanjäristyksen keskuksesta P- ja S-aallot saapuivat mittaustaikanaan oletettua aiemmin. Tämä oli ymmärrettävissä, jos P- ja S-aaltojen nopeus nousi äkkiäisesti noin 50 kilometrin syvyydellä ja tätä rajapintaa pitkin nopeasti matkanneita taittuneita aaltoja rekisteröitiin ennen maanjäristyskeskuksesta suorinta reittiä saapuneita hitaita aaltoja (Mohorovičić 1910). Rajapinnalla kivimateriaalien ominaisuuksien täytyi muuttua huomattavasti, ja se määriteltiin kuoren ja vaipan rajapinnaksi. Sitä kutsutaan löytäjänsä mukaan Mohorovičićin epäjatkuuspinnaksi, tuttavallisemmin mohoksi.

Ytimen löytäjänä pidetään brittiläistä geologia Richard D. Oldhamia, joka jo ennen mohon löytymistä kuvasi maanjäristysaaltojen taittumisen vaipan ja ytimen rajapinnalla (Oldham 1906). Tarkastellessaan yksittäisen maanjäristyksen rekisteröintejä seismisillä mittausasemilla eri puolilla maapalloa Gutenberg (1914) laski, että seismisten aaltojen kulkuajat ja ns. seismiset varjovyöhykkeet (kuva 2b)



Kuva 2. Maanjäristysaallot lähtevät liikkeelle järjestyskeskuksesta ja heijastuvat, etenevät ja taittuvat Maan sisäisillä rajapinnoilla. (a) Maanjäristysenergian etenemispolkuja voidaan kuvata säteillä, jotka etenevät lähteestä vastaanottimeen. P- ja S-aallot aiheuttavat väliaineessa erisuuntaisen värähdysliikkeen. Jos väliaineen seisminen nopeus on tasainen, säteet kulkevat suoraan. Muussa tapauksessa ne kaartuvat tai taittuvat. (b) Esimerkkejä P-aaltojen kulusta Maan sisällä. Sula ulkoydin taittaa primääri- eli P-aaltojen säteitä niin voimakkaasti, että tietyillä kulmaetäisyyksillä suoria P-aaltoja (P, PKPab, PKPdf) ei havaita. Tätä etäisyysväliä 98° – 145° kutsutaan seismiseksi varjoalueeksi. Varjoalueella voidaan kuitenkin havaita epäsuoria P-aaltoja, kuten Maan pinnasta kerran heijastuneita aaltoja (PP) sekä vaipan ja ytimen rajapinnalla diffraktoituneita P-aaltoja (P_{diff}). S-aallot eivät etene nestemäisessä väliaineessa (kuten ulkoytimessä), joten S-aaltojen tapauksessa ei havaita PKPab- ja PKPdf-faasia vastaavia aaltoja. Näin ollen S-aaltojen varjoalue on laajempi kuin P-aaltojen. Aaltojen kulkuajat perustuvat IASP91-malliin (Kennett 1991, Kennett ja Engdahl 1991).

Figure 2. Earthquake waves set off from the hypocenter and reflect, propagate, and refract on the internal discontinuities of the Earth. (a) The propagation paths of seismic energy can be described using rays that propagate from the source to the receiver. P- and S-waves have different polarisations in the medium. If the medium has a homogeneous seismic velocity, the rays propagate straight. Otherwise they bend or refract. (b) Examples of P-wave transmission within the Earth. The molten outer core refracts primary or P-wave rays so strongly that at certain angular distances, direct P-waves (P, PKPab, PKPdf) cannot be observed. This distance interval 98° – 145° is called the seismic shadow zone. It is, however, possible to observe indirect P-waves in the shadow zone, such as waves reflected once off the surface of the Earth (PP) and waves diffracted along the core-mantle boundary (P_{diff}). S waves can not travel through liquids (such as the outer core). This means that S-wave phases equivalent to P-wave phases PKPab and PKPdf are not observed, and the S-wave shadow zone is wider than the P-wave shadow zone. The travel times of the waves are based on the IASP91 model (Kennett 1991, Kennett and Engdahl 1991).

ovat selitettävissä, jos vaipan ja ytimen rajapinta – jolla seismisten aaltojen nopeudet laskevat äkkinäisesti – sijaitsee noin 2900 kilometrin syvyydellä. Hieman myöhemmin todennettiin, että S-aallot häviävät tällä syvyydellä kokonaan, mikä tarkoittaa, että kyseisellä syvyydellä väliaineen täytyy muuttua nestemäiseksi (Jeffreys 1926). Kiinteän sisäytimen aiheuttaman P-aaltojen nopeuden huomattavan kasvun havaitsi puolestaan tanskalainen geofyysikko Inge Lehmann tarkastellessaan toisella puolella maapalloa olleesta maanjäristyskeskuksesta saapuvia P-aaltoja (PKPdf kuvassa 2b). Havainto julkaistiin tieteellisessä artikkelissa, jonka nimi on kautta aikojen yksi lyhimmistä: P' (Lehmann 1936).

Ytimeä ei luonnollisesti ole ikinä saatu näytettävä, mutta kosmokemiallisten päätelmien ja laboratoriokokeiden perusteella ydin koostuu pääasiassa raudasta (mm. Birch 1952) sekä vähemmässä määrin nikkelistä ja muista alkuaineista (mm. Allegre *et al.* 1995, Badro *et al.* 2014). Nestemäisessä ulkoytimessä tapahtuu lämpötila- ja koostumuserojen ajamaa konvektiota, joka on edellytys Maan magneettikentän olemassaololle (Lister ja Buffett 1995). Kiinteän sisäytimen rautametalliseos on todennäköisesti heksagonisessa tiivispakkauksessa (Antonangeli 2016). Ulkoydintä kiteytyy koko ajan lisää sisäytimen pinnalle (mm. Fischer 2016).

1950-luvulla syntyivät ensimmäiset seismisiin nopeuksiin ja nopeuksien hyppäyksittäisiin muutoksiin rajapinnoilla perustuvat karkeat jaottelut Maan sisärakenteesta. Seismologi Keith Bullen nimesi nopeusmallinsa kerrokset latinalaisin aakkosin A–G, missä A vastasi kuorta, B ylävaippaa, C ylä- ja alavaipan siirtymävyöhykettä, D alavaippaa, E ulkoydintä, F ulko- ja sisäytimen siirtymävyöhykettä ja G sisäydintä (Bullen 1953). Kerros D (alavaippa) alkoi Bullenilla nykykäytännöstä poiketen vasta 1000 kilometrin syvyydeltä,

ja hän jakoi sen edelleen kahteen osaan (D' ja D''); Bullen 1956), joista jälkimmäinen elää “D-pilkku-pilkku”-vyöhykkeenä (engl. *D double prime*) vielä tämänkin päivän geotieteellisessä kirjallisuudessa. D''-vyöhykkeen yläpinta on n. 200–300 kilometriä ytimen ja vaipan rajapinnan yläpuolella (ks. seuraava osio). Bullenin jälkeen käsitys Maan rakenteesta on tarkentunut, ja päivitettyjä seismisiä vertausmalleja Maan rakenteelle on eri seismisten aineistojen pohjalta esitetty useita (mm. Dziewonski ja Anderson 1981, Kennett ja Engdahl 1991).

Jo ennen seismologian kehittymistä ajateltiin, että jollain syvyydellä litosfäärin alapuolella on oltava kehä, joka muovautuu tehokkaasti ja mahdollistaa isostasian eli Maan kiinteiden pintakerrosten pyrkimyksen kohti gravitatiivista tasapainoa. Barrell (1914) nimesi tämän kehän astenosfääriksi (kreik. *asthenēs* = heikko). Astenosfäärin olemassaolo sai tukea seismisistä havainnoista, kun Beno Gutenbergin havaintojen perusteella (Gutenberg 1948) ylävaippaan esitettiin alhaisen nopeuden kerrosta (engl. *low-velocity zone*, LVZ), jonka pääteltiin johtuvan astenosfäärin heikkoudesta ja muovautuvuudesta.

Maapallon sisäinen rakenne tarkentuu

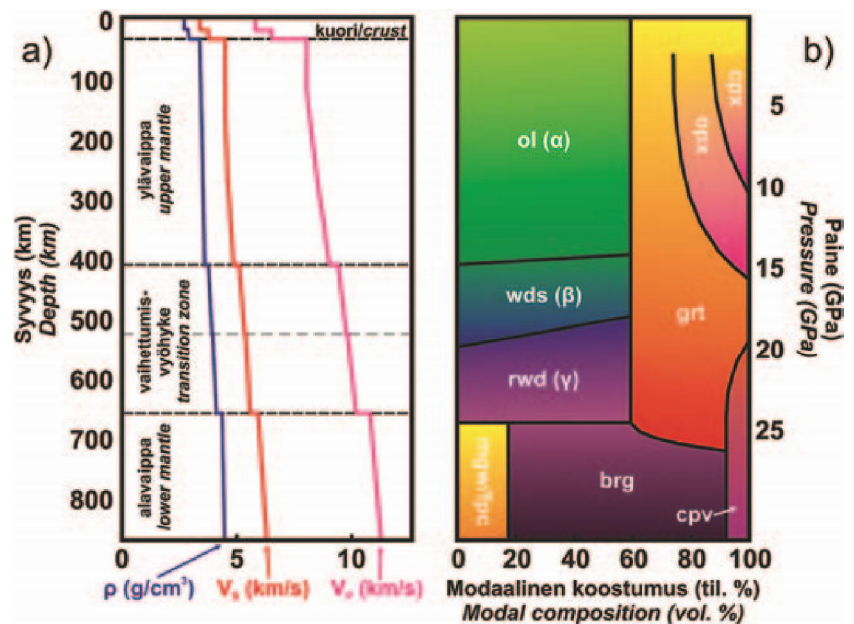
Suessin esittelemä litosfäärin käsite on viimeisen 145 vuoden aikana saanut syvyyttä monien geofysiikan ja geokemian havaintojen myötä – yleisellä tasolla sitä voidaan pitää kiinteän maapallon ulommaisena jäykkänä ja lujana kerroksena. Litosfääri on jakautunut kymmeneen laattoihin (52 kpl; Bird 2003), jotka liikkuvat astenosfäärin päällä ja mahdollistavat siten laattatektoniikan. Karkeasti ottaen litosfääristä voidaan erottaa kaksi osaa: kuori ja sen alapuolelle kiinnittynyt litosfäärivaippa (engl. *lithospheric mantle*). Mantereisessa litosfäärilaatassa litosfäärivaippa toimii “kölinä”

ja sen nosteisuutta on pidetty syynä arkeisen litosfäärin pitkäikäisyydelle (Griffin *et al.* 2009).

Litosfäärin syvyysulottuvuus voidaan rajata eri tavoilla: esimerkiksi Artemieva (2011) kirjoittaa seismisestä, termisestä, sähköisestä, mekaanisesta ja petrologisesta litosfäärin määrittäytavasta. Nämä rajaukset voivat poiketa toisistaan jopa kymmeniä kilometrejä. Määritelmästä riippumatta litosfäärin tiedetään kuitenkin olevan paksuimmillaan (jopa n. 300 km) vanhoilla kratonialueilla (Romanowicz 2009) ja ohuimmillaan valtamerten keskiselänteillä. Alhaisen nopeuden kerroksen tunnistaminen on perustana litosfäärin ja astenosfäärin seismiselle määrittelylle. Tämän kerroksen olemassaolo yhdistetään useimmiten osittaiseen sulamiseen ($\leq 1\%$; mm. Chantel *et al.* 2016, Vinnik *et al.* 2016, vrt. mm. Karato 2014), mutta kaikkialla maapallolla tällaista kerrosta ei ole selkeästi havaittavissa. Esimerkiksi Fennoskandian kilvellä alhaisen nopeuden kerroksen olemassaolosta ei ole täyttä selvyyttä (Bruneton *et al.* 2004, Vinnik *et al.* 2016).

Vaipan ylemmissä osissa, litosfäärin alapuolella, on havaittu kaksi merkittävää hyppäystä seismisten aaltojen nopeuksissa (mm. Kennett ja Engdahl 1991) keskimäärin 410 ja 660 kilometrin syvyydellä (kuva 3). Nämä liittyvät vaipan faasimuutoksiin, joilla on suuri tiheysvaikutus: 410 kilometrin syvyydellä oliviini muuttuu wadsleyiitiksi eli β -spinelliksi, ja 660 km syvyydellä ringwoodiitti eli γ -spinelli ja granaatti muuttuvat bridgmaniitiksi ja

magnesiowüstiitiksi/ferroperiklaasiksi (mm. Katsura ja Ito 1989, Ringwood 1991, Akaogi 2007). Ensimmäinen reaktio on eksotermien ja jälkimmäinen endotermien, millä on vaikutusta esimerkiksi alityöntyneiden litosfäärilaattojen kohtaloon ja vaipan konvektioon – 660 kilometrin rajapintaa ei helposti läpäistä kummaltakaan puolelta. Litofäärilaattoja ja niiden sisältämiä aineksia (esim. vettä) on todennäköisesti jumissa faasimuutosten rajamassa vaipan vaihtumisvyöhykkeessä (kuva 4; mm. Fukao *et al.* 1992, 2009, Pearson *et al.* 2014). Koko vaipan konvektion on samalla tavalla tulkittu ”jätättävän” tällä rajapinnalla (ks. mm. Tackley 2008).



Kuva 3. (a) Tiheyden ja P- ja S-aaltojen nopeuksien muutokset syvyyden funktiona sekä (b) niihin liittyvät peridotiittisen koostumuksen faasimuutokset syvyyden funktiona. Mukailen Nicholas Schmerr (<https://www.geol.umd.edu/~nschmerr/research/upper-mantle-discontinuity.html>). ol = oliviini, opx = ortopyrokseeni, cpx = klinopyrokseeni, grt = majoriittinen granaatti, wds = wadsleyiitti, rwd = ringwoodiitti, mgw/fpc = magnesiowüstiitti/ferroperiklaasi, brg = bridgmaniitti, cpv = Ca-perovskiiitti.

Figure 3. (a) Changes in density and P- and S-wave velocities as a function of depth and (b) the associated phase changes of a peridotitic composition as a function of pressure. After Nicholas Schmerr (<https://www.geol.umd.edu/~nschmerr/research/upper-mantle-discontinuity.html>). ol = olivine, opx = orthopyroxene, cpx = clinopyroxene, grt = majoritic garnet, wds = wadsleyite, rwd = ringwoodite, mgw/fpc = magnesiowüstite/ferropericlaase, brg = bridgmanite, cpv = Ca-perovskite.

Bridgmaniitti (MgSiO_3) on stabiili 660 kilometrin syvyydeltä aina 2700 kilometrin syvyyteen asti ja käsittää planeettamme tilavuudesta miltei 40 prosenttia. Siitä ei ollut luonnollista näytettä ennen vuotta 2014, jolloin se kuvattiin Australiasta löytyneestä meteoriitista, johon se oli muodostunut shokki-metamorfoosin seurauksena (Tschauner *et al.* 2014). Maan yleisin mineraali sai siten virallisen nimensä ja statuksensa vasta muutama vuosi sitten.

Alavaippa on osoittautunut hyvin monimutkaiseksi kokonaisuudeksi (kuva 4). Konvektiivinen osa päättyy Bullenin D'' -vyöhykkeeseen, joka on nykytietämyksen mukaan hyvin heterogeeninen ja yläpinnaltaan epätasainen (mm. Garnero 2000). D'' -vyöhykettä vastaavissa paineissa bridgmaniitti muuttuu laboratoriokokeiden perusteella postperovskii-tiksi (Murakami *et al.* 2004), ja tämä kiinteän olomuodon faasimuutos onkin ainakin tois-taiseksi paras tunnettu selitys vyöhykkeen seis-miselle ylärajalle (Sidorin *et al.* 1999, Hirose 2016).

D'' -vyöhykettä luonnehtii myös nopea lämpötilan muutos tyypillisistä vaippalämpö-tiloista ($\sim 2200^\circ\text{C}$) tyypillisiin ulkoytimen lämpötiloihin ($\sim 3200\text{--}4200^\circ\text{C}$) (Tsuchiya *et al.* 2016). Vyöhykkeen tarkempi koostumus ja siinä tapahtuvat prosessit ovat edelleen suu-reksi osaksi hämärän peitossa, mutta niihin voivat liittyä vaipan pluumit (mm. Lay 2005), reaktiot ytimen kanssa (mm. Knittle ja Jean-loz 1991) ja/tai vaipan pohjalle kasautuneet ja deformatuneet subduktoituneen litosfää-rin kappaleet (mm. Hutko *et al.* 2006).

Tyynenmeren ja Afrikan alta alavaipasta on lisäksi tunnistettu kaksi suurta hitaan S-aallon nopeuden provinssia (engl. *large low-shear velocity provinces, LLSVPs*), joissa S-aal-lot hidastuvat ympäröivään vaippaan verrat-tuna noin 2–5 % (mm. Garnero ja McNama-ra 2008, McNamara 2019). Myös P-aaltojen

on havaittu hidastuvan ($\sim 1\text{--}3\%$) niiden yh-teydessä ainakin paikoittain (mm. Frost ja Rost 2014), ja näitä provinsseja on kutsuttu eng-lanniksi myös pelkistetyimmällä nimellä *large low-velocity province* (mm. Garnero *et al.* 2016). Niiden läpimitta on n. 15 000 kilo-metriä ja ne kohoavat 500–1000 kilometriä vaipan ja ytimen rajapinnalta. Provinssien koh-dalla D'' -vyöhykkeen yläraja ei ole selvästi erottuva (Tsuchiya *et al.* 2016). Nämä muo-doltaan kompleksiset ja suhteellisen teräväreu-naiset kokonaisuudet ovat todennäköisesti olleet paikoillaan satoja miljoonia vuosia ja voi-vat hautoa sisällään primitiivisen vaipan ma-teriaalia ja/tai vanhaa subduktoitunutta li-tosfääriä (mm. Ni ja Helmberger 2003, Gar-nero ja McNamara 2008, Garnero *et al.* 2016).

Provinssien yhteydessä ytimen rajalla esiin-tyy pienempiä, läpimitaltaan satoja ja paksuu-deltaan kymmeniä kilometrejä, hyvin hitaan seismisen nopeuden vyöhykkeitä (engl. *ultra low velocity zones, ULVZs*), jotka ovat toden-näköisesti osittain sulia (Williams ja Garnero 1996). Niiden kohdalla seismiset nopeudet hidastuvat jopa 30 % (mm. Frost ja Rost 2014) ja, vaikka taskujen absoluuttista tiheyttä ei ole tarkasti määritetty, niiden uskotaan olevan ti-heämpiä kuin muut alavaipan osat (mm. Rost *et al.* 2006).

Seismologian merkitys maapallon sisära-kenteen tutkimisessa ei siis suinkaan ole hii-punut kolmannelle vuosituhatkalle siirryttä-essä, kun menetelmien erotuskyky on paran-tunut. Myös korkean lämpötilan ja paineen kokeellisten menetelmien sekä tietokonemal-linnusten viimeaikainen kehitys on avannut seismisten havaintojen mahdollisia syitä. Eten-kin alavaipan kummallisuuksissa riittää näille menetelmille vielä paljon selvitettävää. Myös vaipan heterogeenisyyksien mittakaavan ja ylei-syyden selvittäminen on yksi keskeisistä tut-kimuskysymyksistä.

Ehdotuksemme maapallon sisäkehien suomenkielisestä terminologiasta

Tässä osiossa käymme läpi nykytietämyksen mukaisen maapallon kehärakenteen (kuva 4) ja ehdotamme päivitystä suomenkieliseen terministöön. Ehdotetut termit on viety geologian aihealueelle Tieteen termipankkiin, jotta keskustelu käsitteistä ja niiden suomennoksista sekä määrittelmistä voi jatkua geotieteilijöiden kesken julkisella alustalla.

Kehien jaon voi tehdä painottaen eri ominaisuuksia, esimerkiksi 1) kemiallista koostumusta, 2) reologiaa eli aineen käyttäytymistä tai 3) seismisten aaltojen nopeusvaihteluita. Jaottelut ovat osin päällekkäisiä. On hyvä muistaa, että kehät eivät ole stabiileja kokonaisuuksia, eikä niitä kaikkia ole ollut olemassa koko maapallon historian ajan. Kiinteä sisäydinkään ei alkanut kiteytyä kuin mahdollisesti vasta noin 1,5–0,5 miljardia vuotta sitten (Biggin *et al.* 2015, Bono *et al.* 2019). Se jatkaa yhä kasvuaan, vaippaa differentioituu kuoreksi ja kivikehää muuttuu kaasukehäksi suurissa tulivuorenpurkauksissa ja asteroiditörmäyksissä. Toisaalta kiven kemiallinen rapautuminen kytkee kivikehän osaksi hiilen kiertokulkua luonnossa ja vaikuttaa näin ollen planeettamme ilmastoon geologisella aikajänteellä (mm. Macdonald *et al.* 2019).

KUORI:

Maapallon uloin kiinteä kehä, joka koostuu pääasiassa vaipasta differentioituneista emäksisistä, intermediäärisistä ja happamista kivilajeista ($\text{SiO}_2 > 45$ p-%). Seismisesti kuoren alapinnan määrittää moho, jolla tapahtuu hypäyksellinen seismisten nopeuksien muutos tyypillisistä maankuoren seismisistä nopeuksista (~6–7 km/s) vaipan nopeuksiin (~8–9 km/s). Mantereinen kuori (keskimääräinen paksuus 35–40 km) voidaan jakaa vielä ylä-,

keski- ja alakuoreen, joista jälkimmäinen on emäksisin ja edustaa korkeinta metamorfoosiastetta. Näiden kerrosten tarkat rajat ovat kuitenkin vaikeasti määritettävissä ja vaihtelevat alueellisesti. Mereinen kuori (keskimääräinen paksuus 6–7 km) voidaan jakaa selkeämmin ylä- (basalttiset kivet ja levyjuonisto) ja alakuoreen (gabroidiset kivet).

VAIPPA:

Maapallon pääosin kiinteä ja ultraemäksisistä kivilajeista ($\text{SiO}_2 < 45$ p-%) koostuva kehä. Maapallon vaippa ulottuu kuoren ja vaipan rajapinnalta (moho) ytimen rajapinnalle (~2900 km) saakka. Vaippa voidaan jakaa seismisesti ja reologisesti erilaisiin kehiin. Reologisen jaon ylimpään kerrokseen (litosfääri) luetaan myös kuori.

Vaipan pääosin seismisiin rajapintoihin perustuva pääjako:

Ylävaippa:

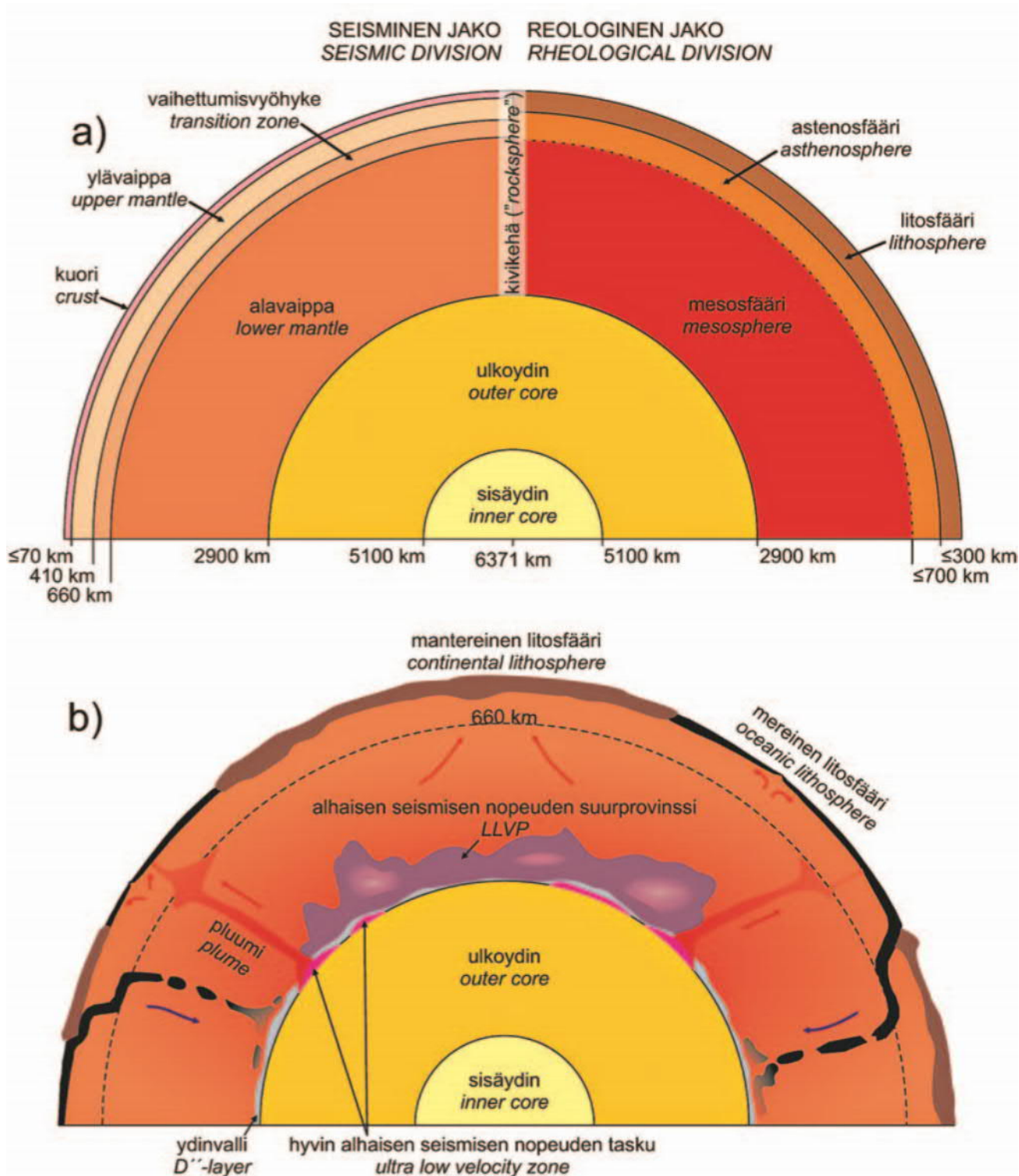
Kuoren alapuolinen pääosin oliviinista ja pyrokseenista koostuva vaippa seismisten nopeuksien 410 kilometrin epäjatkuvuuteen asti (joissain yhteyksissä 660 kilometriin asti). Suurin osa vulkanismista on peräisin ylävaipan osittaisesta sulamisesta.

Vaipan vaihettumisvyöhyke:

410 kilometrin ja 660 kilometrin seismisten epäjatkuvuuksien välinen vaippa, jonka ylärajalla oliviini muuttuu wadsleyiitiksi ja alarajalla ringwoodiitti ja granaatti muuttuvat bridgmaniitiksi. Vaihettumisvyöhyke luetaan joskus osaksi ylävaippaa.

Alavaippa:

660 kilometriä seismisen epäjatkuvuuden alla oleva vaippa, joka koostuu pääasiassa bridgmaniitista ja magnesiowüstitista/ferroperiklaasista. Alavaipan sisällä voidaan erottaa seuraa-



Kuva 4. (a) Yksinkertaistettu poikkileikkaus maapallon sisäisestä kehärakenteesta (staattinen) painottaen seismisiä tai reologisia ominaisuuksia sekä (b) poikkileikkaus maapallon sisärakenteesta (dynaaminen) mukaan lukien alavaipan erilliset rakenteet. Huomioi, että jälkimmäinen ei ole ainoa tulkinta rakenteiden olemuksesta, ja esimerkiksi koko vaipan lävistävien pluumien olemassaolosta on kiistelty (esim. Foulger 2010). Kuvat perustuvat julkaisuun Lay (2011) ja tekstissä mainittuihin lähteisiin.

Figure 4. (a) Simplified cross-section of the Earth's internal structure (static view) that emphasizes either seismic or rheological features and (b) cross-section of the Earth's internal structure (dynamic view) including structures in the lower mantle. Note that the latter is not the only interpretation of the appearance of these structures; for example, the existence of mantle-transsecting plumes has been disputed (e.g., Foulger 2010). The figures are based on Lay (2011) and the references mentioned in the text.

vat kehät tai osat, joille esitämme ensimmäistä kertaa suomenkielisiä nimiä. Ehdottamamme nimet erottavat nämä kokonaisuudet selkeästi vaipan muista osista.

Alhaisen seismisen nopeuden suurprovinssi (engl. *large low-velocity province, LLVP*) on ehdottamamme yleisnimitys alavaipan anomialle, joka havaitaan pääasiassa S-aaltojen hidastumisena (engl. *large low-shear velocity province, LLSVP*), mutta jossa myös P-aallot hidastuvat paikoittain. Se on muodoltaan kompleksinen ytimen rajapinnalta kohoava noin 15 000 kilometrin läpimittainen ja noin 500–1000 kilometriä korkea osue. Näitä on kaksi, joista toinen sijaitsee Tyynenmeren ja toinen Afrikan alapuolella.

Ydinvali on ehdottamamme nimitys D''-havaintojen rajaamalle vyöhykkeelle vaipan ja ytimen rajapinnan yläpuolella. Se on keskimäärin muutaman sadan kilometrin paksuinen, yläpinnaltaan epätasainen sekä todennäköisesti tiheydeltään ja koostumukseltaan heterogeeninen. Se sisältää postperovskiittia, joka on erittäin korkean paineen silikaattifaasi. Nimeäminen D''-vyöhykkeeksi olisi mielestämme muusta yleiskäytössä olevasta kehätermistöstä irrallinen (ks. myös Chao 2000), minkä vuoksi ehdotamme tässä kontekstissa vyöhykkeelle nimitystä *ydinvali*.

Hyvin alhaisen seismisen nopeuden tasku vastaa alavaipan pohjan osueita, jotka havaitaan erityisen hitaan seismisen nopeuden vyöhykkeinä (engl. *ultra low velocity zone, ULVZ*). Ne ovat enimmillään satojen kilometrien läpimittaisia ja kymmenien kilometrien paksuisia ja esiintyvät paikallisesti alavaipan suurprovinssien yhteydessä.

Kuoren ja vaipan pääosin reologiaan perustuva jako:

Litosfääri:

Maapallon uloin pääosin jäykkä (viskositeetti n. 10^{21} Pa) ja luja kehä, joka käsittää kuoren ja vaipan yläosia. Litosfääri on paksuimmillaan (n. 300 km) vanhojen kratonien kohdalla. Litosfääri on jakautunut erikokoisiin litosfääri-laattoihin, jotka liikkuvat toistensa suhteen ja joskus työntyvät vaipan alempiin osiin saakka.

Astenosfääri:

Litosfäärin alla oleva mekaanisesti heikko (viskositeetti n. 10^{19} Pa) ja duktiilisti käyttäytyvä kehä, jossa voi esiintyä osittaista sulamista ($\leq 1\%$) ja joka on konvektoivan vaipan ylin osa. Lähellä litosfäärin ja astenosfäärin rajapintaa esiintyy ***alhaisen seismisen nopeuden vyöhyke*** (engl. *low-velocity zone, LVZ*). Astenosfäärin syvyyssulottuvuutta ei voida rajata tarkasti. On mahdollista, että paikoin se ulottuu jopa vaihettumisvyöhykkeelle asti ja toisaalla puuttuu kokonaan joidenkin kratonien alta.

Mesosfääri:

Astenosfäärin alapuolinen vaippa, jonka yläosat eivät ole osittain sulaneet ja joka on lujempi kuin astenosfääri. Mesosfäärin merkitys geotieteellisessä keskustelussa on vähentynyt, koska se jakautuu seismisesti erilaisiin kehiin ja vyöhykkeisiin (kts. yllä). Yleistajuisessa keskustelussa on hyvä puhua “vaipan mesosfääristä” erotuksena ilmakehän mesosfääriin.

YDIN:

Maapallon sisin pääosin sulasta tai kiinteästä raudasta koostuva kehä (~2900–6400 km).

Ulkoydin on pääosin nestemäisestä raudasta koostuva kehä (~2900–5100 km), jossa S-aallot eivät etene. Ulkoytimen konvektiovirtauk-

set synnyttävät Maapallon magneettikentän. **Sisäydin** (~5100–6400 km) koostuu pääosin kiinteästä raudasta.

KIVIKEHÄ:

Päätämme jaottelun koko artikkelin alkusäyksenä toimineeseen termiin ”kivikehä”. Kivikehä on sanatarkasti suomenkielinen käännös kreikkalaisperäisestä lainasanasta ”litosfääri”, ja useimmat geotieteilijät käsittävät nämä termit synonyymeina. Englanniksi kivikehälle ei ole erillistä kielivastinetta. Nykyään tiedämme, ettei litosfäärin alla ole ”magmafääriä”, vaan pääosin kiinteä kivinen kehä jatkuu aina ytimen rajapinnalle asti. Litosfäärin ja kivikehän synonyymisyydessä kätkeytyy mahdollisesti siemen yhdelle yleisimmistä geotieteisiin liittyvistä väärinkäsityksistä, jonka mukaan maapallon litosfäärilaatat kelluvat kivisulasta koostuvan vaipan päällä kuin munan kuori.

Suomenkielisen geotieteellisen terminologian on viimein aika seurata tieteellistä kehitystä, ja siksi ehdotamme, että tulevaisuudessa kivikehää käytettäisiin geotieteissä yleisemmin tarkoittamaan maapallon tai jonkin muun planeetan silikaattivaltaista vaippaa ja kuorta (tässä yhteydessä ml. maaperän), eli koko sitä osaa planeetasta, joka osallistuu kiviaineksen kiertokulkuun. Litosfääri ja kivikehä olisivat näin ollen kokonaan eri käsitteet, eikä niitä tulisi enää pitää synonyymeina toisilleen. Nämä kuvaukset voitaisiin päivittää Tieteen termipankkiin, Wikipediaan ja Geologia.fi-palveluun. Termin päivittämisen negatiiviset vaikutukset olisivat sen hyötyyn ja oikeellisuuden nähden pieniä ja koskisivat lähinnä sekaannuksia jo julkaistun kirjallisuuden kanssa.

Lopuksi

Tämä artikkeli ja terminologinen pohdinta sai alkusäyöksensä Twitter-keskustelusta liittyen

professori Juha Karhun Helsingin Sanomien ”Lasten tiedekysymykset” -palstalla 24. tammikuuta 2020 julkaistuun vastaukseen Otto Holapan (5 v.) esittämälle kysymykselle ”Mitä seuraavista on maapallolla eniten: hiekkaa, kiveä vai ilmaa?”. Tässä vastauksessa kivikehä käsitettiin ehdotuksemme mukaisesti ytimen rajalle jatkuvaksi, joskin hiekka luettiin sen ulkopuolelle. Keskusteluun liittyi mukaan myös äidinkielen ja kirjallisuuden opettaja Ilmari Vauras, jota saamme kiittää ”ydinvalli”-termistä.

Kannustamme kaikkia geotieteilijöitä tutustumaan Twitteriin ja osallistumaan ajankohtaisten ja etenkin geotieteellisten aiheiden esille tuomiseen ja kommentointiin. Kehotamme myös tutustumaan Tieteen termipankkiin (<https://tieteentermipankki.fi/>) ja tarkistamaan oman alansa termien määrittelyn ja osallistumaan niihin liittyvään keskusteluun Termipankissa käsitesivujen yhteydessä.

FT JUSSI S. HEINONEN

(jussi.s.heinonen@helsinki.fi)

akatemiaturkija

Geotieteiden ja maantieteen osasto

PL 64

00014 Helsingin yliopisto

FT EMILIA KOIVISTO

(emilia.koivisto@helsinki.fi)

yliopistonlehtori

Geotieteiden ja maantieteen osasto

PL 68

00014 Helsingin yliopisto

FM SAKARI VÄKEVÄ

(sakari.vakeva@ymparisto.fi)

tutkija

Suomen ympäristökeskus

Latokartanonkaari 11

000790 Helsinki

FT ELINA LEHTONEN
(elina.lehtonen@helsinki.fi)

tutkijatohtori
Tieteen termipankki ja
geotieteiden ja maantieteen osasto
PL 64
00014 Helsingin yliopisto

FT TEEMU ÖHMAN

vapaa tutkija
Arctic Planetary Science Institute ry.
Lihtaajantie 1 E 27
44150 Äänekoski

*JH on akatemiaturkija ja työskentelee magmasysteemi-
en termodynaamiseen ja geokemialliseen mallintamiseen
ja kokeelliseen petrologiaan keskittyvässä projektissa
(<https://blogs.helsinki.fi/jsheinon/>).*

*EK toimii sovelletun geofysiikan lehtorina Helsingin yli-
opistossa ja on erikoistunut seismisiin luotausmenetel-
miin.*

*SV on tutkija ja työskentelee Suomen ympäristökeskuk-
sessä Geoinformatiikkatutkimuksen tutkimusryhmässä.
Hän on aiemmin työskennellyt mm. Etelä- ja Keski-
Suomen seismisten luotaushankkeiden parissa.*

*EL on tutkijatohtori ja työskentelee geologian aihealue-
en koordinaattorina Tieteen termipankissa.*

*TÖ on törmäyskraattereihin ja planetaariseen geologi-
aan erikoistunut vapaa tutkija.*

Summary

The solid layers of the Earth can be defined in several ways and there are a myriad of concepts related to our planet's internal structure. Here we discuss the development of these concepts from early ideas of subterranean Hell towards modern understanding of crust, mantle, and the core that is largely based on seismology. We suggest Finnish names for the most common terms used for the different layers and their inner structures and suggest that the

term “kivikehä” (“rocksphere”) should be used for the whole solid and silicate-dominated outer layer (mantle + crust, including soil) of the Earth or any other planetary body.

Lähdeluettelo

- Akaogi, M., 2007. Phase transitions of minerals in the transition zone and upper part of the lower mantle. Teoksessa: Ohtani, E. (toim.), *Advances in High-Pressure Mineralogy*. Geological Society of America Special Paper 421:1–13.
- Allegre, C.J., Poirier, J.P., Humler, E. ja Hofmann, A.W., 1995. The chemical composition of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 134:515–526.
- Antonangeli, D., 2016. Physical properties of the inner core. Teoksessa: Terasaki, H. ja Fischer, R.A. (toim.), *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series 217:121–128.
- Arrhenius, S., 1903. *Lehrbuch der Kosmischen Physik*. S. Hirzel, Leipzig, 1026 s.
- Artemieva, I.M., 2011. *The lithosphere: An interdisciplinary approach*. Cambridge University Press, New York, 794 s.
- Badro, J., Côté, A.S. ja Brodholt, J.P., 2014. A seismologically consistent compositional model of Earth's core. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111:7542–7545.
- Barrell, J., 1914. The Strength of the Earth's Crust: Part VI, Relations of isostatic movements to a sphere of weakness – The asthenosphere. *The Journal of Geology* 22:655–683.
- Biggin, A.J., Piispa, E.J., Pesonen, L.J., Holme, R., Paterson, G.A., Veikkolainen, T. ja Tauxe, L., 2015. Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation. *Nature* 526:245–248.
- Birch, F., 1952. Elasticity and constitution of the Earth's interior. *Journal of Geophysical Research* 57:227–286.
- Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4:1027, DOI:10.1029/2001GC000252.
- Bono, R.K., Tarduno, J.A., Nimmo, F. ja Cottrell, R.D., 2019. Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity. *Nature Geoscience* 12:143–147.
- Bruneton, M., Pedersen, H.A., Vacher, P., Kukkonen, I.T., Arndt, N.T., Funke, S., *et al.*, 2004. Layered lithospheric mantle in the central Baltic Shield from surface waves and xenolith analysis. *Earth and*

- Planetary Science Letters 226:41–52.
- Bullen, K.E., 1953. *An Introduction to the Theory of Seismology*. Cambridge University Press, Lontoo & New York, 296 s.
- Bullen, K.E., 1956. Seismic wave transmission. Teoksessa: Flugge, S. (toim.), *Encyclopedia of Physics*. Springer, Berliini, Saksa, 75–118.
- Chantel, J., Manthilake, G., Andrault, D., Novella, D., Yu, T. ja Wang, Y., 2016. Experimental evidence supports mantle partial melting in the asthenosphere. *Science Advances* 2:e1600246, DOI:10.1126/sciadv.1600246.
- Chao, B.F., 2000. Renaming D double prime. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 81:46.
- Dziewonski, A.M. ja Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 25:297–356.
- Fischer, R.A., 2016. Melting of Fe alloys and the thermal structure of the core. Teoksessa: Terasaki, H. ja Fischer, R.A. (toim.), *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series* 217:1–12.
- Foulger, G.R., 2010. *Plates vs. Plumes: A Geological Controversy*. Wiley-Blackwell, Chichester, 364 s.
- Frisinger, H.H., 1972. Aristotle and his “Meteorologica”. *Bulletin of the American Meteorological Society* 53:634–638.
- Frost, D.A. ja Rost, S., 2014. The P-wave boundary of the large-low shear velocity province beneath the Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 403:380–392.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Inoue, H. ja Nenbai, M., 1992. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97:4809–4822.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Nakakuki, T. ja Deep Slab Project Group, 2009. Stagnant slab: a review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 37:19–46.
- Garnero, E.J., 2000. Heterogeneity of the lowermost mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28:509–537.
- Garnero, E.J. ja McNamara A.K., 2008. Structure and dynamics of Earth’s lower mantle. *Science* 320:626–628.
- Garnero, E.J., McNamara, A.K. ja Shim, S.H., 2016. Continent-sized anomalous zones with low seismic velocity at the base of Earth’s mantle. *Nature Geoscience* 9:481–489.
- Griffin, W.L., O’Reilly, S.Y., Afonso, J.C. ja Begg, G.C., 2009. The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications. *Journal of Petrology* 50:1185–1204.
- Gutenberg, B., 1914. Über Erdbebenwellen VIIA. Beobachtungen an Registrierungen von Fernbeben in Göttingen und Folgerungen über die Konstitution des Erdkörpers (mit Tafel). *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse* 1914:125–176.
- Gutenberg, B., 1948. On the layer of relatively low wave velocity at a depth of about 80 kilometers. *Bulletin of the Seismological Society of America* 38:121–148.
- Hirose, K., 2016. Phase transition and melting in the deep lower mantle. Teoksessa: Terasaki, H. ja Fischer, R.A. (toim.), *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series* 217:209–224.
- Hutko, A.R., Lay, T., Garnero, E.J. ja Revenaugh, J., 2006. Seismic detection of folded, subducted lithosphere at the core–mantle boundary. *Nature* 441:333–336.
- Jacobson, M., Charlson, R.J., Rodhe, H. ja Orians, G.H. (toim.), 2000. *Earth System Science: From Biogeochemical Cycles to Global Changes*. International Geophysics Series 72. Elsevier Academic Press, Lontoo, 527 s.
- Jeffreys, H., 1926. The rigidity of the Earth’s central core. *Geophysical Journal International* 1:371–383.
- Karato, S.I., 2014. Does partial melting explain geophysical anomalies? *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 228:300–306.
- Katsura, T. ja Ito, E., 1989. The system Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel, and spinel. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94:15663–15670.
- Kennett, B.L.N. (toim.), 1991. *IASPEI 1991 Seismological Tables*. Bibliotech, Canberra, 167 s.
- Kennett, B.L.N. ja Engdahl, E.R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International* 105:429–465.
- Knittle, E. ja Jeanloz, R., 1991. Earth’s core–mantle boundary: results of experiments at high pressures and temperatures. *Science* 251:1438–1443.
- Lay, T., 2005. The deep mantle thermo-chemical boundary layer: the putative mantle plume source. Teoksessa: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C. ja Anderson, D.L. (toim.), *Plates, Plumes, and Paradigms*. Geological Society of America Special Paper 388:193–205.
- Lay, T., 2011. Mantle D’’ layer. Teoksessa: Gupta, H.K. (toim.), *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*

- (2nd Ed). Springer, Dordrecht, 851–857.
- Lehmann, I., 1936. P'. Publications du Bureau Central Séismologique International, Série A, Travaux Scientifiques 14:87–115.
- Lister, J.R. ja Buffett, B.A., 1995. The strength and efficiency of thermal and compositional convection in the geodynamo. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 91:17–30.
- Love, A.E.H., 1911. Some problems of geodynamics; being an essay to which the Adams prize in the University of Cambridge was adjudged in 1911. Cambridge University Press, Edinburgh, 180 s.
- Macdonald, F.A., Swanson-Hysell, N.L., Park, Y., Lisiecki, L. ja Jagoutz, O., 2019. Arc-continent collisions in the tropics set Earth's climate state. *Science* 364:181–184.
- Maskelyne, N., 1775. An account of observations made on the mountain Schehallien for finding its attraction. By the Rev. Nevil Maskelyne, B. D. F. R. S. and astronomer Royal Philosophical Transactions (1683–1775), 65:500–542.
- McNamara, A.K., 2019. A review of large low shear velocity provinces and ultra low velocity zones. *Tectonophysics* 760:199–220.
- Mohorovičić, A., 1910. Potres od 8.X 1909 (Das Beben vom 8.X.1909). *Jahrbuch des meteorologischen Observatoriums in Zagreb (Agram) für das Jahr 1909*:1–56.
- Murakami, M., Hirose, K., Kawamura, K., Sata, N., ja Ohishi, Y., 2004. Post-perovskite phase transition in MgSiO₃. *Science* 304:855–858.
- Ni, S. ja Helmberger, D.V., 2003. Seismological constraints on the South African superplume; could be the oldest distinct structure on Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 206:119–131.
- Oldham, R.D., 1906. The constitution of the interior of the Earth, as revealed by earthquakes. *Quarterly Journal of the Geological Society* 62:456–475.
- Pearson, D.G., Brenker, F.E., Nestola, F., McNeill, J., Nasdala, L., Hutchison, M.T., *et al.*, 2014. Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. *Nature* 507:221–224.
- Prodehl, C. ja Mooney, W.D. (toim), 2012. Exploring the Earth's crust: History and Results of Controlled-Source Seismology. Geological Society of America Memoir 208, 764 s.
- Ramsay, W., 1909a. *Geologiens grunder*. G.W. Edlund, Helsinki, 488 s.
- Ramsay, W., 1909b. *Geologian perusteet*. Suomentanut Pentti Eskola. Kustannusosakeyhtiö Otava, Helsinki, 518 s.
- Ringwood, A.E., 1991. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55:2083–2110.
- Romanowicz, B., 2009. The thickness of tectonic plates. *Science* 324:474–476.
- Rost, S., Garnero, E.J. ja Williams, Q., 2006. Fine-scale ultralow-velocity zone structure from high-frequency seismic array data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111: B09310, DOI:10.1029/2005JB004088.
- Sidorin, I., Gurnis, M. ja Helmberger, D.V., 1999. Dynamics of a phase change at the base of the mantle consistent with seismological observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104:15005–15023.
- Suess, E., 1875. *Die Entstehung der Alpen*. W. Braunmüller, Wien, 168 s.
- Tackley, P., 2008. Layer cake or plum pudding? *Nature Geoscience* 1:157–158.
- Thorarinsson, S., 1970. Hekla, A Notorious Volcano. Kääntäneet englanniksi Jóhann Hannesson ja Pétur Karlsson. Almenna bókafélagið, Reykjavík, 62 s.
- Tietosanakirja, viides osa, 1913. Tietosanakirja-osakeyhtiö, Helsinki, 1728 s.
- Tschauner, O., Ma, C., Beckett, J.R., Prescher, C., Praka-penka, V.B. ja Rossman, G.R., 2014. Discovery of bridgmanite, the most abundant mineral in Earth, in a shocked meteorite. *Science* 346:1100–1102.
- Tsuchiya, T., Kawai, K., Wang, X., Ichikawa, H. ja Dekura, H., 2016. Temperature of the lower mantle and core based on ab initio mineral physics data. Teoksessa: Terasaki, H. ja Fischer, R.A. (toim.), *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series 217:13–30.
- Vinnik, L., Kozlovskaya, E., Oreshin, S., Kosarev, G., Piipponen, K. ja Silvennoinen, H., 2016. The lithosphere, LAB, LVZ and Lehmann discontinuity under central Fennoscandia from receiver functions. *Tectonophysics* 667:189–198.
- Williams, Q. ja Garnero, E., 1996. Seismic evidence for partial melt at the base of earth's mantle. *Science* 273:1528–1530.