

Eesti NSV

POLIITILISTE JA TEADUSALASTE TEADMISTE LEVITAMISE ÜHING

V. F. BONTŠKOVSKI

**MAA SISEMINE
EHITUS**

Nr. 6 (214)

EESTI RIIKLIK KIRJASTUS • TALLINN 1956

A-17 346-214.

EESTI NSV POLIITILISTE JA TEADUSALASTE TEADMISTE
LEVITAMISE ÜHING

V. F. BONTŠKOVSKI

MAA SISEMINE EHITUS



EESTI RIIKLIK KIRJASTUS
TALLINN 1956

Originaali tiitel:

В. Ф. Бончковский. Внутреннее строение земли.
Издательство «Знание», Москва 1955 г.

Tõlgitud Üleliidulise Poliitiliste ja Teadusalaste
Teadmiste Levitamise Ühingu väljaande järgi

Tõlkinud K. Mürisepp

SISUKORD

	Lk.
Maa pealispinna ehituse mõningaid iseärasusi	4
Maa sisemise ehituse uurimise meetodid	9
Maa sisemise ehituse skeem	15
Temperatuur Maa sisemuses	17
Tihedus Maa sisemuses	18
Raskusjõu ja rõhu jaotus Maa sisemuses	20
Mõningaid andmeid aine olekust Maa sisemuses	22
Hüpoteesid liikumistest Maa sisemuses	23

TARTU ÜLIKOOLI
RAAMATUKOGU
ARHIIVKOGU

Küsimus Maa sisemisest ehitusest on jäänud kaua aega lahendamatuks. See küsimus muide aga on väga huvitav ja tähtis, ning mitte ainult tunnetuslikust küljest. Määratu tähtsuse omab ta ka maavarade leviku-seaduspärasuste avastamisel, maakoore liikumiste küsimuse lahendamisel, kui ka vulkanismi, maavärinate jt. protsesside mõistmisel.

Maa sisemise ehituse uurimine peab põhinema mitmesugustel arvukatel teaduslikkudel uurimistel. Tähtsaimaks sammuks selle küsimuse lahendamise poole on dialektilise materialismi seisukohtadest lähtuva hüpoteesi loomine Maa tekkimisest ja arenemisest.

Kaua aega oli teaduses levinud vaade, et Maa sisemuses esineb aine sulas, vedelas olekus, ja ainult väline koor kujutab enesest tahket ainet. Selline vaade, õieti öelda, kujunes välja juba XVIII sajandi lõpul, mil prantsuse matemaatik Laplace esitas hüpoteesi päikesesüsteemi tekkest ja arengust. Laplace arvas, et selleks materiaalseks keskkonnaks, mille arengu tulemusena moodustus päikesesüsteem, oli hõõguvkuum gaasiline udukogu, milline pöörles ümber oma telje, aegamööda jahtudes ning kokku tõmbudes, muutudes seejuures üha lapergusemaks. Selle kuuma gaasimassi aeglasel jahtumisel ning tsentrifugaaljõu suurenemisel moodustusid tema serval gaasirõngad, viimastest aga planeedid. Määratusuur tsentraalne mass aga muutus Päikeseks. Planeedid kujutasid enesest kerakujulisi hõõguvsula kehasid, ümbritsetud gaasilise kestaga; nende edasisel jahtumisel moodustus neil aegamööda tahke koor.

Ent aja jooksul hakkas kogunema vaatlusandmeid, millised rääkisid nimetatud vaatele vastu; näiteks seismilised andmed, mis on seotud selliste elastsete võnkumiste uurimisega, mis tekivad maavärinatel ja läbivad maakera. Elastsed võnkumised ehk lained, mis tekivad maavärinatel, tõestavad, et maakera määratu mass toimib nagu tahke aine.

Võttes arvesse neid andmeid, esitas nõukogude õpetlane

akadeemik O. J. Schmidt hüpoteesi, mille kohaselt maakera moodustus külmadest tahketest osistest.

Kunagi pöörles Päikese ümber suur kosmilise tolmu pilv, mis koosnes gaasidest, silikaatidest, rauast ja teistest ainetest. Pikaajalise arengu tulemusena moodustusid sellest pilvest kehad, mida meie nimetame planeetideks ja millised tiirlevad ümber keskse keha.

O. J. Schmidti hüpoteesi kohaselt pidi Maa moodustuma keskpunktist alates kuni pealispinnani kui tahke keha. Tema soojenemine algas hiljem radioaktiivsete ainete lagunemise tulemusena. Seejuures saavutas soojenemine tõenäoliselt kõige kõrgema astme Maa sisemistes osades.

Akadeemik V. G. Fessenkovil on teistsugused vaated päikesesüsteemi tekkimise suhtes.

Kaasaegse astronoomia ja kõrgete rõhkude füüsika järelduste kohaselt võib arvestada, et mida suurem on planeedi mass, seda enam läheneb ta oma koosseisult ja füüsiliselt omadustelt Päikesele. Siit järeldub, et selle keskkonna koosseis, millest moodustusid planeedid, ei erine mingil määral keskkonna koosseisust, millest moodustus Päike.

Kuivõrd Päikese vanus on väga lähedane Maa vanusele, on põhjust oletada, et Päike ja teda ümbritsevad planeedid moodustusid suhteliselt üheaegselt mingi udukogu ühest ja samast gaasilis-tolmsest keskkonnast.

Mõni miljard aastat tagasi eraldus meie Päike teiste tähtede sarnaselt kohalikust tihenemisest mingis gaasilis-tolmses keskkonnas, milline oli ebapüsivas olukorras. Alguses kujutas Päike enesest küllaltki massiivset keha massiga, mis ületas tema praeguse massi 8—10 korda ning pöörles kiiresti oma telje ümber. See ürgpäike paiskas vahetpidamata korpuskulite vooge Päikese ekvatoriaaltasapinnal asetsevasse gaasilis-tolmse keskkonna ülejäänud ossa. Tiheduse ebahütlase jagunemise tõttu selles keskkonnas tekkisid uued aine tihenemised — planeedid.

MAA PEALISPINNA E HITUSE MÖNINGAID ISEÄRASUSI

Maa ilma geograafilise kaardi vaatlemisel võib märgata hämmastavat sarnasust mandrite kaldajoontes, näiteks Euroopa ja Aafrika läänekallaste ning Põhja- ja Lõuna-Ameerika idakallaste vahel. Sellisele kaldajoonte sarnasu-

sele ei saa tähelepanu pööramata jätta. Niisuguseid sarnasuse näiteid võib leida ka muudes kohtades.

Ookeanide sügavustekaardil võib märgata, et Atlandi ookeanis (tema keskosas) esineb midagi mäeaheliku taolist, tõsi küll, väga lamedat. Tema keskmine kõrgus on 2 km. Selle mäeaheliku kuju Atlandi ookeani põhjas vastab peaaegu täielikult Ameerika idakallaste ja Euroopa ning Aafrika läänekallaste piirjoontele.

Selline sarnasus piirjoontes kujutab enesest mõistatust. Seda ei saa seletada ainult välisjõududega, millised avaldasid või avaldavad oma tegevust Maa välisilme kujundamisel. Palju ja palju tõenäolisem on ettekujutus sisemistest, tõenäoliselt maakoorealustest jõududest ja voolustest, millised võtsid osa nimetatud kaldavööde osade moodustamisest.

Teine geoloogias teadaolev fakt, mida tingimata on vaja mainida, seisneb selles, et maa pealispinnal mägede süsteemid aegade vältel vahelduvad nõgudega. Praegustes mägestikkudes võib leida endiste merede setteid. See viitab sellele, et kunagi kaugetel geoloogilistel ajastutel toimusid maa pealispinna väga suured vertikaalsed ümberpaigutused. Seal, kus meie praegu näeme mägesid, oli kunagi meri, aga mõnedes kohtades, mis praegu on kaetud merega, olid varematal aegadel mägede süsteemid.

Need reljeefi muutused ja ümberpaigutamised kujutavad enesest huvitavat ja senini veel vähe uuritud nähtust, milline kahtlemata on seotud maakera sügavamates osades toimivate protsessidega.

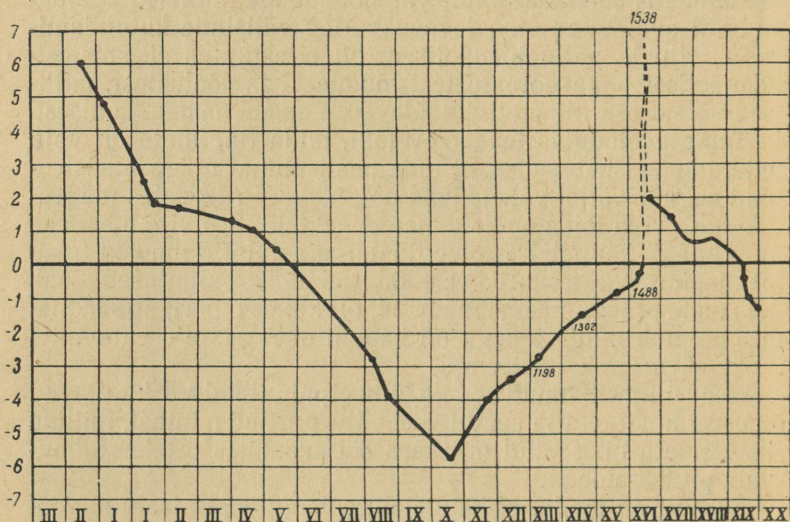
Samuti on teada, et kaugetel geoloogilistel ajastutel voolas Maa sisemusest tema pealispinnale määratul hulgal ülessulanud aineid graniitide ja basaltide näol. Praegusel ajal on meil teada määratusuuri maa-alasid, mis on kaetud nende, kunagi sulana väljapaisatud ainetega. Selliseid maa pealispinna osi leidub Indias, meil Siberis ning Atlandi ookeani põhjas ja nad võtavad oma alla sadade tuhandete ruutkilomeetrite suurusi maa-alasid. Ka praegusel ajal toimub selliseid protsesse, kuid tunduvalt nõrgemal astmel — vulkaanide pursete näol.

Korduvalt tõusis küsimus sellest, millega seletada liikumisi, mis toimuvad maa pealispinnal.

Tuleb märkida, et maa pealispinna vertikaalliikumisi esineb ka praegusel ajal igas tema punktis. On teada näiteid väga suurtest vertikaalliikumistest, millised toimuvad aastatuhandete vältel ning milliseid võib palja silmaga märgata

merest kerkinud terrasside järgi. On näiteks teada, et Skandinaavia poolsaar tõuseb 1 m saja aasta jooksul.

Itaalias, Pozzuoli linna lähedal on enam kui kahe tuhande aasta eest ehitatud tempel, millest on säilinud mõnede sammaste jäänused. Maapind, millel kunagi asetses tempel, kord vajus, kord tõusis nimetatud aja vältel. Praegusel ajal vajuvad sammaste jäänused uuesti merepinna alla. Et neid vaadelda, tuli meie teadlastel sõita nende juurde paadiga. See toimus 1954. aastal geofüüsikaalase assamblee ajal Roomas.



Joon. 1. Sammaste aluse kõrguse (merepinnast) muutumine II sajandist e. m. a. kuni XX sajandi alguseni (meetrites).

Itaalia teadlased toimetasid selle huvitava nähtuse hoolikat uurimist, kasutades ajaloolisi andmeid kahetuhandaastase perioodi kohta.

Uurimuste tulemusena võib tõusude ja vajumiste iseloomu kujutada joonisel 1 näidatud kõveraga. Nagu näeme, toimub tõus ja vajumine küllaltki sujuvalt, kuid omab mõningail aastail siiski tormiliste liikumiste iseloomu.

Pozzuoli linnake asetseb Monte-Nuovo tulemäe lähedal ning väga tõenäoline on oletus, et just laava liikumine vulkaani territooriumi all osutubki mainitud liikumiste põhjuseks.

Näitena võib tuua ka Krimmi poolsaart, kus toimuvad keerukad vertikaallikumised.

„Palju miljoneid aastaid tagasi,” kirjutab J. D. Kozin oma raamatus „Krimmi geoloogiline minevik”, „voogasid Krimmi kohal määratu ookeani Teetise lained, milline ulatus Panama maakitsusest (Põhja- ja Lõuna-Ameerika vahel. — V. B.) üle Atlandi ookeani, Euroopa lõunaosa ja Vahe-mere piirkonna, ujutades üle Aafrika põhjakaldad, Musta ja Kaspia mere, territooriumi, kus laiuvad praegu Pamiir, Tjan-Šan, Himaalaja, ning edasi üle India kuni Vaikse ookeani saarteni.”

Teetise ookean lahutas kunagi kaht põhilist mandrit: üks asetseb temast põhja, teine — lõuna pool. Teetise ookeani iga oli väga pikk — tõenäoliselt haaras see suurema osa Maa ajaloost. Tema esinemisaja lõpul kujundasid Maa võimsad sisemised jõud uued mandrid, ning praeguse Musta mere asemele kerkis esialgu määratu mägedesüsteem, milline järgnevate aastamiljonite vältel laskus ookeani tasapinna alla, moodustades Musta mere; praegune Krimm osutub selle määratu mägedesüsteemi jäänuseks. Praegusel ajal jätkab Krimmi mäGINE osa tõusmist, ent rannikuala ja madalmeri on vajumisstaadiumis.

Professor N. I. Nikolajevi poolt teostatud üksikasjalised uurimised Nõukogude Liidu Euroopa-osa territooriumil näitasid, et tõesti ei ole maa pealispinnal, vähemalt Nõukogude Liidu Euroopa-osas punkti, milline ei oleks praegusel ajal vertikaalses liikumises. Selle juures liiguvad ühed punktid ülesse, teised alla.

Tõendusi horisontaalsete liikumiste esinemise kohta on palju raskem saada, kuna see nõuab väga keerukaid ja kestvaid astronoomilisi ning geodeetilisi vaatlusi. Skandinaavia ja Gröönimaa kallaste vahel teostatud pikkuste mõõtmine avastas tunduva horisontaalse nihkumise, milline ulatus kuni 32 m aastas. Tõsi küll — praegu on olemas viiteid sellele, et need vaatlused ei teostunud küllalt rangelt ja täpselt ja et mõõtmistes võis esineda viga.

1926. ja 1933. aastal 52 observatooriumi poolt teostatud pikkuste mõõtmised näitasid, et esineb küll Euroopa ja Ameerika mandrite horisontaalne liikumine, kuid rääkida sellest, et nad liginevad üksteisele või kaugenevad üksteisest, on veel enneaegne.

Vertikaalsete liikumiste seletamiseks esitati isostaasia¹

¹ Isostaasia — tasakaal.

hüpotees, milline seletab neid liikumisi — nii imelik, kui see ka esimesel pilgul ei tunduks — tahke keha „ujumisega” tahkes kehas. Tõepoolest, tahke ja vedela aine vahel võib täheldada mõningat identsust juhul, kui võtta arvesse nende peale mõjuvate jõudude suurust ja ajalist vältust. Kõigile on teada, et kirjalakk esineb tahke ainena, kui mõjuda temale mehaaniliselt kiiresti ja tugevalt. Samal ajal voolab ta aga nagu vedelik, kui temale mõjuda aeglaselt. Jää osutub tahkeks, kui temale mõjuda kiirelt, ja voolavaks, kui temale mõjuda aeglaselt. Sama on maksev ka raua ja teiste ainete suhtes.

Maakoore pealmiste kihtide all asetsev Maakera osa on samuti tahke. Pealmiste raskete kihtide pikaajalise mõjustuse tagajärjel omandab see koorealune kiht plastilisuse ja voolavuse, mandrid aga kujutavad enesest panke, mis ujuvad selles koorealuses aines. Paratamatult on see ujumine seotud vertikaalsete tõusude ja vajumistega, millised omakorda on esile kutsutud koormise muutustest maa pealispinnale. Nii näiteks hävis eelneval geoloogilisel ajajärgul koormis sellel maa pealispinna osal, kus sulas mannerjääd. Järgneval ajajärgul see osa ujuski kõrgemale, s. o. saavutas vertikaalse tõusuliikumise. Nimelt sellise ujumisega võibki seletada pidevat tõusu Skandinaavia poolsaarel, kus jääkatte paksus ulatus kuni 2—3 kilomeetrit.

Ent siiski ei või nii vertikaalseid kui ka, võib-olla, horisontaalseid liikumisi seletada ainult väliste teguritega, millised tegutsevad maa pealispinnal ning purustavad kivimeid, kandes neid ühest kohast teise. Väliste teguritega ei ole ammugi mitte ammendatud maa pealispinnal toimuvate mitmesuguste liikumiste põhjused.

Esineb terve hulk huvitavaid iseärasusi, milliseid ei saa seletada ainuüksi väliste põhjustega; selline on näiteks seaduspärasus ja ühetaolisus Aleuudi, Kuriili, Jaapani, Bonini ja Mariaanide saarteahelike ehituses. On huvitav, et kõigi nende saarteridade taga asetsevad ookeani suurimad sügavused. Aleuudi aheliku taga asetseb sügav ja võrdlemisi kitsas nõgu; Kuriili aheliku taga on kuni 10 km sügavune nõgu jne. Selline vastavus saarteahelike ja sügavate nõgude vahel ei või olla juhuslik; ta peaks olema seletatav mingisuguste Maa sisemuses toimuvate protsessidega. Tuleb lisada, et nimetatud saarteahelikud on rikkad tulemägede poolest, millistest paljud osutuvad praegu tegutsevaiks.

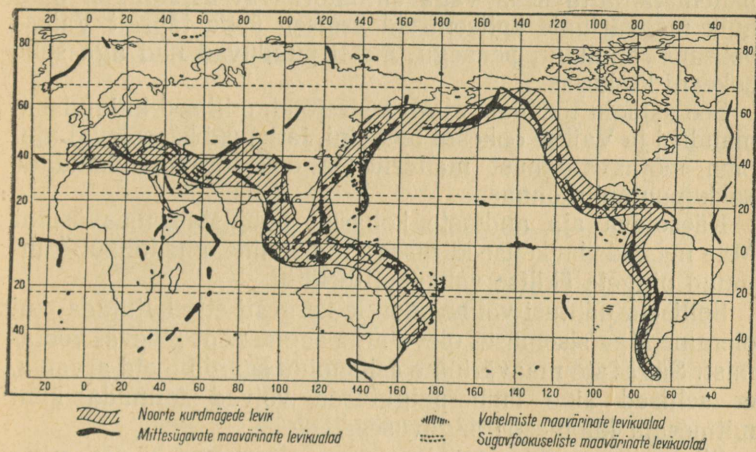
Seega siis on koorealuse aine (s. o. magma, mis voolab

tulemägedest välja laava näol) liikumine ning reljeefi iseärasused, mis väljenduvad sügavate nõgude näol, seotud Maa sisemuses toimuvate protsessidega.

MAA SISEMISE EHITUSE UURIMISE MEETODID

Milliste vahenditega võib enam-vähem konkreetselt lahendada küsimuse Maa sisemisest ehitusest?

Kahjuks ei või me vahetult tungida suurtesse sügavus-



Joon. 2. Kurdmäestikkude ja maavärinate levimispiirkondade kaart.

tesse. Puuraugud ja kaevandused ulatuvad praegusel ajal kuni viie ja veidi enam kilomeetri sügavuseni, mis aga võrreldes Maa raadiusega (6378 km) on üsna tühine. Puuraukudes teostatud vaatluste põhjal ei saa öelda, mis toimub suuremates sügavustes, sellepärast oleks vaja teist meetodit, mille abil võiks saada meid huvitavaid andmeid. Selline meetod leidub: ta seisneb maavärinate poolt esile kutsutud ja seismiliste jaamade poolt üleskirjutatud elastsete võnkumiste uurimises ning seda nimetatakse seismiliseks meetodiks.

Maavärinad kujutavad enesest nähet, mis on tihedalt seotud mägede tekkeprotsessidega, s. o. nendesamade sisejõududega, mis tekitavad mäeahelikke ja ookeaninõgusid. Et

selles veenduda, on küllalt, kui kõrvutada maavärinate epitsentrid (epitsenter on maavärina kolde kohal maapinnal asetsev punkt) ja peamiste mäestikkude asukohad, nagu seda on tehtud joonisel 2.

Maavärinate kolded asetsevad erinevates sügavustes, kuid enamuse neist esineb maakoore piirides, s. o. kuni 50 km sügavusel. Neid esineb aga ka väga suurtes sügavustes, mõnesaja kilomeetri piirides. Sügavaim seni määratud maavärina kolle on 800 km.

Maa sisemise ehituse küsimuse uurimisel ei saa tähele panemata jätta seda väga silmatorkavat asjaolu, et suur hulk maavärinate epitsentreid asetseb üsna täpselt Vaikse ookeani rannikuil; peaaegu täiesti puuduvad nad aga selle ookeani keskosas.

See asjaolu tõendab, et Maa sisejõud, millised kujundasid mandrid ja Vaikse ookeani basseini, jätkavad käesoleval ajal oma mõjuavaldamist mandrite ja ookeani sügavhaudade kokkupuutepiirkonnas.

Käesoleva aja andmete kohaselt põhjustab maavärinat Maa masside hetkelise kiirusega nihkumine, mis toimub kuhjunud pingete äkilise vabanemise tõttu.

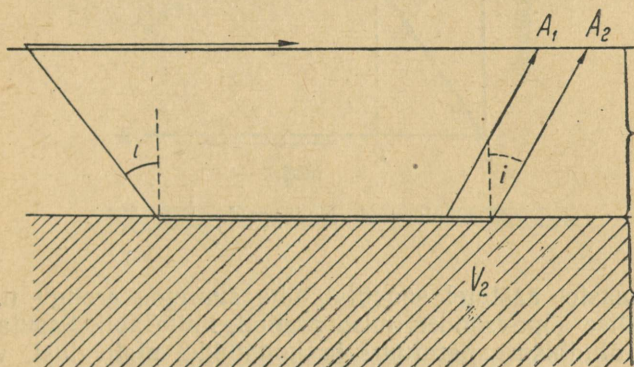
Selliseid nähtusi võime enesele kergesti ette kujutada, kui oletame Maa sisemuses oleva aine aeglast ent pidevat voolamist. Sügavate maavärinate esinemine sunnib meid arvama, et sellised aine ümberpaigutused võivad toimuda kuni mitmesaja kilomeetri sügavuses.

Silmapiilse nihke protsess Maa sisemuses ei ole mitte üks seal peituvate võimsate jõudude väljenduseks, vaid oma äkilisusega osutub see ka võnkumiste allikaks, millised levivad kogu Maas ja ulatuvad kuni tema pealispinnani, tekitades mõnikord üsna suuri purustusi. Maavärina tekitatud võnkumised erinevad nii oma olemuselt (aine kokkusurumise ja laienemisega seoses olevad pikivõnkumised ehk pikilained, aine kuju muutumisega seotud põiklained, ning maa pealispinda mööda levivad pindlained), kui ka levimise kiiruselt. Seismiliste lainete levimise kiirus ja levimistee maavärina koldest kuni vaatluskohani (jaamani) oleneb nende poolt läbitud maakihtide omadustest. Sellepärast kujutab enesest seismiliste lainete uurimine, nende levimiskiiruse määramine mitmesugustes sügavustes, kui ka nende liikumisteede selgitamine väga tähtsat meetodit Maa sisemuses esineva aine ehituse ja omaduste uurimisel.

Vaatleme lühidalt seismilise meetodi abil saavutatud tulemusi, eelkõige maakoore suhtes.

Maakooreks nimetame seda maakera ülemist osa, mis erineb allpoolasuvast osast oma elastsete omaduste järsu muutuse ning seoses sellega ka seismiliste lainete levimiskiiruste sama järsu muutuse poolest.

Oletame, et lainete kiirus maakoores on v_1 . Edasi oletame, et maakoore all asetseb teine aine, milles lainete kiirus on v_2 . Olgu v_2 suurem kui v_1 . Sel juhul annab võngete uurimine võimaluse määrata maakoore paksust ja elastsete võnkumiste leviku kiirust maakoores ja koorealuses kihis.



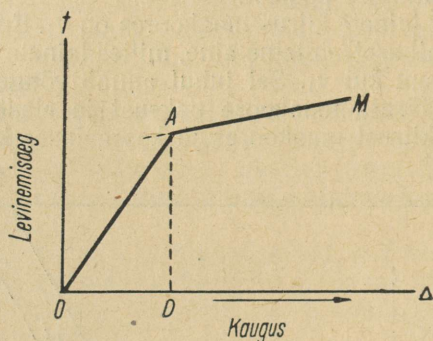
Joon. 3. Seismiliste lainete levimise skeem.

Oletame, et võngete allikas asetseb maapinnal ning et temast levivad võnked kiirte kujul kõikides suundades. Tingimata esineb ka selline kiire suund, mille juures ta murdub koorealusesse kihti, levib selles kiirusega v_2 ja võib ükskõik millises punktis uuesti väljuda maapinnale.

Näiteks punktidesse A_1 ja A_2 võib saada laineid, millised levivad nii maa pealispinda mööda kui ka mööda keerukat murdumistega seotud teed koorealuses kihis (joon. 3).

Paljude jaamade poolt nende lainete kohta saadud andmete põhjal võib koostada n. n. hodograafi, s. o. kõvera, mis näitab laine levimisaja olenevust kaugusest. Selline hodograaf on kujutatud joonisel 4. Võib öelda, et selle esimest haru OA põhjustavad lained, mis levivad maa pealispinda mööda. Ent kui see on nii, siis on nende levimise kiirus kergesti määratav kauguse Δ jagamise teel ajaga t .

Kauguste puhul, mis ületavad kauguse murdumispunktini, jõuavad koorealuses kihis levivad lained järele Maa pealispinda mööda liikuvatele lainetele, sest v_2 on suurem kui v_1 . Sellest järgneb, et hodograafi haru AM järgi võib määrata kiiruse v_2 .



Joon. 4. Hodograaf.

Viimastel aastatel saavutab üha suurema arengu n. n. seismilise sügavsondeerimise meetod, mille abil, kasutades väga tundlikku aparatuuri ja kunstlikke plahvatusi, võib uurida mitte üksi murdunud laineid, vaid ka laineid, mis on peegeldunud maakoore ja koorealuse kihi vahepiirilt. Seismilise välijaama töö skeem peegeldunud lainete meetodil on näidatud joonisel 5.

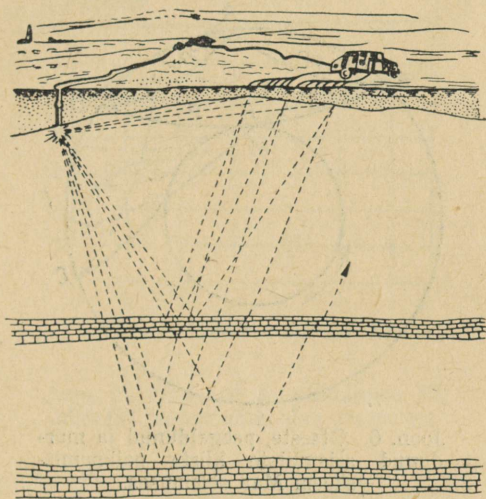
Kasutades maavärinate ja kunstlike plahvatuste abil saadud andmeid, õnnestus sellise meetodiga määrata maakoore paksust ja ehitust. Osutus, et Maa pealispinna erinevates osades on maakoore paksus erinev; samuti on mõningal määral erinevad ka seda maakoort moodustavate üksikute kihtide paksused. Sama meetodiga õnnestus ka selgitada, et maakoore koosneb kahest põhikihist: graniidist ja basaldist. Graniidikihi paksus on umbes 30—35 km, temale järgneva basaldikihi paksus 15 km ümber. Seega on kogu maakoore keskmine paksus umbes 50 km.

Seismiline meetod näitab, et mäestikkude all on maakoore paksus suurem, tasandikkude all väiksem. Nii näiteks osutus meie kodumaa Euroopa- ja Aasia-osa tasandikkudel maakoore paksuseks 30—36 km, samal ajal kui Kaukasuse

mägestiku all tema paksus ulatub 50—60 km, mõningates Kesk-Aasia piirkondades äga 70 km.

Sellised uurimised andsid lainete levimise keskmiseks kiiruseks maakoos $v_1 = 5,5$ km/sek., samal ajal kui $v_2 = 8,0$ km/sek.

See järsk kiiruse hüpe määrabki ülemineku maakoorelt koorealusesse ainesse.



Joon. 5. Peegeldunud lainete meetodil töötamise skeem.

Võnkliikumiste juures (näiteks maavärina puhul) levivad Maakeras kaht liiki lained: pikilained, mis on seotud aine kokkusurumise ja laienemisega ning põiklained, mis on seotud nihetega aines. Pikilained võivad levida igasugustes kehades: tahketes, vedelates ja gaasitaolistes, põiklained aga ainult tahketes.

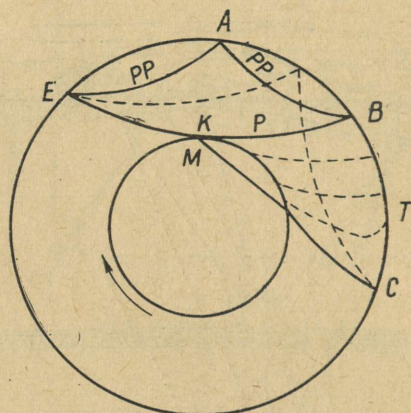
See asjaolu on täiendavaks ja väga tähtsaks kriteeriumiks aine oleku määramisel Maa sisemuses. Ses suhtes tuleb maakoort vaadata kui tahket kogu oma paksuses: temas levivad vabalt nii piki- kui ka põiklained.

Mis puutub kogu Maakeras ehitusse, siis selle uurimiseks tuleb kasutada samasuguste seismiliste mõõtmiste meetodikat. Märgime ainult, et maakoore uurimisel peame võtma

väikesed kaugused (saja kilomeetri piirides), kui me aga räägime maakerast, siis huvitavad meid lained, mis läbivad teda tervenisti.

Oletame, et toimus maavärin. Punktis E on maavärina kolle (joon. 6).

Oletame samuti, et terve rida seismilisi jaamu A, B, C võtavad vastu maavärina koldest saabuvaid laineid.



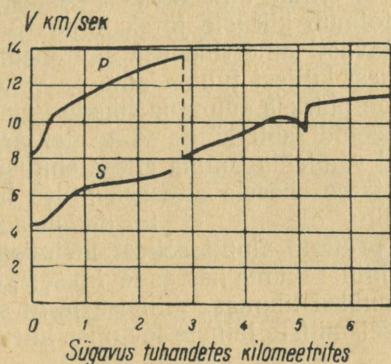
Joon. 6. Otseste, peegeldunud ja murdunud seismiliste kiirte paiknemis-skeem Maa sisemuses.

Kuna lainete levimise kiirus suureneb veidi Maa keskpunkti poole, siis seismilised kiired (EA, EB jt.) omandavad kõverate kuju, mis on kumerusega Maa keskpunkti poole. Maavärinast tekitatud võnkumiste iseloomu uurimisel mitmesugustel kaugustel asetsevates jaamades märgiti huvitavat asjaolu, mis seisnes selles, et Maa sisemisi osi läbivad lained väljuvad vabalt tema pealispinnale ainult kuni 105° (11 600 km) kaugusel maavärina epitsentrist; edasi kuni 143° (15 900 km) kauguseni nende väljumist ei ole märgata, aga siit edasi väljuvad nad uuesti maa pealispinnale. Seega 105° ja 143° epitsentraalse kauguse vahel just nagu moodustus seismiline vari.

Seismilise varju olemasolu lubas teadlastel oletada 2900 km sügavusel Maa sees esinevat Maa tuuma teistsuguste aine elastsete omadustega ja teistsuguste seismiliste lainete levimise kiirustega kui maakoos.

Edasised uurimised näitasid, et kui vaatlused võimaldavad määrata seismiliste lainete väljumisnurka maapinnale, siis võib välja arvutada ka nende levimise kiirust kõige sügavamas punktis.

Seismiliste uurimiste tulemused kinnitasid täielikult olemasoleva tuuma olemasolust Maa sisemuses. Määrati ka tuumas täheldatavate elastsete võnkumiste kiirus.



Joon. 7. Piki- (P) ja põiklainete (S) kiiruste jagunemine Maa sisemuses.

Andmed, mis saadi nende seismiliste uurimiste alusel, võib võtta kokku järgmiselt: maakoore on lainete keskmine kiirus 5,5 km/sek., maakoore all 50 km sügavuses — 8 km/sek., 2900 km sügavuses — 13 km/sek., aga veidi sügavamal uuesti 8 km/sek., s. o. Maa tuumas esineb elastsete võnkumiste kiiruse järsk vähenemine, mis tõenäoliselt on seotud aine tiheduse järsu suurenemisega (joonisel 7 on toodud lainete kiiruste muutumine olenevalt sügavusest).

MAA SISEMISE EHITUSE SCHEEM

Meie tegime seega kindlaks, et elastsete võnkumiste kiiruste mõõtmine Maa sisemuse erinevates sügavustes annab kaks lainete kiiruse järsu muutumise pinda: umbes 50 km sügavuses (s. o. maakoore alumisel piiril) ja 2900 km sügavuses. Neid pindu nimetatakse katkestumispindadeks.

Sellistel põiklainete kiiruste määramistel avastati, et need

lained ei tungi Maa tuuma sisemusse. Kuna on teada, et põiklained võivad levida ainult tahketes kehaes, järeldati, tõi küll, väga ettevaatlikult, et Maa tuum käitub elastsete võnkumiste suhtes nagu vedel või gaasiline keha. Samal ajal aga pole võimatu, et teistsuguse võnkeperioodiga võnkumiste suhtes ta võib käituda nagu tahke keha.

See uus asjaolu sunnib arvama, et aine olek tuumas on mõningal määral erinev aine olekust kehas.

Peale selle toimub kiiruste järsk hüpe 13 km/sek. pealt 8 km/sek. nähtavasti aine tiheduse suurenemise arvel. See tähendab, et ühest küljest tuuma aine on vedel, teisest küljest aga, et ta on märksa suurema tihedusega kui kehas.

Seismilise meetodi abil kõige viimastel aastatel saadud andmed lubasid vaadelda tuuma enese ehitust.

Kui me kujutame enesele ette seismilise laine teed läbi Maa tuuma ning oletame, et ta levimisaeg on täpselt määratud, siis pruugib ainult sellest levimisajast lahutada aeg, mis kulus lainel tuuma kehas levimisele, et saada laine levimisaega ainuüksi tuumas. Viimase järgi saab aga juba teha arvestusi seismiliste lainete levimise kiiruse kohta Maa tuumas.

Kui sellised uurimised olid tehtud, osutus, et Maa tuuma sisemuses esineb veel sisemine tuum, mille raadius on veidi üle 1000 km. Seega Maa tuuma raadius on umbes 3500 km, sisemise tuuma raadius aga 1300 km ümber.

Need andmed sunnivad vaatlema maakera neljast osast koosnevana:

1. Maakoort.
2. Kest.
3. Tuum.
4. Sisemine tuum.

Seejuures läbivad põiklained maakoort ja kesta vabalt — järelikult see Maa osa käitub elastsete võnkumiste suhtes kui tahke aine. Teine osa käitub kui vedel või gaasiline. Mis puutub sisemisse tuuma, siis oletatakse, et ta on tahke, kuid veenvaid tõendeid selle kohta veel ei ole.

Andmed, mis on saadud seismilise meetodiga, s. o. maa-värinate uurimise meetodiga, kujutavad enesest mitmekordsete vaatlustega kontrollitud konkreetseid andmeid. Lainete kiiruste detailsel vaatlemisel Maa sisemuses leiti, et kõige suuremad muutused neis toimuvad 350—450 km sügavusel. Võimalik, et see on seotud aine oleku muutusega neis sügavustes kõrge rõhu ja kõrge temperatuuri mõjul.

TEMPERATUUR MAA SISEMUSES

Maa sisemise ehituse iseloomustamiseks on vajalik saada andmeid seal esinevast temperatuurist, tihedusest, rõhust ja aine olekust. Lõpuks oleks huvitav heita pilk nendele protsessidele, mis võivad seal toimuda.

Mis puutub temperatuuri Maa sisemuses, siis selle kohta on andmeid väga vähe. Vahetuid andmeid võib saada, nagu märgitud, ainult puuraukudest ja kaevandustest. Need andmed lubavad meil kinnitada, et vähemalt Maa välimistes kihtides kasvab temperatuur sügavusega, kusjuures see kasv on selline, et iga 33 m kohta temperatuur tõuseb keskmiselt 1° — mõnes kohas veidi rohkem, teises vähem. Mõnikord on see tervest reast keemilistest protsessidest. Keskmiselt saadi kõikidel mandritel, kus toimusid mõiõtmised — aga neid teostati väga palju — üks ja sama tulemus: alates 20 m sügavusest tõuseb temperatuur iga 33 m peal 1° ehk 1 km peal umbes 30° .

Küsitakse: on meil õigust otsustada nende andmete järgi selle üle, missugune on temperatuur Maa sisemuses? Loomulikult ei ole. Ei ole kahtlust, et sügavuse suunas toimub soojenemine, kuid millise sügavuseni ja millise temperatuurini, seda võib öelda ainult umbkaudu.

Vaatleme esiteks küsimust Maa sisemiste osade soojenemise võimalikust põhjusest.

Ühe põhjusena esitati oletus sellest, et Maa aine kokkukurumisel kõrge rõhu all selle temperatuur tõuseb. Selline seletus omandab üha suurema tähtsuse seoses kõige uuemate andmetega aine aatomites toimuvatest protsessidest kõrgete rõhkude mõjul.

Teine tõenäoline seletus seisneb radioaktiivsete kivimite esinemises Maa sisemuses. Maa võrdlemisi sügavatest kihtidest võetud kivimid, nagu graniit, gneiss, basalt, osutusid radioaktiivseteks. Nende radioaktiivsus on väga nõrk, kuid siiski võib arvestada välja soojuse hulga, mida nad annavad Maa sisemusele.

Arvestustes oli võimalik lähtuda sellisest eeldusest: on teada, et temperatuuri langus Maa sees toimub pealispinna suunas; see tähendab, et Maa kahtlemata kaotab soojust maailmaruumi. Sellist soojusevoogu on kerge välja arvutada. Samuti võib välja arvutada, kas kivimites esineb küllalt radioaktiivseid aineid, et kompenseerida seda soojusekadu.

Kui lähtuda kivimite, näiteks sellesama graniidi keskmisest radioaktiivsusest, siis osutub, et radioaktiivsete ainete hulk kogu maakeras on enam kui küllaldane, et kompenseerida soojuse ilmaruumi kiirgamise kadusid.

Siit järgneb uus eeldus. Oletame, et radioaktiivne aine, mis hoiab üleval Maa soojusbilanssi, ei esine mitte kogu maakeras, vaid ainult ülemistes kihtides.

Sel juhul võib arvestada, missuguse paksusega radioaktiivseid aineid sisaldav kiht oleks küllaldane, et säilitada soojusbilanssi. Arvestus näitas, et sellise kihi paksus peaks olema umbes 100 km.

On väga tõenäolik, et Maa sisemuses valitseva määratu suure rõhumise tõttu toimub seal aine märgatav tihenemine ning suureneb tema soojusejuhtivus; kui aga kasvab soojusejuhtivus, siis on väga tõenäoline, et mida sügavamale Maa sisemusse minna, seda vähem muutub temperatuur sügavusega ning teatud sügavusest alates tõenäoliselt jääb ta enam-vähem alaliseks. See lubab eeldada, et temperatuur Maa sisemuse suunas algul tõuseb, siis aga tõus aeglustub pikkamööda ning teatud sügavusel katkeb. Selle alalise temperatuuri suurus nähtavasti on kahe kuni kolme tuhande kraadi piirides.

Kõrgest temperatuurist Maa sisemuses annab tunnistust ka tulemägede kaudu välja paisatud laava temperatuur (1100—1300°).

Need on lühidalt teatmed, mis on meie kasutuses temperatuurist Maa sisemuses. Nad toetuvad enam või vähem tõenäolistele hüpoteesidele, sest meil ei ole veel tehnilisi vahendeid, et tungida Maa sisemusse sügavamate kihtide temperatuuri vahetuks mõõtmiseks.

TIHEDUS MAA SISEMUSES

Küsimuse lahendamine aine tiheduse jaotusest Maa sisemuses annaks meile võimaluse selgemalt kujutada enesele ette Maa kujunemise ja arengu seadusi ning seletada mõningaid käesoleval ajal Maa pealispinnal toimuvaid nähtusi.

Selle küsimuse lahendamisel aga seisavad ees tunduvad raskused, kuna seismilised andmed siin ei saa anda otsest vastust. Seismiliste lainete kiiruste järsud muutused mõningatel sügavustel Maa sisemuses annavad siiski võimaluse kujutada ette tiheduse muutusi neis sügavustes.

Teaduse kasutuses on peale selle üsna tähtsad konkreet-
sed andmed aine tihedusest Maa ülemistes kihtides ning
aine keskmisest tihedusest Maas tervikuna.

Maakoore ülemised kihid koosnevad tardkivimitest (gra-
niit, diabaas, basalt jt.), settekivimitest (liivakivi, dolomiit,
kriit, antratsiit jt.) ning lõpuks metamorfseist kivimeist
(gneiss, marmor, vilgukiltkivid, kvartsiit jt.).

Kõigis neis kivimeis on ülekaalus räni, ning mängivad
tähtsat osa alumiiniumi, magneesiumi ja kaltsiumi hapen-
did. Mida sügavamal asetseb kivim, seda enam on temas
magneesiumi ja kaltsiumi hapendeid. Selle asjaolu tõttu suu-
reneb veidi sügavusest pärinevate kivimite tihedus.

Tabelis 1 toodud arvud iseloomustavad maakoort moodus-
tavate kivimite tihedust.

T a b e l 1

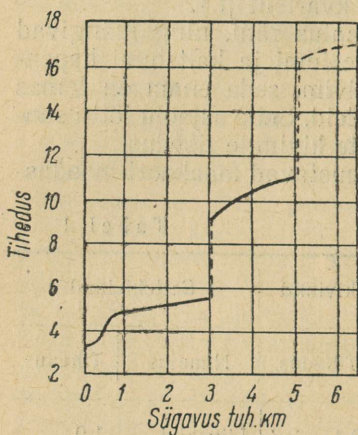
Tardkivimid		Metamorfsed kivimid		Settekivimid	
Nimetus	Tihedus	Nimetus	Tihedus	Nimetus	Tihedus
Graniit	2,6 — 2,7	Gneiss	2,4 — 2,7	Liivakivi	1,9
Andestiit	2,6 — 2,8	Marmor	2,7	Kriit	1,8 — 2,7
Diabaas	2,8 — 3,0	Vilgukilt- kivi	2,6 — 2,8	Antratsiit	1,5 — 1,7
Basalddid	2,7 — 3,3	Kvartsiit	2,4		

Maakoort moodustavate kivimite (sette-, metamorfsete- ja
tardkivimite) tiheduse vahetutest mõõtmistest on saadud
keskmine tihedus 2,7. Käesoleval ajal on võimalik spetsiaal-
sete mõõtmiste abil suure täpsusega määrata Maa kui ter-
viku keskmist tihedust. See osutus võrdseks 5,5, s. o. 2 korda
suuremaks maakoort moodustavate kivimite tihedusest. Sel-
lest järeneb, et Maa sisemiste, sügavate osade tihedus peab
olema suurem tema keskmisest tihedusest (5,5).

Kuidas lahendada ülesannet tiheduse jaotumisest Maa
sisemuses? Üks võimalikkudest variantidest lähtub oletu-
sest, et tihedus kasvab seaduspäraselt Maa ülemiste kihtide
poolt kasvava rõhu mõjul.

Sellest lähtudes näitasid läbiviidud arvestused, et algul
kasvab tihedus küllalt kiiresti ja Maa tuumas kasvab võrd-
seks umbes 8,0, Maa keskpunktis aga 11,0, kusjuures Maa
sisemistes osades tihedus kasvab sügavusega juba palju

aeglasemalt kui Maa ülemistes kihtides. Ent seismilised andmed näitasid, et Maa ehitus on kihiline: ülemine kiht on maakoos, edasi järgneb maakest kuni 2900 km sügavuseni ning lõpuks tuleb maatum. Seoses nende andmetega tuleb tiheduse jagunemise arvutamisel Maa sisemuses tingimata arvestada hüppega tiheduse jagunemises nimetatud



Joon. 8. Tiheduse jagunemine Maa sisemuses olenevalt sügavusest.

kihtide piiridel, oletades selle juures tiheduse ühtlast kasvamist sügavuse suunas iga kihi piirides. Selline täpsustatud arvestus viib järeldusele, et tihedus Maa sisemuses peab samuti muutuma hüppeliselt üleminekul ühest kihist teise, nagu see on näidatud joonisel 8. Sellise arvestuse õigsuse kontrolliks peavad olema ühesugused lõpptulemused Maa massi suuruse arvutamisel — ühelt poolt tema keskmise tiheduse ja raadiuse kaudu ning teiselt poolt — tiheduste oletatud jagunemise ja vastavate üksikute kihtide paksuse kaudu. Nii õnnestus teadusel suure tõenäolisuse astmega

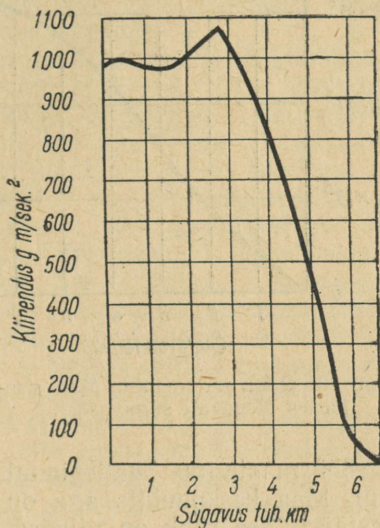
läheneda sellele keerukale, kuid tähtsale küsimusele Maa sisemisest ehitusest.

RASKUSJÕU JA RÖHU JAOTUS MAA SISEMUSES

Raskusjõud ei avaldu mitte ainult igas Maa pealispinna punktis, vaid ka Maa sisemuses. Raskusjõud tekib kahe jõu tegevuse resultaadina: 1) punkti külgetõmbejõud Maa poolt ja 2) Maa pöörlemisest ümber oma telje tingitud tsentrifugaaljõud, mis tegutseb pöörlemisraadiuse suunas. Raskusjõudu Maa sisemuses võib teoreetiliselt välja arvestada. Kui sellise arvestuse juures panna tähele tiheduse jagunemist ja Maa kihtide olemasolu, siis raskusjõu seaduspärast muutumist sügavusega väljendab joonisel 9 toodud kõver.

Nagu jooniselt nähtub, on raskusjõud kõige suurem maatumal pealispinnal, 2900 km sügavuses. Edasi langeb ras-

kusjõud sügavusega kiiresti ning muutub Maa keskpunktis väärtuselt nulliks. Seda asjaolu ei tohi jätta arvestamata aine omaduste uurimisel Maa sisemistes, sügavates osades, kus kehade omakaal puudub või on väga väike. Ent see ei



Joon. 9. Raskusjõu kiirenduse muutumine sügavusega Maa sisemuses.

tähenda, et seal puuduks rõhumine, sest Maa välimistel kihtidel on kaal, mistõttu nad rõhuvad sügavamal asetsevatele kihtidele.

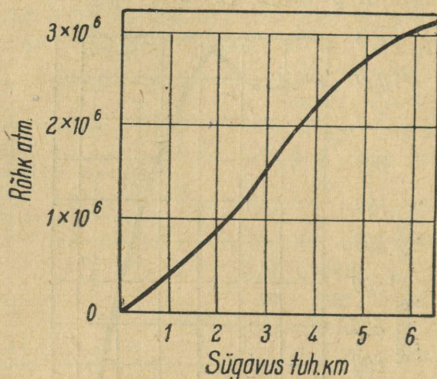
Ka rõhu suurust mitmesugustes sügavustes Maa sisemuses võib välja arvutada, teades seal tiheduse ja raskusjõu jagunemist. Sellise arvutuse põhimõte on väga lihtne ja

Tabel 2

Rõhk Maa sisemuses

Sügavus (km)	Rõhk (atm)	Sügavus (km)	Rõhk (atm)
800	296 100	4000	2 260 100
1600	592 200	4800	2 763 600
2400	1 085 700	5600	2 961 100
3200	1 677 900	6370	3 059 700

põhjened 1 sm² põiklõikega ning kõrgusega antud punktist kuni maapinnani kivimitulba kaalu leidmisel. Selliste arvestuste tulemused on kujutatud joonisel 10 ja tabelis 2.



Joon. 10. Rõhu jagunemine Maa sisemuses olenevalt sügavusest.

Seega ulatub rõhk maatuuma pealispinnal juba 1,5 miljoni atmosfäärini, Maa keskpunktis aga on ta enam kui 3 miljoni atmosfääri. See rõhk on niivõrd suur, et meie laboratoorsetes tingimustes veel luua ei saa. On väga tõenäoline, et sellise rõhu puhul aine mitte üksi ei või muuta oma omadusi, vaid võib ka muunduda teiseks aineks.

MÕNINGAID ANDMEID AINE OLEKUST MAA SISEMUSES

Looduses esineb aine kolmes olekus: tahkes, vedelas ja gaasitaolises. Millises olekus on aine Maa sisemuses? Senini tuleb ses suhtes piirduda ainult oletuste püstitamisega. Arvesse võtta tuleb ka kõrgete rõhkude laboratooriumides saadud andmeid. Neis laboratooriumides on saavutatud rõhumine kuni mõnikümmend tuhat atmosfääri, mille puhul võib uurida ainet ja tema olekut. Need katsed räägivad aga aine olekust ainult kusagil Maa ülemistes kihtides, umbes 50—60 km sügavuses. Sellegi peale vaatamata on ka see juba suureks saavutuseks.

Laboratoorsed katsed mitmesuguste ainetega kõrge rõhu tingimustes lubavad teha kindlaks aine omaduste muutmise. Nii omandavad tahked ained kõrge rõhu ja kõrge

temperatuuri puhul voolavuse. Käesoleval ajal kasutatakse aine laboratoorse uurimise tehnikas nende igakülgset rõhumist gaasis või vedelikus, kusjuures neile antakse veel ühekülgne täiendav rõhk (näiteks horisontaalne rõhk ühesuunas), et saavutada Maa sisemuses valitsevatega ligemalt sarnanevaid tingimusi.

Selliste uurimiste tulemusena on kindlaks tehtud, et igakülgse rõhu puhul aine võib tõesti minna üle plastilisse, voolavasse olekusse, eriti kõrgendatud temperatuuri juures. Seejuures käitub iga aine isemoodi: erinevate temperatuuride ja rõhkude kombineerimisel saadakse erinevad voolavuse, viskoossuse ja tugevuse omadused.

Sellistest katsetest võib teha järelduse, et tänu kõrgele rõhule ja kõrgele temperatuurile esineb aine Maa sisemuses plastilises olekus. See tähendab, et seepool maakesta võib aine olla liikuv olekus seal toimuvate pingete puhul.

Mis puutub Maa sisemisse ossa, maatuuma, siis tema suhtes võib kasutada oletust, mille esimesena avaldas 1939. aastal nõukogude õpetlane V. N. Lodotšnikov ja mida hiljem arendas inglise õpetlane Ramsay. See oletus seisneb selles, et väga kõrge rõhu puhul aine molekulid ja aatomid võivad ümberpaigutada, kusjuures muutub ka aine ise, minnes üle uude olekusse. Kui see on nii, siis geosfääride (Maa kestade) moodustamiseks ei ole vaja oletada Maa sisemuses aine ümberpaiknemist raadiuse suunas — aine muutub rõhu mõjul.

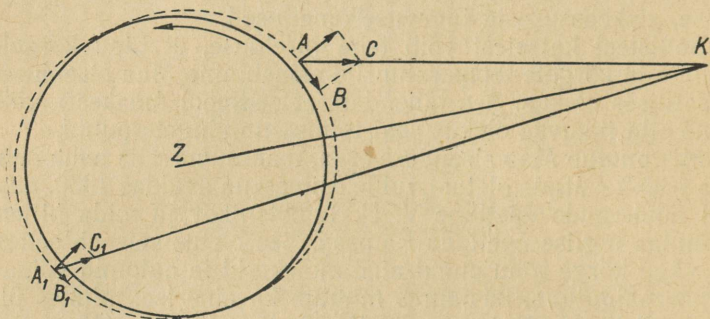
Atomite ümberehitus ise toimub elektronide ümber tuuma tiirlemise raadiuse lühenemise teel kõrge rõhu mõjul, mis omakorda viib aine tihenemiseni. Selline ümberehitamine võib toimuda silmapilkselt rõhu mingisuguse piirväärtuse saavutamisel. Selles mõttes osutub tuuma moodustumine Maa sisemuses just aine sellise ümberehitamise resultaadiks 1,5 miljoni atmosfäärilise rõhu puhul. Samal viisil läks ka maakesta aine teise faasi, teise olekusse ainult rõhu mõjul. Mis puutub sisemisse tuuma, siis temast on veel väga vähe andmeid.

HÜPOTEESID LIIKUMISTEST MAA SISEMUSES

Kui me räägime liikumisest Maa sisemuses, siis põrkame kokku vajadusega eeldada jõudude olemasolu, millised tegutsevad Maa sisemuses. Esmajärjekorras on vaja mainida niinimetatud tõusudest tekitatud hõõrumist.

Kuu külgetõmbejõu mõjul moodustuvad Maal tõusud ja mõõnad, mis on suunatud Kuu poole; samaaegselt aga esinevad nad ka Maa vastaspoolel. Loomulikult avaldub Kuu mõju ka kuival maal.

Maa pöörlemise tõttu ei moodustu tõusud ja mõõnad mitte täpselt Maa ja Kuu keskpunkte ühendava joone suunas, vaid veidi eespool Maa pöörlemise suunas (joon. 11), mistõttu tekivad Kuu lisamõjud massi ülejäägile, milline asub keskpunktide vahelisest joonest eemal. Tekib jõud (AB), milline pidurdab Maa pöörlevat liikumist punktis A, ja jõud (A_1B_1),



Joon. 11. Tõusu tekitavate jõudude tegevuse skeem.

milline tegutseb pöörlemise suunas punktis A_1 . Täiendav jõud punktis A on aga suurem, kui jõud punktis A_1 , selle tõttu esineb pidurdav jõud jõudude vahe näol punktides A ja A_1 . Saksa õpetlane A. Wegener omistas sellele pidurdavale jõule suure tähtsuse mandrite ümberpaigutamises idast läände. See jõud on aga niivõrd väike, et on vähe tõenäoline, et ta võiks ületada maakoorealuse aine sitkuse. Teisest küljest, selle jõu kestus ja alalisus võivad kutsuda esile muutusi Maa pealispinnal.

Täpsete vaatlustega on selgitatud, et Maa pöörlemiskiiruses on väikesi muutusi. Kõikvõimalike väliste mõjude hoolikas uurimine nende muutuste seletamiseks (näiteks Maa pealispinnale mõjuva atmosfäärirõhu perioodiline ümberpaigutus) näitas, et mainitud välised põhjused ei või mõjustada Maa pöörlemiskiirust sedavõrd, et nad kutsuksid esile seni tähele pandud muutusi Maa pöörlemiskiiruses. Jääb üle oletada, et Maa pöörlemismomendi muutumist mõjustavad mingisugused sisemised protsessid.

Samasugusteks, kuid veelgi näitlikumateks tõenditeks. Maa sisemuses tegutsevate jõudude esinemisest on, nagu juba öeldud, tektoonilised protsessid, mis kaasnevad mägede tekkimisega ja Maa palge üldise muutumisega geoloogiliste ajajärgude vältel.

Nende jõudude põhjuste üle Maa sisemuses mõlgutasid mõtteid paljud teadlased. Juba ammu väljendati mõte sellest, et Maa pealispinda muutvateks jõududeks on maakera pideva jahtumise tõttu temas tekkinud kontraktsiooni jõud¹. Tõepoolest on temperatuur Maa sisemuses kõrgem kui pealispinnal, mille tagajärjel tekib soojusevoog Maa keskmistest osadest tema pealispinna suunas, kusjuures kogu Maa kaotab sekundis 5×10^{12} kalorit.

Soojusekadu esineb pidevalt, mistõttu kerkib küsimus tema kompenseerimisest. Nagu osutus, eeldatakse sellise kompensaatorina Maa sisemuses ainete radioaktiivset lagunemist, mispuhul toimub soojuse eraldumine. Kuna arvestus näitab, et radioaktiivset soojust on küllaldaselt kadude asendamiseks, siis hakkasid paljud teadlased arvama, et mingit Maa kontraktsiooni ei toimu, ning et ta säilitab oma kuju ja mahu stabiilsuse.

Ent meile näib, et selline vaatepunkt on veel vähe põhjendatud. Esiteks, meil ei ole üksikasjaliselt teada radioaktiivse soojuse edasikandumine, Maa üldine soojusbilanss ning, mis peamine, ei ole teada selle bilansi püsivusaste. Teiseks on raske eeldada, et miljonite aastate vältel oleks soojuse juurdetulek võrdne tema kaoga. Enam tõenäoline on oletada, et Maa soojusbilansis esines alati perioodilist ja mitteperioodilist ebavõrdsust. Kui see on nii, siis peame paratamatult tunnustama Maa kontraktsiooni võimalusi ühtedel ja tema laienemise võimalusi teistel perioodidel.

Kontraktsiooniperioodidel tekivad Maas võimsad horisontaaljõud, milliste mõjul toimub tema pealispinna kortsumine, mäekurdude tekkimine.

Kui need jõud tegutsevad ühtlaselt kõikides suundades, siis tegutsemise enese efekt võib olla äärmiselt mitmekesine, olenevalt erinevustest maakoore ehituses, kivimite lebamissuundades kui ka nende füüsilistes omadustes. Maa kontraktsiooni peamine tagajärg on tema mahu ja raadiuse vähenemine ning nihked ja kurrutumised maakoore üksikutes osades. Tehti isegi katset määrata, kui palju lüheneb

¹ Kontraktsioon = kokkutõmbumine (Tõlkija).

Maa raadius. Näiteks Alpi mägedesüsteemi kohta selgus, et tema moodustumiseks kulunud kahe saja miljoni aasta vältel lühenes Maa raadius kahe kilomeetri võrra.

On väga tõenäoline, et Maa kontraktsiooniprotsess toimub tsükliliselt. Kokkutõmbe suurus oleneb soojuskao suuruselt, kuid Maa mahu vähenemisel antakse osa soojust uuesti üle Maale, mis osaliselt kompenseerib soojuskadu ning vähendab kokkutõmme.

Perioodil, mil valitseb soojuse juurdetuleku ülekaal kadude üle, toimub vastupidine protsess — Maa mahu suurendamine, maakoore venitamine.

Võib kujutleda, et Maa mahu muutumine ei toimu mitte ainult soojusbilansi muutumise tagajärjel, vaid ka aine oleku muutumise resultaadinä Maa sisemuses aegade vältel, tema tihenemise tõttu sisemistes osades, samuti ka Maa sisemusest gaaside ja teiste ainete maapinnale purskumise tagajärjel.

Seega tuleb arvestada, et meil ei ole veel küllaldast alust lahti öelda sellisest Maa sisemuses ja pealispinnal toimuvate jõudude põhjustajast, nagu seda on tema mahu muutumine maakera soojusbilansi muutuste tagajärjel aegade vältel.

Teistest Maa sisemuses jõudude ilmumist esile kutsuvatest võimalikkudest põhjustest võiks esitada järgmist.

Võib kujutada ette aine liikumise võimalust Maa sisemuses tunduvate temperatuurivahede tõttu mandrite ja ookeani põhja all ühes ja samas sügavuses.

Ookeani keskmine sügavus on 4 km, mandrite keskmine kõrgus üle ookeani tasapinna aga on 1 km. Täheandab, vahe ookeani põhja ja mandri pealispinna vahel on keskmiselt 5 km. Ent 5 km sügavuses mandri all tõuseb temperatuur kuni 150°; samal ajal aga ookeani põhjas säilib temperatuur umbes 2°, mis võrdub kõige tihedama soolase vee temperatuuriga.

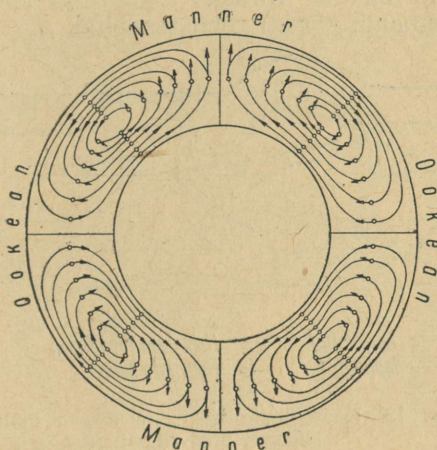
Kuna ookeani vesi osutub väga võimsaks jahutajaks, siis säilib ookeani põhjas alati temperatuur 2°, mistõttu ka alati esineb temperatuuride vahe ookeani põhja ja mandri pealispinna vahel ühes ja samas sügavuses.

Lähtudes sellest koostas inglise teadlane Pickerice maakoorealuste hoovuste skeemi, milline on kujutatud joonisel 12.

Pickerice lähtus hüdrodünaamika seadustest, millede alusel, võttes arvesse temperatuuride vahet ookeani põhja all ja mandri all, ta oletas et toimuvad horisontaalsed ümber-

paigutused, millised püüavad ühtlustada neid temperatuure. See oletus viis teda Maa kesta toimuvate tsirkulatsioonhoovuste skeemi koostamisele.

Selle hüpoteesi vastuvõetavus oleneb sellest, kas need pinged Maa sisemuses, millised võiksid ületada sealse aine sitkuse, on küllaldased. Kui ruumilises suhtes seda skeemi piirata ainult ookeanide ja mandrite vahelise kaldaribaga,



Joon. 12. Koorealuste hoovuste skeem (Pickeric'e järgi).

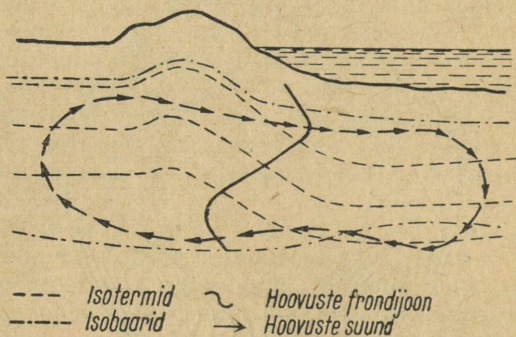
siis võib peale temperatuuride vahe võtta arvesse ka rõhkude vahesid horisontaaltasapindu mööda. Manner koosneb ainest, mille keskmine tihedus on 2,7. Oletame, et koorealuse aine tihedus on keskmiselt 3. Sel puhul on mandri all oleva aine tulbal ja ookeani põhja all oleva aine tulbal ühel ja samal tasapinnal erinevad kaalud, kusjuures rõhuvähe horisontaalsuunas võib ulatuda kuni tuhande atmosfäärini ruutsentimeetritele.

Näiteks 4 km sügavuses mandri keskmisest pealispinnast aine tiheduse 2,7 puhul võrdub rõhk 1300 kg/cm², ookeani pinna all samas sügavuses aga ainult 400 kg/cm². Seega on rõhkude vahe mandril ja ookeanis 4 km sügavusel ookeani pinna all 900 kg/cm² ehk ümardatult tuhat atmosfääri ühele ruutsentimeetritele.

See täiendav kaalutus lubab oletada, et liikumapanevaks

jõuks võiks olla just rõhuvahe mandri ja ookeani vahel. Selline jõud võib ületada aine sitkuse.

Kui kujutleda, et tsirkulatsioon algas mandrilt ookeani poole tsirkulatsiooniala ülemises osas, siis tekib tema alumises osas paratamatult kõrgem rõhumine just ookeani põhja all, mitte aga mandri pealispinna all. Siit järgneb, et tekkinud tsirkulatsioonihoovuses, kusagil tema keskosas, peab tekkima rõhkude võrdsus mandri ja kontinendi all, s. o. peab ilmnenema võrdse rõhu tasapind.



Joon. 13. Koorealuste hoovuste skeem mandri ja ookeani piiri rajoonis.

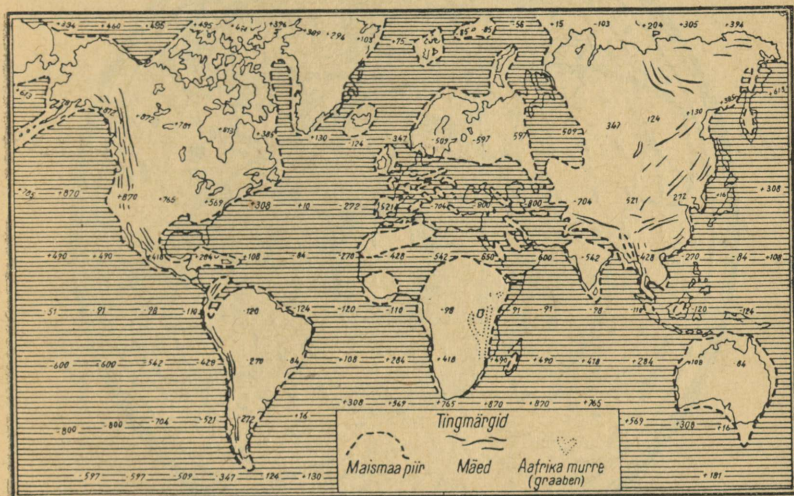
Oletame, et selliseks võrdse rõhu tasapinnaks osutub isostaasia tasapind. Viimase pealispind asub umbes 100—150 km sügavuses. Siit järgneb, et hoovuse kogupaksus on umbes 300 km.

Milline on tsirkulatsioonihoovuse horisontaalne ulatus? Kui võtta Aasia mander ja Vaikne ookean, siis selle hoovuse pikkuseks võib oletada kuni tuhat kilomeetrit kummalgi poole kaldajoonest. Sellele viitab asjaolu, et maaväri-nate kolded, millised kujunevad libisemispindadel, asetsevad ainult Vaikse ookeani rannikuvöö piirkonnas, ookeani keskosa aga ei ole hoopiski mitte seismiline. Sellise tsirkulatsiooni skeem on toodud joonisel 13. Tuleb aga märkida, et ülaltoodud kaalutlused osutuvad autori poolt esitatud hüpoteesiks.

1954. aastal väljendas nõukogude teadlane N. K. Migal¹

¹ Vt. Н. К. Мигаль. Фигура Земли и геотектоника. Научные записки Львовского политехнического института, вып. XVIII. Серия геодезическая, № 2, 1954 г.

uue väga huvitava mõtte kahe maapinnal toimuva protsessi lahutamatust seosest: ühest küljest denudatsioon (s. o. maa pealispinna tahkete kivimite purunemine ja ärakanne ning kivimite purunemismaterjali settimine teises kohas), ja teisest küljest pingete tekkimine Maa sisemuses purunemismaterjali ümberpaigutuse tagajärjel ning maakoore deformatsioonide tekkimine, s. o. tektoonilised nähtused nende pingete mõjul.



Joon. 14. Paleogeeni ajajärgu geograafiline kaart.

Asi seisneb selles, et vastavalt füüsika seadustele peab pöörleval Maal säilima liikumishulga moment. Sellepärast siis, kui denudatsioon paigutas purunemismaterjali maapinnal ümber mingis suunas, pidi osa Maa ainet liikumishulga momendi säilitamiseks paigutuma ümber vastavale kaugusele vastassuunas. Samal põhjusel pidi toimuma ka Maa pöörlemispooluste ümberpaigutumine.

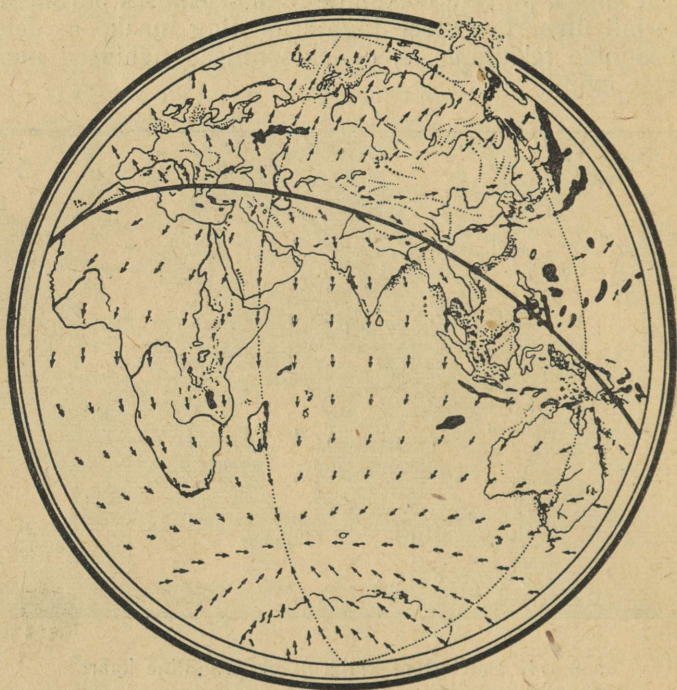
See vastastikuse seose idee viib järgmistele teesidele:

1) Väliste tegurite mõjul toimub masside transport purunemiskohalt setete kuhjumistsooni.

2) Liikumishulga momendi jäävuse seaduse mõjul sooritab osa Maast pöörde masside transportimisele vastaspoole külge.

3) Maa-osa pööre tekitab Maa kehas pingeid, millised püüavad viia masside jaotuse kooskõlla Maa uue kujuga.

4) Vastavalt Maa uuele kujule võtavad veemassid uue asendi; toimub ookeanide vete pealetung ja taganemine.



Joon. 15. Pingete jagunemine Maa pealispinna vormide tinglikul üleminekul praegusaegsest paleogeeni.

Tuleb kujutleda, et kõik need neli protsessi tegelikult toimuvad üheaegselt ja igal ajamomendil.

Võrreldes paleogeeni geograafilist kaarti, mil oleles ookean Teetis, praegusaegse geograafilise kaardiga, arvestab N. K. Migal välja nende pingete jagunemise Maa pealispinnal, millised põhjustasid Maa praegusaegse kaju tekkimise tema paleogeensest kujust ja leiab terve rea tõendusid oma ideedele nii praegusaegsete merede ja mandrite kujus, kui ka mägede tekkimise peamiste joonte paigutuses.

Joonistel 14 ja 15 on toodud paleogeeni geograafiline

kui tuum neid läbi ei lase, ja lõpuks võib kinnitada, et temperatuur Maa sisemuses tõuseb umbes kahe kuni kolme tuhande kraadini.

Kahtlemata on ainel Maa sisemuses plastilised omadused, mistõttu on võimalikud nii vertikaal- kui ka horisontaalliikumised Maa sisemuses tegutsevate jõudude mõjul.

Maa praegusaegne ehitus on pika ajaloolise protsessi tulemuseks. Maa sisemise ehituse üldist iseloomustust kujutab joonis 16. Viimaste andmete järgi on selgitatud, et Maa oleleb juba umbes 7 miljardit aastat. Kogu selle aja vältel toimub Maa välise kuju ümbermoodustumise protsess.

Maakeri arenemisprotsess ei ole kaugelki lõppenud. Ei või olla juttugi Maa ühekordsest loomisaktist, ei saa kujutada enesele ette meie planeeti jahtununa, mitte muutuvana, korraga igaveseks looduna. Meie võime mitte ainult taastada geoloogiliste mälestusmärkide järgi hiljuti toimunud muudatusi Maa koos, vaid olla ka tema liikumiste tunnistajaiks, millised toimuvad meie silmade all. Maakoore üksikute osade vertikaalsed ümberpaigutused, maakiintide silmapilksed nihked, mis sünnitavad maavärinaid — kõik need on üksikud sündmused meie planeedi ajaloolise arengu käigus.

Вячеслав Францевич Бончковский
ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

На эстонском языке
Эстонское Государственное Издательство
Таллин, Пярну маантээ 10.

*
Toimetaja F. L õ p p
Tehniline toimetaja I. V a h t r e
Korrektor S. K õ i v

Ladumisele antud 17. V 1956. Trükkimisele antud 2. VII 1956. Paber 54×84, 1/16. Trüki-
poognaid 2. Formaadile 60×92 kohaldatud trüki-poognaid 1,64. Arvutuspoognaid 1,63.
Trükiarv 4000. MB-05816. Tellimise nr. 1556.

Hans Heidemanni nimeline trükikoda, Tartu, Vallikraavi tn. 4.

Hind 50 kop.

2—6

50 kop.

ADH
A
17346
231 1050

TÜ RAAMATUKOGU

1 0300 00231 105 0