

Esimene osa. Maa kui planeedi välised geoloogilised protsessid

Selles osas antakse lühikene iseloom geoloogilistele protsessidele, millised toimuvad Maa pinnal või väikeses sügavuses maakoos, veekogudes, tuule mõju all, vees ja teistes erinevates protsessides suhteliselt madalatel temperatuuridel ning rõhkudel.

Teema 1. Kivimite murenemine

Maapinnal kivimid paiknevad hüdrofääri, biosfääri ja atmosfääri koostegevuse tingimustes. Temperatuuri muutumise ajal, külmumisel ja siis jälle soojenemisel hakkavad kivimid aeglaselt muutuma ja üldjoontes lõpuks lagunevad. Seda protsessi **nimetatakse murenemiseks ja maakoore ülemist osa**, kus need protsessid toimuvad, nimetatakse **murenemisvööndiks** või **hüpergeneesi** vööndiks (tuleneb kreeka sõnast *hüper* millegi peal või ülevalt), seepärast, et kõik see toimub maakoore ülemises osas. Protsessis võtavad osa kliimafaktorid: külm ja soojus, vee külmumine lõhedes. Mõjub ka kohalik reljeef, kõvadus, kivimite vastupanu, nende keemiline koostis, nende vastupanu veelahustitele, süsivesikulistele ja hapnikurikastele. Suurt tähtsust omavad taimestiku ja muldade mikroorganismid, millised on võimelised purustama ükskõik, millise kõvadusega kivimeid. Vastavalt piirkonna füüsikalistele-geograafilistele tingimustele ja füüsikalise-keemilistest protsessidest eraldatakse välja kaks murenemise liiki, **füüsikaline ja keemiline murenemine**, mõlemas liigis on suure tähtsusega muldade mikroorganismide osa.

1.1. Füüsikaline murenemine

Füüsikalisel murenemisel on kõige olulisem tähtsus temperatuuril, soolade kristalliseerumine ja vee külmumine, bioloogilised faktorid omavad selle juures ainult teisejärgulise tähtsuse. Ööpäevalistel ja sesoonsetel temperatuuri kõikumistel kuumenevad kivimid, aga öösel võivad muuta temperatuuri kuni külmumiseni ja külmadeni. Kivimid koosnevad erinevatest mineraalidest, mille soojenemise koefitsiendid kuumenemisel võivad erinevalt muutuda ja mineraaliterade vahel tekivad pinged ja lõpuks mikrolõhed, kuhu võib tungida vesi ja kuumumisel suurendab praod laiust. Pikkamööda mineraalide vahelised sidemed lagunevad ja kaotavad sidemed kivimiga. Jooksev vesi võib suurvee ajal kergesti ära uhtuda terakesed ja vabastada järgmise kihi purustamise jaoks. See protsess on aeglane, keskmiselt kantakse maismaa pinnalt veekogudesse ja üldse minema aastas 0,03 mm ehk 3 mm maapinna ainet sajas aastas. Tuhande aastaga teeb see juba 3 cm ja miljoni aastaga 3 cm x 1000 = 3000 cm ehk 30 m ja miljardi aastaga juba kuni 30 km. Soome geoloogid arvestasid välja, et nende kõvades kaljudes on vähem kui ühe miljardi aasta jooksul erodeeritud kuni 6–7 km Fennoskandia mägesid ja kokku 1,8 mln a kuni 615 mln aastani tervelt 15 km mägesid. Needsamad kivimid moodustavad Eesti aluskorra, vanusega 1850 mln a, kus nooremateks on vaid rabakivi massiivid, suurema osa moodustavad Eesti aluskorras Paleoproterosoikumi magma- ja moondekivimid. Kogu planeedi Maa vanuseks loetakse umbes 4,6 mld aastat, selle aja jooksul on mitmed mandrid kokku jooksnud ja jälle lahkunud üksteisest. Geoloogilised protsessid on võimsad ja võivad liigutada suuri mandreid. Tuleb meelde jätta, et mandrite maakoore on keskmiselt 35-40 km paks, aga ookeanide põhja maakoore on ainult 1 kuni 9 km. Maa planeedina on nüüdki aktiivne ja püsivas tegevuses, liiguvad mandrid, ookeanid laienevad ja teised surutakse kokku. Igal aastal toimuvad väiksemad ja suuremad maavärinad. Muidugi on neid vähem vanadel mandritel, kui noorematel ja ookeanide keskahelikes, kus uus maakoore alles tekib. Kui ei oleks mandrite liikumist ega mägede teket, oleks meie maakera juba täiesti vee all 100 miljoni aasta jooksul. Kuid seda ei juhtu arvatavasti veel 5000 miljoni aasta jooksul,

Murenemise kiirusele võrdsete temperatuuride puhul omab suurt tähtsust kivimite värvus, tumedad kivimid kuumenevad kiiremini. Kui kivimid on jämedateralisemad, siis erinevate mineraalide eraldumine üksteisest toimub kiiremini ja kivim laguneb liivaks ning kruusaks. Kiiresti lagunevad kivimid liivakõrbetes, kus peaaegu puudub taimestik, on vähe vett ja temperatuuri kõikumised ulatuvad kraadist kuni 50–70° ööpäevas. Temperatuuriline murenemine toimub väga aktiivselt mäetippudes ja järsakutes, kus on väga suured ööpäevased temperatuuride kõikumised.

Suur tähtsus on **mehaanilisel murenemisel**, kui tühemikes ja kapillaarides lõhed hakkavad kristalliseeruma. Kasvavate kristallide surve lõhed hakkavad laienema, kivimi monoliitsus laguneb

ja kivim hakkab purunema. Eriti tugevaks purustajaks on külmuv vesi lõhedes, sest külmumisel jää maht suureneb 10% võrra ja see avaldab suurt pinget lõhede seintele. Selle jää mõjul võidakse kergesti purustada lõheliisi ja poorseid kivimeid. Nad lagunevad intensiivselt polaraetel aladel ja seal nimetatakse sellist nähtust **külmumisega murenemiseks**. Suurt mehaanilist survet võib esindada kivimitele puude juurte süsteem. Sagedamini füüsikalise murenemise produktid kantakse minema kevadise sulaveega nõlvadel või eemaldatakse lume ja jääga.

1.2. Keemiline murenemine

Füüsikaline murenemine esineb ekvaatori lähedal, troopilistes ja keskmise soojusega maastikes koos keemilise murenemisega, kuid peamist osa keemilisel murenemisel omab niiskus, eriti koos gaaside ja keemiliste ühenditega, nagu hapnik, süsihappe gaas ja orgaanilised happed. Kõige olulisemaks faktoriks on vesi, mis lahustab keemilisi ühendeid ja annab võimaluse migreeruda kõige enam liikuvatele ühenditele. Suur taimede biomass ja suur niiskus kõrge temperatuuri juures moodustab agressiivsed orgaanilised happed, mis on võimelised lagundama erinevaid mineraalseid kivimite komponente. Selle juures toimuvad mitmesugused keemilised protsessid: hapendumine, hüdratatsioon, lahustumine, hüdrolüüs jt. Ekvaatori lähedates vööndites moodustuvad suured raua-kübarad, kaoliini maardlad, kohati isegi nikli maardlad jne.

1.3. Biokeemiline murenemine

Eriti oluline osa on mikroorganismidel muldade moodustamise protsessides. Samblikud on esimesed, mis katavad rahnud ja kaljud, nad kannatavad isegi välja viibimist terve ööpäeva avatud kosmoses. Selline katse näitas, et samblikud pöördudes tagasi Maa pinnale, hakkasid jälle kasvama. Ülemine mulla kiht on eriti rikas erinevate mullabakterite poolest, millised toituvad erinevast materjalist ja lagundavad isegi kaljusid. Ühes kuupsentimeetris mullas võib olla kuni miljard bakterit. Elusorganismid aitavad mullas luua vajalikke tingimusi taimedele. Taimestiku ja elusloomade jäägid lagunevad väikese hapnikusisalduse juures või isegi hapniku puudumiseta. Moodustub kõdu ehk humus, mis on peamine komponent rikkalikele muldadele.

1.4. Murenemiskoorikud

Murenemiskoorikud on pindalised, mis katavad suuri pindalasid, ja **joonelised**, kui nad moodustuvad kitsastes murranguvööndites või väga lõhelistes vööndites, mõnikord isegi piki kontakti erinevate füüsikalise-mehaanilistele omadustega kivimitega. Murenemise protsessid kobestavad ja muudavad kaljukivimeid. Nende negatiivne külg selles, et valmistatud materjal kantakse kergesti välja mitmesuguste maapinna lähedaste geoloogiliste protsessidega, nagu liustikud, voolavad veed, tuulega jne. Murenemisevööndites toimub intensiivne põhjavee voolamine, mis lahustab ja peseb välja erinevad mineraalsed komponendid. Väikesed mineraalide terakesed kantakse välja veevooludega. Miljonite aastate jooksul purustatakse kõrged mäed, maailmamerre kantakse suur kogus liiva ja savi, millest hiljem moodustuvad settekivimite lasundid.

Murenemise juures moodustuvad kaks liiki produkte: **liikuvad** ja **paigale jäävad**. Liikuv materjal lahustatakse vees ja kantakse nende tekke kohast jõkke, lõpuks merre ja ookeani. Kuid kogu materjal ei lahustu, ega tassita välja terakestena, osa materjalist jääb kohale, kus see tekkis ja moodustas murenemiskooriku. Eesti settekivimite all on kuni 150 m paksused murenemiskoorikud peamiselt vanade murrangute kohal.

1.5. Eesti murenemiskoorikud

Maapinna lähedased murenemiskoorikud on levinud Eestis nõrgalt, sest viimaste 2 miljoni aasta jooksul libises võimas Skandinaavia liustik mitmekordselt üle Eesti, tuues kaasa kristalsete kivimite ümardatud osi rahnude, munakate, veeriste, liiva ja kruusa näol materjali kristalsetest kivimitest Rootsist ja Soomest. Samal ajal liustik kandis välja murenemiskooriku materjali ja lihvis kivimite pealispinna läikima Eestis, eriti lubjakivides. Paksud murenemiskoorikud esinevad kristalsel aluskorral Eelkambriumi magma ja moondekivimites, nende paksus kõigub mõnest meetrist kuni 50

meetrini. On alus mõelda, et paksud murenemiskoorikud viitavad murranguvöönditele vanemates kivimites, kus murenemine toimus kiiremini, kui massiivsetes kristalsetes kivimites. Alades, kus ei olnud murranguid ja lõhelisi kivimeid, on puurimistööde andmetel murenemiskooriku paksus vaid mõni meeter, harva 20–30 m, aga murranguvööndites võib olla üle 100–140 m.

Tegelikult on karbonaatsetes kivimites, lubjakivides ja dolokivides sageli juba 3 m paksune kivimi murenemine paljudes karjäärides, kuigi on möödunud ainult 12-13000 aastat.

Teema 2. Tuule geoloogiline tegevus

Tuule geoloogilise tegevuse all mõeldakse maapinna muutuste tekkimist, mis on seotud tuule geoloogilise tegevusega ja õhumasside mehaanilise tegevusega kivimitele. Tuul võib purustada kõvasid kivimeid, üle kanda või keerutada mööda maapinda väikesi osakesi isegi Sahaara kõrbest kuni Lapimaani lendab punakas kõrbetolm. Omal ajal lendas tolmu Kesk-Aasia kõrbetest Hiina territooriumile, kus tekkisid paksud lössi lademed, kuhu ehitati elamiskohtigi.

Tuule geoloogiline tegevus sõltub tuule kiirusest, mida suurem kiirus, seda suurem tuule töö. Kui tuule kiirus on 3 m sekundis, liiguvad vaid puude lehed, eriti haabadel, aga kiirusel 10 km sekundis juba kõigutab puude suuri oksa ja kannab üle peenet liiva ja tolmu. Torm kiirusega 30-35 m sekundis võib tõmmata maha majade katused, murda vanu puid pooleks, nagu tikke, murda välja juurtega suuri puid.

Kõik geoloogilised nähtused ja sademed, mis on seotud tuulega nimetatakse **eoolseteks tuule jumala nime** järgi vanakreeka müfologiast. Tuule töö tulemuse järgi muudetakse reljeefi vorme, kus tekivad **eoolsed setted**. Tuule geoloogiline töö seisneb materjali väljapuhumises ja materjali ülekandel (**deflatsioonil**), kõvade objektide pindade ihumisel ja kulutamisel liivateradega (**korrasioon**) moodustuvad eoolsed setted ja ülekantud materjali kogumises (**akumuleerimises**).

Deflatsioon toimub peamiselt kohtades, kus puudub taimestik, seega peamiselt kõrbetes ja mägede nõlvadel. Tungides kõigisse lõhedesse maa sees, puhub tugev tuul sealt välja kõik osakesed, aga kogu mullakihi põldudelt. Sageli toimub see Ukrainas, Venemaa lõunaosas, aga samuti USA-s ja Kanadas.

Kaljude pealispinda lihvitakse peente kõvade terakestega, millega tuul pommitab kivimeid ja purustab need miljoniteks tükkideks. Kuna kivimid ise on erineva kõvadusega, siis tuul moodustab kivimitest mitmesugused kujud: seenetaolised, tulbad ja terve rida teisi vorme.

Pudeda purdmaterjali väljakanne on samuti üks tuule tegevusest. Tuul võib õhku tõsta ja segada mineraalseid terakesi ja erineva suurusega tükikesi. Peamise osa tuulega ülekantavast materjalist moodustavad ümardatud liiva, tolmu ja savi osakesed. Kiirusega 4–7 m sekundis kannab tuul osakesi diameetriga 0,25 mm, tuulega 10 m sekundis juba 1 mm läbimõõduga terakesi ja tuulega

13–15 m sekundis juba 1,5 mm suurusi terakesi. Tuule kiirusel 30–40 m kantakse koos liivaga välja ka suuremad osakesed ja väiksemad kivikesed. Tolmu tuulega võib lennata läbi suuri vahekaugusi, kuni 2500 km ja rohkem. Soomes, Lapimaal juhtub aeg-ajalt, et lumi muutub punaseks. Analüüsid näitasid, et värvi annab lumele tolmu Sahaara kõrbe liivadest. Isegi Hiiu saarel esimese Eesti vabariigi ehitajad inimesed maju ranna lähedale liiva peale ja tugevad tuuled kandsid nii palju liiva aiamaa peale ja ehitistele, tuli mitu päeva hobustega liiva ära vedada. Hiljem taibati liivale istutati männitaimi, mis suurepäraselt kinnitasid liivad.

Üldine kõrbete pindala Maa pinnal on 15–20 miljonit km², kuid liiva ülekanne tuulega ulatub isegi 1,5 miljardi tonnini aastas. Tuule geoloogiliste tegevus maailmamere ulatuses on üle 2 korra suurem, kui maismaal, aga neid protsesse me vaatame koos merede ja ookeanide tegevusega.

Teema 3. Maapealse voolava vee geoloogiline tegevus

Voolav vesi teostab erakordselt suurt geoloogilist tegevust setete ülekandel mandritelt meredesse ja ookeanidesse. Nende kogus loetakse suuremaks 10 korda sellest, mis kannavad välja liustikud ja tuul. Planeet Maa pinnast katavad mered ja ookeanid 70,92% territooriumist, umbes 3% maismaa pinnast katavad veel järved, jõed ja veekogud. Päikese energiast arvel vesi maapinnalt ja veekogudest aurustub ja hiljem langeb maha maapinnale kas mandrile või meredesse ja

ookeanidesse. Umbes 23% päikese energiast langeb Maale, mis kasutatakse ära vee aurustamiseks. Aur tõuseb kõrgele taevasse ülemistesse atmosfääri kihtidesse ja tekitab pilved, mis kantakse üle tuulega mandritele. Vihmatilgad hakkavad kasvama suuremaks, kuni nende kaal ei ületa pilvede kandjõudu. Sademed lume, rahe või vihma näol hakkavad langema maa peale. Tilgad langevad maa peale ja hakkavad liikuma alla nõlvades. Osa neist moodustab ojakesi ja jõuavad lõpuks jõeni. Teine osa sademete veest imbub ehk **filtreerub** maa sisse ja suurendab põhjavee varusid mullas ja põhjavee varusid veekihtides. Kolmas osa jõuab veel uuesti aurustuda, kas maa peal või läbi taimestiku ning alustab uut veeringi. Taimestik toitub osaliselt vee kaudu, sealt eraldab mineraalained, aga liigse vee taimed aurustavad lehtedega. Seda protsessi nimetatakse **transpiratsiooniks**. Pajud võivad niisketes parkides ära „juua“ tervelt 93 m³ vett aastas. Kogu auruva vee maht on suur ja ületab 32 000 km³. **Eesti sademete hulk**, mis läheb põhjavette on umbes **3 km³ aastas**.

Päikese poolt teostatud soojendamise ei kao tasuta. Mahalangenud setted maismaal osutuvad kõrgemal merepinnast ja omavad suurt potentsiaalset energiat. Maismaal vee tilgad liituvad veevooludeks, siis ojakesteks, mis ühinevad lõpuks jõega. Kuna vesi liigub nõlva mööda alla gravitatsiooniliste jõudude mõjul, siia allpool nõlva moodustub **deluuvium** (ladina keelest „deluo“ – pesen ära). Kuna selle veega uhutakse deluuvium nõlvalt, siis protsessi ennast nimetatakse **deluviaalseteks**. Ojad ja jõed kannavad oma veega igal aastal maailmamerre ehk ookeanidesse suurt kogust lahustunud mineraaloolasid ja mittelahustuvaid osakesi. Seda protsessi nimetatakse **erosiooniks** (ladina keeles laialikandma –, „erosio“). Need protsessid kannavad kõikjal üle maismaa mandritelt igal aastal 0,03 mm setteid, mis tundub väga väikeseks osaks, kuid miljoni aasta jooksul kasvab see kuni 30 meetrini ja miljardi aastajooksul võib kasvada juba 30 km-ni. See on küllalt õige suurus, sest Soomes Helsingi lähedal arvutati välja, et alates 1,83 miljardist aastast kuni 635 mln aastani oli ära kulutatud tervelt 15 km maakoort, aga isegi pärast seda on paljudes kohtades Soomes ja Eestiski maakoort paksem, kui tavaliselt mandril.

Järskudel nõlvadel ja järsakutel piki Lõuna–Eesti jõgesid on pärast jääaegsel perioodid moodustunud **deluuviumi kiht** paksusega 0,8–1,0 m. Tasastel kohtadel uusi reljeefi vorme tavaliselt ei moodustu, juba tekkinud vormid alanevad, nende nõlvad tasanevad ja nende vahel alangud täidetakse setetega. Ärahtumine nõlvadel on seda suurem, mida järsumad ja kõrgemad on nõlvad ning materjal pudedam, näiteks kohe pärast ülesküntud põllumaal.

Ovraagide moodustamine on seotud suurema intensiivsusega veevooludega, mis aja jooksul moodustavad nõlvadel vaod ja pärast laiendavad neid. Moodustunud sängid ja **pindalaline erosioon** läheb seejärel üle **jooneliseks erosiooniks**. Selle intensiivsus sõltub mulla osakeste mõõtmetest, nõlvade kaldenurgast, taimestikust ja protsessi intensiivsusest. Nõlval moodustub alguses sisselõigatud või veevooluga moodustunud V-sarnane org või ovraag. Nende kõige madalamatesse kohtadesse hakkavad kogunema väljakantud materjali hunnikud. Eestis tekivad sellised uhtorud harva, aga steppides rikuvad nad suuri territooriume, seepärast nendega peetakse võitlust, et säilitada rikkalikke põllumaid. Parim kaitse uhtorgude vastu on puude istutamine, et nad oma juurtega hoiaksid paigal nõrka mulda.

3.1. Jõed, nende profiil ja langus

Jõgede sängides toimub materjali ülekande kahel viisil, **väljakanne vee sees olevaid osakesi** või muda ja **terakeste või materjali edasikande mööda põhja**. Kõik sõltub sellest, kui palju on vett ja milline on selle voolukiirus, selle määrab ära sängi kallakus. Aja jooksul töötab jõgi endale välja sängi ja hakkab moodustama orgu. Jõeorg on laiem jõest ja kogu selle laius ei ole kaetud veega, vaid täitub vaid suurvee ajal, peamiselt lume sulamisel ja sügiseste pikaajaliste vihmade ajal. Jõgi lookleb orus ja hakkab suure vee ajal lammutama kaldaid. Oru põhjas hakkavad moodustuma alluviaalsed ehk jõesetted. Jõesängi kallastel moodustuvad kaldavallid. Iga kord, kui jõgi koos peene materjaliga ja liivateradega väljub kallastest ja voolab lammile, vee kiirus järsult väheneb, osa liiva setib kalda serval. Suvel kinnitab taimestik kõik mineraalosakesed ja vesi ei suuda neid kaugemale viia. Aasta aasta järgi toob suurvesi uut materjali kaldale ja algab soode moodustamine jõe lammil. **Jõe erosiooni** baasiks on tavaliselt meri. Kui erosiooni baas asub kaua aega ühel tasemel, moodus-

tub jõe jaoks täiesti väljapeetud, suhteliselt tasane piklik profiil. Sel ajal läheneb profiil vormilt tasakaaluliseks, kus setete tekkimine on tasakaalus, kui settimine on tasakaalus erosiooniga ehk äraviimisega. Jõe süng on mõnevõrra järsum ülemjooksul ja tasasem jõe suudmes, kuid esinevad ka erinevused reljeefis. Kui muutub erosiooni baas, see tähendab, et mere tase kerkib või langeb, olukord muutub. Näiteks Lääne- ja Põhja-Eestis kerkib maapind kiiremini, kui Kagu-Eestis, seal maapind isegi vajub umbes 1 cm aastas. Suure Emajõe suue Peipsi järve ääres vajub, suuri territooriume lammil niisutavad sood. Loode-Eestis jõed lõikuvad üha sügavamale sisse settekivimitesse, aga meri taganeb. Jõeorgudes esinevad sageli terrasid, mis näitavad kohti, kus varem olid vee tase,

Mäejõgedes võib näha **mudavoole**, kus jõgede ülemises osas vabanevad mägede nõlvad liustikest ja kui seal juhtuvad tugevad äikesvihmad, siis nõlvadelt uhutakse maha kogu peen materjal liiva ja veeristega. Mõõda järsku langevat jõesängi hakkab voolama mitte vesi, vaid märg **rusuvool** ehk **muur**, mis võib mõõda jõesängi edasi veeretada isegi viiemeetrilise läbimõõduga rahnusid. Selle juures kogu see porine mass, põrkudes kokku teiste rahnude ja jõesängi kivimite murisevad nii, nagu mõõda mäenõlva liigub alla suur logisev rong. Suuremates jõgedes mägedes on teada, et mudavool on all nihutanud 120 m³ suuruseid rahne alamjooksule. Jõed on Gruusias, näiteks katnud 15 m paksuse kihiga külaelanikud, kes sel ajal olid kodus, umbes 500 inimest. See on õnneks iseloomulik ainult mäejõgedele.

Jõgede erosioonil eraldatakse välja **sügavat** ja **külgmist erosiooni**, esimene süvendab süngi, teine kannab minema materjali jõe kallastelt. Jõe süng koosneb erinevatest osadest, eriti seal, kus põhjas avanevad erinevad setted, settekivimid, magmakivimid ja moondekivimid. Kohati jõgi voolab sügavas laias süngis aeglaselt, kuni süngi ei sulge kaljud. **Kärestikud** esinevad seal, kus süng on täis rahnusid. Sealt uhutakse välja kogu peeneteraline materjal ja jäävad ainud rahnud. Seda materjali nimetatakse **perluuvium**. Kohad, kus jõgi on surutud kitsasse süngi ja voolab kiiresti, nimetatakse **vooluujoom** ehk **kiire vooluga koht** jões. Kui vesi langeb alla järsakust on see **kosk** ehk **juga**. Kui kose all on asisse uuristatud augud kõvade kivimitega, siis vesi hakkab kive keerutama ja suurendab auku, nagu puuriga. Paljudel Eesti põhjaranniku jõgedel on ilusad suured kosed kuni 10 m kõrgused, mis on moodustunud kõvades lubjakivides. Neist altpool on glaukonii-liivakivi, mida lained uhuvad välja, selle peal olev lubjakivi jääb ilma toeta ja suured lubjakivi plaadid kukuvad alla mere äärde ja neid purustavad hiljem tormilained. Sama toimub jõesängis Jägala ja Keila jõgedes, kus keskmise kiirusega 3,7 m 100 aastas liigub kosk edasi maismaa poole.

Jõgede orud võivad olla kõige mitmekesisemad, sügavad **kanjonid** peamiselt pehmetes kivimites, nagu liivakivid. Suurim kanjon on Koloraado jõel USA-s Suure Kanjoni nime all, selle pikkus on umbes 350 km ja sügavus kuni kaljude ülemisse otsa kuni 2 km. Oru laius ülemises osas ulatub 16 km-ni.

Voolavad veed on tähtsaks jõuks, mis muudab Maa reljeefi ja kaasaegset Maa pealispinda. Väga kiiresti kasvavad jõgede orud, kus maa kiiresti kerkib. Kogu purustatud ja äraviidud teiste protsessidega materjal, satub sagedamini jõe suudmealasse, kus moodustuvad jõgede poolt ära toodud materjalist maismaalt **deltad** mere ääres. Deltas jõgi jaguneb tavaliselt mitmesse süngi, kus vee kiirus on väiksem ja suur osa mineraalset ainet ladestub jõe suudmes.

Suurvee ajal võivad süngid oluliselt muutuda. **Deltad** kasvavad kogu aeg, Suured deltad on Volga jõel, mis kasvab keskmiselt 17 m aastas, Neeva ja Niiluse jõgedel. Leena jõe delta on peaaegu sama suur, kui Eesti pindala, 45 000 km². Missisipi jõel on delta 36 000 km², ja veelgi suurem on delta Amazoona jõel. Hiinas kannab Huanhje jõgi välja aastas merre 1380 mln tonni materjali. Praegusel deltal on pindala 250 000 km², ja selle suurus kasvab kuni 20 km mere poole aastas. Kuid mitte kõik jõed omavad deltat. Kui jõgi voolab merre, kus on tugevad hoovused või kõrged tõusud ja mõõnad, siis kogu materjal kantakse merre või ookeani.

Pinnaveed toovad maailma ookeanidesse **22 miljardit tonni** purusstatud **materjali** ja umbes **3 miljardit** tonni veel lahustunud ainet.

3.2. Võitlus jõgede külgerosiooniga

Jõgede materjalid valdab **peen liiv ja savikas liiv**, harvem teised veerikkad setted. Sageli koos nendega leitakse soosetteid ja turvast, seepärast et jõeorgudes on alati niiske ja suurepärased tingimu-

sed soode levikuks. Ehitiste jaoks on sellised pinnased väga nõudlikud ja rasked, ehitada seal ei tuleks ilma erilise vajadusteta. Kuid sageli on suured linnad rajatud kauges minevikus suurte jõgede kallastel ja liikuva vee töö jätkub. **Külgmine erosioon** võib lahti murda pinnase vundamentide all ja libistada maja vette. Et seda ei juhtuks, siis suurtes linnades jõe süng kinnitatakse paksude ja raskete magmakivimite plokkidega, mida vesi ei suuda paigast liigutada. Sageli ehitatakse ka spetsiaalsed tammid, et saada vee liikumisest elektrit ja samal ajal omada võimalust, reguleerida veevoolu ja vähendada vee liikumise kiirust.

Teema 4. Merede ja ookeanide geoloogiline tegevus

Mered ja ookeanid hõlmavad 70,92% Maa pealispinnast ehk 361 455 000 km². Sellest ¼ on kaetud jääga. Siin on kogutud 97% kõigist veevarudest planeedile ehk umbes 1,4 miljardit km³. Ilma ookeanideta ja meredeta oleks võimatu kujutada meie planeeti. Me sageli unustame, et keskmine ookeanide ja merede sügavus moodustab 3900 m, aga mandri keskmine kõrgus merede suhtes on vaid 749 m. Merede ja ookeanide suur mass teeb purustavat tööd, tegi seda geoloogilises minevikus, kannab edasi erakordselt suurt materjali, mille setitab merede ja ookeanide põhja.

4.1. Ookeanide ja merede ehitus

Ookeanide põhi ei ole lame ja tasane, kuigi seal on suured sügavused. Ookeanide põhja lõikavad keskosas **ookeanide keskahelikud**, kus mäed tõusevad ookeani põhjast kuni 1,5–4,5 km-ni. Atlandi ookeani keskaheliku laius ulatub kuni 1500 km ja levib alates Jäämerest kuni Antarktiseni. Ahelik on jaotatud **transformsete murrangutega** juppideks. Mäeaheliku keskosas paikneb sügav, kuni 2 km, ja suhteliselt kitsas, 10–40 km, org, mida nimetatakse **riftioruks** (**rift** on inglise k. *kaljulõhe* või *mäekuru*, *mäelõhe*). Mõned mäeaheliku osad tõusevad kõrgemale ookeani pinnast ja moodustavad vulkaanilisi saari. Üheks selliseks vulkaaniliseks saareks on Island oma vulkaanidega, kuigi Islandil endal on mandriline maakoore.

Veealused kontinentide äärealad kujutavad endast üleminekut mandrilt ookeani. **Mandriline madalik** või **šelf** algab mandrist ja peamiselt ulatub kuni 200 m sügavuseni. Sügavama osa poolt on šelf piiratud selge äärega. Merepõhja liikumise tõttu võib mõnikord see piir paikneda hoopis 300–500 m sügavusel. Šelfi laius võib piirduda mõne kümne meetriga kuni 1000 km (näiteks Põhja-Jäämeres). Üldiselt on šelfi reljeef peaaegu tasane, väga väikese kallakuga sügavama mere suunas. Ainult Antarktise randade lähedal on **kallakus mandri poole**, seepärast et manner on paksu jääkilbiga, kuni 4 km koormatud, mis on lisaraskuseks ja surub mandri Maa sisemusse, veel enam vedelikuga kihi sisse, kui on **litosfäär**.

Šelfi vööndis paiknevad paljud mered: Põhjameri, Baltimeri, Valge meri, Ida-Siberi meri ja teised. Ookeani suunas vöönd omab sageli mitmesugust reljeefi ja sageli on raske määrata, kus tegelikult on mandrinõlva piir.

Mandrinoõlva all on umbes 15% ookeanide pinnast. Nõlv on üldiselt küllalt suure kallakusega, tavaliselt 4–7°, aga kohati kuni 15° ja rohkem. Kõige väiksem kallakus on suurte jõgede suudmetes, kus on moodustunud suured deltad ja kõige suuremad kaldenurgad on seal, kus toimuvad kaasaegsed maakoore liikumised ja tekivad murrangud. Tüüpilised on mandrinõlva ehituses sügavate kanjonite olemasolu. Kanjonite juures esinevad sageli omapärased mudavoolud, mis võivad haarata küllalt suuri, nagu kruus, tükikesi, mille arvel moodustuvad omapärased sarnased konglomeraatidele setted, mida nimetatakse **turbidiitideks**. Nende kihi paksus on eriti suur Atlandi ookeani šelfi ulatuses, aga sellised setted on teada ka vanemas geoloogilises ajaloos, näiteks umbes 2 mld a tagasi Proterosoikumi varases staadiumis Soomes. Šelfi nõlv ulatub kuni 3500 m sügavuseni, mõnikord isegi natukene rohkem.

Ookeani põhi koos **sügavaveeliste vagumustega** hõlmab 76,2% Maailma ookeanist. Põhi algab 3500 m sügavusest ja on üldiselt tasane, kõrgemale tõusevad ookeanide keskahelike tipud, vanemate kustunud vulkaanide saared ja aktiivsed riftivööndid. Ookeanide sügavam osa moodustab maailma ookeani põhja, sügavusega 3500–6000 m. Alad sügavusega üle 6000 m loetakse sügavaveelisteks süvikuteks. Kõigi kaasaegsete ookeanide vanuseks arvatakse olevat 200–300 miljonit a.

Mäeahelike ja vulkaaniliste saarte vahel on paigutunud **abüssaali** (sügavamal kui 3000 m) kuuluvad ookeani põhjatasandikud, kus kallakus ei ületa 0,1–0,3°, maksimaalsete sügavuste suunas, kus sügavus ulatub 5500–6000 meetrini. Nende all paikneb tüüpiline ookeaniline maakoor, mille paksus on 7–9 km. See tahkenes litosfääri ülemise osa sisse. Ookeani põhi on täielikus tasakaalus ookeani maakoorega ja vee survega ookeanis.

Sügavaveelised süvikud hõlmavad vaid 1,2% maailma ookeani pindalast, nad tekivad seal, kus **ookeani laamad** sukelduvad teiste laamade alla. Sellised süvikud ümbritsevad Vaikest ookeani igast küljest, iga süviku pikkus võib olla 4000–5000 km, sügavus kuni 11 km. Kogu **subduktsiooni vööndi** ulatuses, kus laamad sukelduvad üksteise alla, esineb intensiivne seismiline aktiivsus koos sagedate maavärinatega.

4.2. Merevee liikumine ja sellega kaasnevad nähtused

Mererandade ja setete moodustamises võtab aktiivselt osa vesi. Vee liikumine võib olla seotud tuulega, mis kutsub tormi ajal erakordselt suuri laineid, mis suuremas osas heidetakse ranniku kaljudele. Lainetega tõstetakse koos veega ülesse liiv ja rahnud, mis purustavad kaljusid. 5–6 jaanuaril 2005.a jõudsid lained 1–2 tormipäeva jooksul täielikult puhastada kõik suured lubjakivi plaadid Pakri poolsaare idarannikul, suurusega 8 x 8 m ja kuni 1–2 m paksud. Veega aeti kogu purustatud kivimaterjal lahe lõppu. Tormilained ja tuul võivad täielikult muuta rannavööndi. Mida tugevam on tuul, seda kõrgemad lained ja tormi tegevus. Pakri poolsaarel oli puidust pink, mis pärast tormi oli tõstetud ligi 20 m kõrguse ranna ülemisse ossa.

Balti mere tuule keskmisel kiirusel lainete kõrgus ei ületa 2–3 meetrit, aga tormi ajal võivad lained avatud ookeanis olla kõrgusega 15–20 m, kuid lainetust ei anta edasi sügavamale, kui 12-kordne lainete kõrgus. Isegi ookeanides ei ole virgmärke sügavamal, kui 200–400 m. Lained purustavad rannajoone ja võivad tõusta kuni 20–30 m kõrgusele. Vesi, segatuna koos kivimimassiga, on erakordselt tugevaks purustavaks jõuks randades.

Merevee liikumine võib toimuda tõusu ja mõõnaga Kuu külgetõmbejõu pärast. Kohati need lained ulatuvad 15 meetrini ja sellisel juhul saab kasutada seda elektri tootmiseks. Vanal ajal inimesed ehitasid spetsiaalseid püüniseid kalade jaoks rannal, kus pärast tõusu jäid kalad lõksu, pärast mõõna sai kala kätte püünistest, kui mitte kajakad enne kohale tulnud.

4.3. Hoovused, passaadid ja mussoonid

Troopikameredele on iseloomulik jahe tuul **passaat** ja troopilistele rannikutele omane püsiv tuul – **mussoon**, mis samuti kutsuvad esile vee liikumise ookeanides. Näiteks ekvaatori läheduses tekib **Golfi hoovus Atlandi ookeanis**, mis liigub kiirusega 1–3 m sekundis ja on võrdne mäejõgede vee liikumise kiirusega. Selle juures on veevoolu laius 300 km ja kannab sekundis 55 miljonit m³ vett. Põhjapool teeb hoovus meandrid, lookeid, nagu tõeline jõgi, pulseerib, kuid voolab kogu aeg. Põhja–Euroopale on see suur soojus Jumala kingitus, sest Euroopa põhjaosas on temperatuur palju madalam talvel, kui Kanadas, Siberis ja Jakuutias.

Selliseid **sooju ja külmi hoovuseid** on ookeanides palju. Külmad on Gröönlandi, Labradori ja Kanaari hoovus Atlandi ookeanis, Kalifornia hoovus Vaikses ookeanis. Selle sügavamates kihtides on jälle intensiivne liikumine koos mudasetetega ja kruusaga.

Kõige hirksamad on ookeanides maavärinate tekkel moodustunud **tsunamid**, lained kõrgusega kuni 30–40 m. Nende pärast kannatavad inimesed Jaapanis, Lõuna-Ameerikas, Austraalias ja mujal. Tavaliselt on **maavärin** siis ookeanis ja kõrglaine võib kiiresti kohale jõuda.

Nähtamatu lainetus ja vee liikumine toimub veekeskkonna massis kogu aeg. Esimesena märkis seda ära Norra polaaruurija F. Nansen.

4.4. Mere akumulatsioonitegevus

Väga intensiivne on geoloogiline tegevus ookeanides ja meredes. Jõed toovad mandritelt purdmaterjali, mis langeb nere põhja. Ranniku lähedal settib jämedam materjal: kruus, liiv, mere kaugemas osas settivad savi ja peened osakesed. Meredes ja ookeanides on erakordselt palju elusorganisme. Nende skeletid muutuvad aja jooksul settekivimiteks. Meres settisid Eesti savid, liivakivid, lubjakivid, dolokivid, merglid, põlevkivid jt maavarad. Nende teke toimus ajavahemikus 605–358

mln aastat tagasi, mingis Paleosoikumi meres. Kui meri taganes, siis maapind vabanes vee alt, seda nähtust nimetatakse **mere regressiooniks (taandumiseks)**. Kuid meri võib uuesti peale tungida ja siis seda protsessi nimetatakse **mere transgressiooniks** ehk **pealetungiks**. Viimane **mere regressioon** toimus kohe pärast viimaste jääliustike sulamist, kui järsku suurenes veehulk Maailmameres. Pärast seda vabanes Fennoskandia jää alt ja hakkas kerkima, meri taganeb nüüdki veel. Pakri poolsaarel võib näha kohalikest kivimitest kruusa 24 m kõrgusel järsakul, mille vanus on arvutuslikult 8000 aastat.

Meres settinud setted võivad olla väga paksud, rohkem kui 25–30 km Põhja-Uuralis ja Kaspia madalikul, Uurali nõlvadel. Meredes ja ookeanides on moodustunud mitmesugused hinnalised maavarad nagu nafta, gaas, mangaanimaak, põlevkivi, lubjakivi, liivakivi, savi jt. Tuleb lisada, et selle juures 95% meredes moodustunud maavaradest tekkisid rannalähedases piirkonnas, sügavusel mitte rohkem, kui 200 m sügavusel esialgselt. Neis piirides neid otsitaksegi.

4.5. Setete diageenees

Miljonite aastate jooksul on kogunenud suur hulk pakse sette kivimeid. Oma raskusega hakkavad nad suruma alumistele kihtidele ja pressitakse pooridest välja liigne vesi, äärikastub mineraalainetega, mis seovad tsemendivad settes üksikud terakesed. Järk-järgult setted muutuvad kõvadeks sette kivimiteks, lubjakivideks, dolomiitideks, liivakideks ja nii edasi. Seda protsessi nimetatakse **diageeneesiks** (kreeka keeles – **ümbermuutumine**). Sellisel moel moodustusid põlevad maavarad, kivistus ja pruunistus, põlevkivi, turvas. Diageeneesi protsessid toimuvad valdavalt tavatemperatuuril ja ilma Maa sisemise soojat ja Maa sisemiste jõududeta.

Teema 5. Liustike geoloogiline tegevus

Mandri liustikud katsid veel 15 tuhat aastat tagasi suure osa põhjapoolkerast ja seetõttu oli temperatuur oluliselt madalam. Liustikud kujutavad endast suuri mitmeaastaste jäämasside kogu, mis tekib tingimustes, kus keskmine aastane temperatuur on alla 0°C. Liustikud esinevad praegu peamiselt polaaraladel ja kõrgmägedes. Mägedes võivad nad moodustuda ja säilida vaid kõrgemal lume piirist. Troopilistel aladel on lumepiir mägedes umbes 6 km kõrgusel, aga polaaraladel isegi mere tasemel. Geoloogilise aja jooksul on olnud palju jäätumisi, kui suur osa mandritest oli kaetud liustikega, mille paksus oli 2–3 km, nagu praegu Antarktikas, Gröönimaal ja Jäämere saartel.

Praegu katavad liustikud 11% maismaast. Peamine selle osa on Antarktikas, kus nende pindala on ca 13,5 mln km². Gröönimaal on liustikke 1,8 mln km², Islandil – 11,8 tuhat km², Kanada arktilisel saarestikul – 148 tuhat km², Spitsbergenil – 34,8 tuhat km², Venemaa Arktikas on jääd umbes 56,2 tuhat km². Merede liustikud katavad kuni 7% Maa veepinnast.

Lumega kaetud mäetipud iseloomustavad kõrgmägesid ja tundub, et neid on väga palju. Tegelikult moodustavad kõrgmägede liustikud vaid 2% maailma liustikkudest. Ajalooliselt hakati uurima liustikke just Alpi mägedes Lääne-Euroopa keskel. Suuremas osas moodustuvad liustikud mägede orgudes, seepärast nimetatakse neid ka alpi liustikkudeks, kuna nad liiguvad jõgede orgudes. Kui alguses on org V-taoline, siis jäämassid, mis kannavad suurt kivimi matejali kogumit, mis hõõruvad seinu ja muudavad oru künataoliseks U-tüüpi **moldoruks**.

5.1. Mandri liustikud Fennoskandias ja Baltimaades

Kõige rohkem huvitavad meid suured mandrilised liustikud, mis vähemalt viimased 400 tuhat aastat 3–4 korda katsid suure osa põhjapoolseid mandreid. Euroopas nad said alguse Skandinaavia mägedest ja ulatusid isegi Kiievi taha, mida tähistavad liustiku poolt toodud Fennoskandia rahnud liustiku liikumise teel. Samasugused liustikkude liikumised iseloomustasid ka Põhja-Ameerikat. **Jääajad** olid pikad ja kestsid kuni 120–130 tuhat aastat, aga **jäävaheajad** olid vaid 10–15 tuhat aastat. Praegu jätkub neljas jäävaheaeg viimase 400 000 aasta jooksul ja kõigi tunnuste järgi 1000–2000 aasta jooksul võib oodata uut jääaega.

Kõige tüüpilisemaks liustiku poolt moodustunud materjaliks on **moreen**, mis koosneb liustikust välja sulanud liustiku sortimata materjalist, alates suurtest rahnudest kuni savi osakesteni. Kui liustik hakkab lagunema ega liigu paigast, siis moodustuvad **moreeniväljad** ja maapinnale jääb

kogu materjal, mis oli liustiku sees. Tavaliselt sellised **moreeniväljad** moodustuvad suhteliselt tasastel aladel, Eestis sageli põhjapoolses osas.

Kõige nooremaks suureks geoloogiliseks epohhiks on Kainosoikum, mis algas 66 miljonit aastat tagasi ja jagatakse kolme mittevõrdsesse ossa: Paleogeen, Neogeen ja Kvaternaar. Meie alal Paleogeeni ja Neogeeni kivimeid ja setteid ei ole. Pärast Devoni lõppu Eesti territoorium oli kogu aeg maismaa. Meil on Kvaternaari periood, mille pikkus on 2,58 miljonit aastat ja siiani jätkub veel. Alguses geoloogid mõtlesid, et mandrijäätumine on lühiajaline ja jäätumiste vahelised perioodid on väga pikad. Antarktises ja Gröönimaal puuriti läbi kogu jääkilp, säilitati jää ja mõõdeti jää paksuseks peaaegu neli km. Kui hakati jääd sulatama, siis selgus, et jäässe on jäänud iga aja gaaside sisaldus jääs. Kui kogu läbilõige selliselt ära mõõdeti, siis selgus, et jäävaheajad on suhteliselt lühikesed, need andmed on avaldatud teaduslikes raamatutes ja isegi õpikutes.

Paks liustik, arvatakse selle paksuseks olevat 2,5 km, oli võimeline edasi liigutama suuri rahnusid. Suurim rahn on Eestis Ehalkivi, mahuga 930 m³ ja ümbermõõt 49,6 m (Pirrus, 2009). Eesti rahnud pärinevad Soomest, Rootsist ja Balti mere põhjast. Rahnusid võib Eestis leida kõikjal, eriti palju on neid mererannas ja madalates lahtedes. Põllumehele on nad sageli takistuseka, ehitajad kasutavad neid sageli vundamentides, kui igati kohane materjal.

5.2. Reljeefi vormid ja taanduva liustiku setted

Suur kogus liikuvat jääd jätab kaljudele liustikus olevate kivitükkide kriimud ja vaod, vööndid, mis näitavad jää liikumise suunda antud kohas. Liustik võib moodustada **voori**, mis on samuti välja voolitud liustikualusest materjalist. Vormi järgi on voored piklikud leivapätsi taolised. Selliseid vorme Eestis on kõige rohkem Jõgevamaal, kus ongi **Vooremaa**. **Voored** moodustuvad mandriliustiku all, aga juba peatunud liustiku jaoks on iseloomulikud teised reljeefi vormid.

Liustik hakkab suvel sulama intensiivselt, vesi leiab liikumist jääs olevates lõhedes, kuhu vesi kannab palju kruusa ja liiva. Vesi kannab lõhed täis peamiselt liivast ja kruust ja savioakesed viib vesi kaugemale, sageli jääpaisjärve, kus moodustuvad **viirsavid**. Kui lõpuks jää sulab täiesti, siis moodustuvad kitsad seljakud – **oosid**, mille pikkus võib olla isegi kümneid kilomeetreid. Liustiku ette, kus jää on sulanud, tavaliselt moodustub jääpaisjärv, sest liustik ei võimalda veel merre minna. Savioakesed on väga väikesed ja viiakse jääpaisjärve, kus talvel jää all moodustab kitsa kihi. Sama toimub järgmisel aastal, ainult suvisel ajal kannab vesi paisjärve veel palju liivamaterjali. Moodustuvad **viirsavid**, neile on iseloomulikud tumedate ja heledate kihtide teke: suvel heledam liiv ja paksem kiht, talvel tumedam savikas kiht. Rootslased on oma jääpaisjärvede aastaarvud välja arvutanud ja saanud 8213.a eKr Billingeni läbimurde ajaks. Pärast seda suur osa järvi voolasid tühjaks. Viirsavisid on palju Eestis, varem kasutati neid kohalikes kivilöövides telliste tegemiseks, praegu ei ole enam kasutuses.

Jõed, mis olid veerikkad liustiku sulamise ajal, kuivasid, kuid jätsid oma sängide juurde suuri kuivi deltasid, mida on hakatud nimetama **sanduriteks**. Kui sellised väljad on suured, siis neid nimetataksegi **sandurväljadeks**. Eestis on neid üldiselt küllalt palju Kuusalu ja Kunda vahelisel alal. Sanduri liiv ilma saviosakesteta on suurepärase ehitusliiv.

Teistest väikestest vormidest jätab liustik järele **mõhnad** ja **künkad moreeniväljadel**. Kui liustikus sulab läbi auk, siis sellesse madalamasse kohta hakkab sisse voolama vesi koos liiva ja veeristega, mis koguneb auku, kuni on veel jää. Kui jää sulab, siis augu asemele võib jääda hoopis **moreeni kungas**, mõnikord kõrgusega kuni 20 m.

Teema 6. Põhjavee geoloogiline tegevus

Kõik vee liigid, mis paiknevad maapinna all, nimetatakse **põhjaveeks**. Nendega puutuvad sageli kokku kaevurid, vee väljapumpamise eest on vaja Keskkonnaministeeriumile maksta suuri summasid, kuigi see vesi kuhugi ei kõlba, aga lihtsalt on vaja hoida kaevandus suhteliselt kuivana. Kaevandustes on sageli tektoonilised rikked, murrangud ja süvakarst. Karsti levikul vesi lahustab kivimeid või nende komponente ja kannab keemilised elemendid merre. Kui selline lahustamine jätkub pikka aega, siis võivad moodustuda suured koopad ja maa-alused jõed. Eestis on lubjakivides karstinähtusi palju, enam tuntud on Jõelähtme jõgi Kostiveres, kus ta sukeldub maa alla ja

tuleb uuesti nähtavale teisel pool Tallinn–Narva maanteed. Laialt on levinud karstinähtused Ida-Virumaa põlevkivi maardlas ja lubjakivides piki tektoonilisi rikkeid, aga ka Leningradi oblastis.

6.1. Põhjavee liigid

Vesi võib olla maa all auruna, kapillaarides, kilevena ja tavalise ehk gravitatsioonilise veena. Just vaba vesi on kõige olulisem, sest võimaldab täita joogivee varusid veekihtides ja põhjavee kompleksides Eestis. Kivimites ja mäemassiivides liigub vesi poorides, lõhedes, riketes jne. Maakoor on liikuv, mandrid triivivad Maa pinnal. Põhkuvad ja jälle lahkuvad üksteisest. Kõik kivimid on kogu aeg surve all, seepärast tekivad kivimitesse lõhed, kus vesi saab liikuda. Ilma lõhede süsteemideta vesi ei saaks **filtreeruda** maa sisse ja sügavamatesse kihtidesse ja **täita vettkandvaid** kihte. Settekivimid Eestis on umbes 600 kuni 358 miljoni aasta vanused, see vastab ajavahemikule alates Ediacara perioodist kuni Ülem-Devonini. Ainult Kambriumi Lontova savides ei ole vett, kõigis teistes vesi on olemas.

Eesti hüdrogeoloogid on veekihtid jaganud kaheksaks põhjavee kompleksiks (ülevalt allapoole): **Kvaternaari põhjavee kompleks, Ülem-Devoni põhjavee kompleks, Kesk-Devoni põhjavee kompleks; Alam-Kesk-Devoni-Siluri põhjavee kompleks, Ordoviitsiumi põhjavee kompleks, Ordoviitsiumi-Kambriumi põhjavee kompleks, Kambriumi-Vendi põhjavee kompleks, vesi aluskorra lõhelistes ja murenenud kristalsetes kivimites.**

6.2. Survelised põhjaveed Eestis

Survelisteks loetakse vett, mis on **teatud rõhu all**, sagedamini kahe vettpidava kihi vahel. Sellisteks Eestis on peaaegu kõik põhjavee kompleksid settekivimites. **Isepurskavad puuraugud** on teada madalamates kohtades Pärnumaal, Peipse järve äärsel territooriumil, Pandivere kõrgustiku lõunanõlval jne. Pandivere ja Haanja kõrgustikud on peamisteks allikateks põhjavee varustamisel. **Pandivere kõrgustik** varustab joogiveega suuremat osa **Loode-Eestit, Haanja kõrgustik Põhja-Eesti** linnu Kohtla-Järve ja Sillamäe. See on eriti tähtis Ida-Virumaa jaoks, sest ülemised veekihtid on rikutud põlevkivi tootmise ja ümbertöötlemisega siin.