EESTI GEOLOOGIA SELTS

ESTONIAN GEOLOGICAL SOCIETY

Eesti TA Geoloogia Instituut — Institute of Geology. Estonian Academy of Sciences
Eesti Geoloogiakeskus — Geological Survey of Estonia

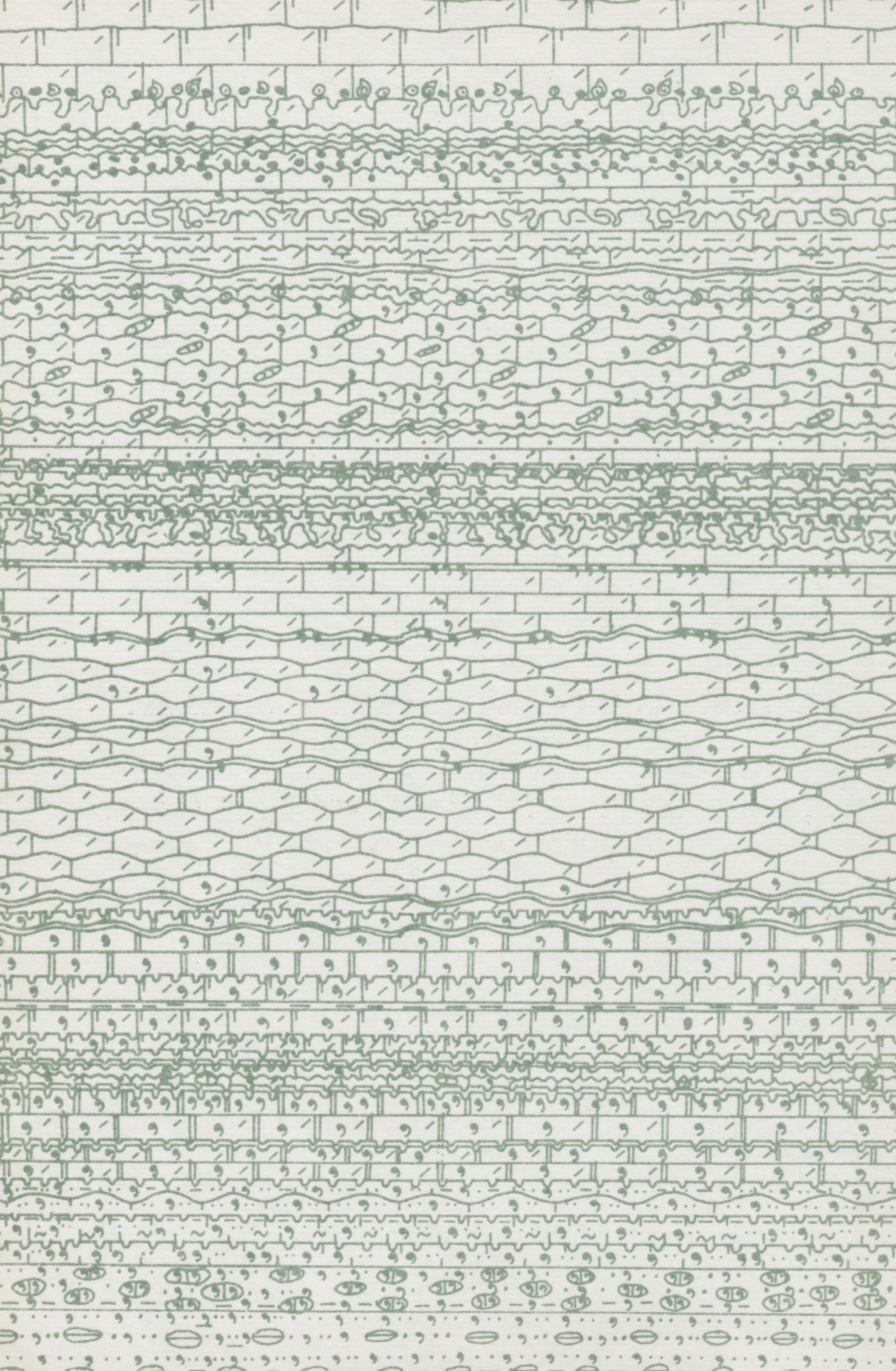
EESTI GEOLOOGIDE ESIMENE ÜLEMAAILMNE KOKKUTULEK
FIRST WORLD MEETING OF ESTONIAN GEOLOGISTS

Tallinn - Lohusalu 9 - 14.09.1991

EESTI GEOLOOGILINE EHITUS JA MAAVARAD: SÜMPOOSIUMI MATERJALID

GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF ESTONIA: SYMPOSIUM MATERIALS

TALLINN 1991



EESTI GEOLOOGIA SELTS

ESTONIAN GEOLOGICAL SOCIETY

Eesti TA Geoloogia Instituut — Institute of Geology, Estonian Academy of Sciences
Eesti Geoloogiakeskus — Geological Survey of Estonia

EESTI GEOLOOGIDE ESIMENE ÜLEMAAILMNE KOKKUTULEK
FIRST WORLD MEETING OF ESTONIAN GEOLOGISTS

Tallinn - Lohusalu 9 - 14.09.1991

EESTI GEOLOOGILINE EHITUS JA MAAVARAD: SÜMPOOSIUMI MATERJALID

GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF ESTONIA: SYMPOSIUM MATERIALS

Toimetanud
Ivar Puura, Volli Kalm, Jaan Kivisilla,
Vello Klein, Väino Puura, Rein Raudsep, Kristjan Rietz
Edited by

TALLINN 1991

SISUKORD

CONTENTS

V. Puura, A. Raukas. Lühidalt Eesti geoloogiast ja maavaradest 3

ÜLDOSA
— GENERAL 10

ALUSPÕHJA GEOLOOGIA
— BEDROCK GEOLOGY 25

KVATERNAARIGEOLOOGIA
— QUATERNARY GEOLOGY 45

MAAVARADE GEOLOOGIA
— GEOLOGY OF MINERAL RESOURCES 63

HÜDROGEOLOOGIA JA EHITUSGEOLOOGIA
— HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY 82

AUTORITE INDEKS
— AUTHORS' INDEX 99

ORGANISATSIOONIDE NIMEKIRI
— LIST OF INSTITUTIONS 100

LÜHIDALT EESTI GEOLOOGIAST JA MAAVARADEST

Väino Puura[2] ja Anto Raukas[2]

Eestimaa on eelkõige kvaternaarisetete ja kvaternaarsete pinnavormide levikuala; vaid kohati, eelkõige mereäärseil pankrannikuil ja jõeorgudes kohtab aluspõhjapaljandeid. Kvaternaarikate on siiski enamasti õhuke ja aluspõhja maavarad on harilikult kättesaadavad karjääriviisiliseks kaevandamiseks.

Aluspõhja pealispinnal avanevad vendiumi (kogupaksus kuni 125 m), kambriumi (150 m), ordoviitsiumi (185 m), siluri (440 m) ja devoni (450 m) ladestud, mis üheskoos moodustavad **eelkambriumilisel aluskorral** lebava kuni 800 m paksuse settekivimite katte. Ladestute ja lademete avamused geoloogilisel kaardil on ida-läänesuunalised, kusjuures kõige vanemad kihid avanevad Soome lahe põhjas, noorimad aga Eesti lõunapiiril. Kõrvalekalded avamusjoonte sirgjoonelisusest on tingitud aluspõhja reljeefist, eeskätt orgudest, ning tektoonilistest riketest. Põhja-Eesti paekaldas ja jõeorgudes esineb ulatuslikke alamkambriumi ning alam- ja keskordoviitsiumi paljandeid, Saaremaa rannikupankades siluri ja Lõuna-Eesti jõeorgudes devoni paljandeid. Oluline andmestik aluspõhja uurimiseks on saadud rohkem kui 20 000 puuraugu südamike uurimise ja geofüüsikaliste mõõtmiste abil. Umbes 500 puurauku läbib kogu settelise pealiskorra ja ulatub kuni 100-500 m sügavusele aluskorda.

Eesti paikneb Ida-Euroopa platvormi tektooniliselt stabiilses loodeosas, Vene lava servas Fennoskandia (Balti) kilbi naabruses. **Aluspõhja geoloogiline ehitus** on suhteliselt lihtne. **Kristalne aluskord** koosneb siin varaeelkambriumilistest struktuuridest: varaproterosoikumi (svekofennia) kurrutusvööndidest, millesse on lõikunud ulatuslikke vara- ja keskproterosoikumi rapakivigraniitide intrusioone.

Kristalne aluskord ja **settekivimiline pealiskord** on eraldatud selge struktuurse põiksusega - tasanduspinnaga, millele vastab ligikaudu miljard aastat (1,6 kuni 0,6 miljardit aastat tagasi) kestnud sedimentatsioonikatkestus. Selle põiksuse all on aluskorra kivimid kohati kuni 150 m sügavuseni porsunud.

Aluskorda katvate settekivimikihtide paksus ei ole Eestis nähtavasti kunagi oluliselt ületanud 1 km, mistõttu ka kõige sügavamad kihid on katageneetiliselt vaid suhteliselt nõrgalt muutunud. Soome lahe ja Eestimaa all on moodustunud ühtne monoklinaal - lauge (kallakus 10-20') kilbi nõlv, kus aluskorda katvate settekivimite üldpaksus suureneb järk-järgult lõuna suunas.

Settekivimiline pealiskord jaguneb kolmeks erinevaks kihtkonnaks: all ülemvendiumi, kambriumi ja alamordoviitsiumi liiva- ja savikivimid, keskel ordoviitsiumi ja siluri karbonaatkivimid ja ülal vähese savi- ja karbonaatkivimite lisandiga devoni aleuroliidid ja liivakivid. Settebasseinide konfiguratsioon ja sügavus on tektoonilises arenguloos järk-järgult muutunud, milles kajastuvad ka väljaspool Eestimaad asunud orogeneesivööndite sündmused.

Hilisvendiumis ja varakambriumis (Lontova eal) kuhjusid humiidse kliimavööndi tingimustes alul (vendiums) magedaveelised, hiljem merelised liivad ja savid. Varakambriumi lõpus, kesk- ja hiliskambriumis ja varaordoviitsiumis (Tremadoci ajajärgul) oli sedimentatsioon katkendlik. Moodustusid rohkete põiksustega eraldatud kvartsliiva-

kivide ja savide läätsekujulised lasundid. Vendiumi ja kambriumi setendeis leidub elusorganismide jäänuseid ja elutegevuse jälgi: vendiumis akritarhe ja vendotaniide, kambriumis ka rõngusse, molluskeid (hüoliitide, teod, peajalgsed), käsijalgseid (lingulaadid) ja trilobiite. Organismide fosfaatsete kodade purru kuhjumise tõttu esineb kesk- ja ülemkambriumi setendeis fosfaatset mineralisatsiooni; kambriumi ja ordoviitsiumi piiril on fosfaatsete lukuta käsijalgsete kodade massilisel kuhjumisel moodustunud tööstusliku tähtsusega karbifosforiidi (nn. oobolusfosforiidi) maardlaid.

Fatsiaalsete üleminekute kaudu on fosforiidilasundiga seotud diktüoneemaargiiliit — Lõuna-Skandinaavia maarjaskilda (alum shale) analoog.

Varaordoviitsiumist kuni siluri lõpuni kuulus Eesti ala edelasse paleoookeani suunas avatud, Eesti- ja Ingerimaalt Poolani laiuva kirde-edelasuunalise Paleobalti nõokujulise ääremere põhjavöötmesse, kus kliima järk-järgulise ariidistumise taustal moodustusid valdavalt karbonaatsed setted: praegused lubjakivid ja merglid, siluris kohati ka dolomiidid ja domeriidid. Terrigeense materjali sissekanne oli väike ja organismide karbonaatsete skeletijäänuste osatähtsus sedimentatsioonis suur. Põhjapoolsete rannalähedaste faatsieste asendumine lõunasuunas üha sügavamaveelistega on ordoviitsiumi ja siluri Paleobalti basseini iseloomulik joon. Ordoviitsiumi settebassein oli lauge ja seal esines kaks põhilist fatsiaalset vööndit: põhjaosas rannalähedane ja lõunas, basseini telje lähedal, avamerelisem. Siluris basseini keskosa vajus rohkem ning siin eristus juba 5 fatsiaalset vööndit: laguuni, madaliku, detriidi, üleminekuline ja avamereline. Siluri lõpupoole nõgu täitus setetega, mis kahandas settekuhjeala ja ka süvaveeliste setete levikut.

Ordoviitsiumi lõpu mandrijäätumised Gondvanal põhjustasid ookeanitaseme languse, mis avaldus settekatkestusetena ka Eesti ülemordoviitsiumi madalveelise vööndi läbilõikes.

Ordoviitsiumi ja siluri karbonaatkivimid on rikkad hästi säilinud kivististe, eriti selgrootute loomade jäänuste poolest. Seetõttu on Eestis tehtud ulatuslikke paleontoloogiilisi uurimistöid ja välja töötud detailsed biostratigraafilised skeemid. Eesti geoloogiateaduses on saanud traditsiooniliseks makro- ja mikrofossiilide - trilobiitide, brahhiopoodide, tabulaatide, stromatoporaatide, rugooside, molluskite, sammalloomade, graptoliitide, konodontide, ostrakoodide, kitinosoade jt. gruppide uurimistööd. Siluri noorematest kihtidest on kohati ohtrasti leitud ja kirjeldatud vanimate selgroogsete - lõuatute kalade skeletiosi. Rikas andmestik elusorganismide levikust võimaldab iseloomustada omaaegsete merede elutingimusi (paleoökoloogilised uuringud).

Keskordoviitsiumi rannalähedastes lubjakivides esineb kohati vetikate (või tsüaanobakterite) orgaanilisest ainest rikastunud põlevkivi ehk kukersiidi vahekihte, millest rikkamaid kaevandatakse Kirde-Eestis ja Leningradi oblastis.

Siluri ja devoni piiril on stratigraafiline lünk, mis laieneb lõunast põhja- ja kirdesuunas. Seetõttu lasub Kirde- Eestis keskdevon (Narva lade, Eifel) kohati isegi keskordoviitsiumil. Devoni sedimentatsioon algas kulutuspinnal, mille üldiselt tasasel foonil esines kohati kuni 30-40 m kõrguseid astanguid (Kirde-Eestis), laugeid valle (Kagu-Eestis), kõrgustikke (Paleopandivere) ja nõgusid (Kirde- Eestis).

Kogu devoni jooksul jäi Eestimaa kontinendisisese mere põhjapoolsesse rannikuvöötmesse, kus olulist osa mängis põhjapoolselt mandrialalt sisse kantav terrigeenne ma-

terjal. Varadevoni lõpul Kesk-Baltikumis tekkinud väheldane settebassein järkjärgult laienes. Eifeli lõpus ja Givet's oli oletatavasti kogu Eesti kaetud devoni setetega. Devoni ajastul valitsesid siin ariidsed kliimatingimused. Rannalähedases meres, sageli laguunsetes tingimustes kuhjusid terrigeensed setted. Lõuna-Eestis avanevad Aruküla ja Burtnieki lademe peamiselt punasevärvilised aleuroliidid ja liivakivid ("Old Redi" formatsioon), mille teket seostatakse ohtra kulutusmaterjali sissekandega Skandinaavia kaledoniididest.

Devoni setetest on leitud rikkalikke kalaluukuhjumeid (lõuatud, akantoodid, rüükalad, vihtuimsed, harvem kopskalad, kiiruimsed). Kohati esineb selgrootute (fosfaatsed lukuta käsijalgsed, ostrakoodid, füllopoodid) ja primitiivsete maismaataimede (psilofüüdid) jäänuseid ja eoseid.

Aluspõhja pealispind on erosioonilis-denudatsiooniline ja selle põhijooned avalduvad ka nüüdisreljeefis. Vana reljeefi arenguloos saab eristada kolme põhilist staadiumit. Hilisdevoni mere taandumise järel kujunes väheliigestatud tasandik. Maismaa denudatsiooni käivitudes hakkas Põhja- Eestis eralduma vastupidavatest siluri lubjakividest koosnev Pandivere jäänuk-kõrgustik, mille ümbert pehmed devoni liivakivid hõlpsasti minema kanti. Järgneval staadiumil - kainosoikumis - kujunes siin välja suurte ja üha sügavamale aluspõhja lõikuvate jõeorgude võrk. Soome lahe piires voolanud Ürg-Neeva jõgi koondas endasse kõigi harujõgede äravoolu ja kujundas Fennoskandia kilbi ja ünbritseva Vene lava piirile hiigelorundi - nüüdisaegse Soome lahe nõo. Kolmas staadium on seotud Pleistotseeni mandrijäätumistega, mil liustikud jääajaeelseid vorme tunduvalt ümber kujundasid, varasem kontinentaalne reljeef vajus aga osaliselt meretasemest allapoole.

Aluspõhja reljeefi suur- ja keskvormide kujunemisel etendasid olulist osa aluspõhja ehituse üldised iseärasused, sealhulgas kihtide lauge lõunapoolne kallakus ja püsivamate ning nõrgemate kivimite vaheldumine. See põhjustas kuestalaadsete reljeefivormide teket. Juba Soome lahe nõo kui hiidorundi moodustumist tuleb seostada esialgse erosioonilise sisselõikumiosega vendiumi ja kambriumi vähese püsivusega terrigeensete kihtide avamusvöötmesse ja sellele järgnenud hiidjõe külgerosiooniga aluskorra kaljupinda mööda, mille tagajärjel kujunes välja enam kui 500 km pikkune ja paiguti kuni 150 m kõrgune (praegust veealust osa arvestades) Balti klint. Klindi lääneosa on jälgitav Läänemere põhjas. Devoni lavamaasid põhjast piirav Kesk-Eesti madalik on kujunenud kõvade siluri lubjakivide ja dolomiitide pinnal ja on lõonast piiratud devoni liivakividest järsema nõlvaga. Lavamaade meridionaalprofiil on ebasümmeetriline: põhjanõlv on järsk, lõunanõlv aga lauge. Selline on Põhja-Eestis Viru-Harju lavamaa (koos temast kõrguva Pandivere kõrgustikuga), Lõuna-Eesti devoni lavamaade ja Kagu-Eesti Haanja kõrgustiku läbilõige. Aluspõhja positiivseid suurvorme ümbritsevad ja eraldavad meridionaalsed lauged nõod. Nende tekkes on oluline osa jääliustike kulutusel.

Mandri-Eesti nõgude põhju ja lavamaade nõlvu liigestavad orud. Nende põhi asub kohati 127-145 m allpool merepinda. Orud paiknevad sageli nüüdisjõgede, järvede ja merelahtede ning -väinade all.

Morfoloogiliselt on vanad orud valdavalt moldorud, kuid leidub ka kanjonorge, kus veerude kallakus ulatub 30-40 kraadini. Põhja-Eesti valdavalt loode-kagu suunalised orud on liustike toimel ümber kujundatud jääkündeorgudeks.

Aluspõhja katvate **kvaternaarisetete** paksus on muutlik. Ordoviitsiumi ja siluri karbonaatkivimitest tasandikel on see sageli alla 5 m, vahel (nn. alvaritel) on mullakiht kujunenud otse aluspõhjal. Ka Lõuna-Eesti lavadel on see sageli alla 10 m, kuid liustikusetete kuhjevormides, näiteks Haanja- ja Otepää saarkõrgustikel on setete paksus üle 100 m, mattunud orgudes kohati isegi üle 200 m. Kvaternaarikatend koosneb erivanuselistest Pleistotseeni ja Holotseeni muutliku päritolu ja koostisega setetest. Mahuliselt valdavad pleistotseeni setted, eeskätt moreenid (70% mahust ja 48% pindalast). Vähem on liustikujõgede (33% pindalast) ja jääpaisjärvede (7%) setteid. Jäävaheaegadel tekkinud mereliste, jõe-, järve-, organogeensete ja muude Pleistotseeni setete osakaal on alla 5%. Holotseeni mere-, järve-, jõe- ja tuuletekkeliste setete pindalaline ulatus on lai, kuid maht väike. Nad on tekkinud põhiliselt Pleistotseeni setete ümbertöötluse arvel ja katavad viimaseid õhukese kihina. Olulised on biogeensed setted. Erineva suurusega sood haaravad ligi 26% Eestimaa pindalast. Mäetööstupiirkondades (Kirde-Eesti, Tallinna ümbrus) kasvab kiiresti tehnogeensete setete maht karjääripuistangute, aheraineterrikonide ja tuhaväljade näol, aga sama toimub ka teede trassidel, seoses linnaehitusega jm.

Eesti oli Skandinaavia jäätumiskeskme vahetus läheduses. On selgunud mandrijää paljukordsed pealetungid ja taandumised , kuid täpset jäätumiste arvu me veel ei tea. Sagedamini räägitakse 3-st kuni 6-st jäätumisest.

Kuna iga uus jäätumine paigutas varemkuhjunud setteid ümber ja andis neile oma näo ja vanuse, siis loomulikult valdavad geoloogilises läbilõikes viimase - Valdai jääaja setted. Vanemate jäätumiste setteid leiab suurtes paksustes vaid saarkõrgustike (Otepää, Haanja) tuumaosas. Näiteks Otepää kõrgustikus on Ülem-, Kesk- ja Alampleistotseeni setete vahekord ligikaudu 1,1:2,7:0,7. Erivanuselised moreenid erinevad tihendatuse astmelt, värvuselt ja koostiselt. Purdmaterjali seas valdab kohalik aluspõhjaline kivimmaterjal. Fennoskandiast pärinevaid kivimeid on edukalt kasutatud liustike liikumissuundade määramisel.

Pärast mandrijää taandumist oli suur osa Eesti maa-alast kaetud jääpaisjärvede ja Läänemere vetega. Sellel nn. Madal-Eesti alal kuhjusid viirsavid, liivad ja aleuriidid. Mere- ja luiteliivad on oma lähtematerjalist - moreenist - tunduvalt ühtlasema koostisega ja nad sisaldavad valdavalt vaid püsivaid mineraale. Kohalike järvede ja soode setted täidavad jääajajärgse reljeefi nõgusid. Soode arengu algusaeg on erinev sõltuvalt Madal-Eesti järk-järgulisesest vabanemisest mere alt, aga samuti järvede kinnikasvamise iseärasustest.

Tektoonika, neotektoonika ja maakoore nüüdisliikumised. Kontinentaalne maakoor Eestis ja ümbritsevatel aladel konsolideerus svekofennia kurrutuse tagajärjel 1,9-1,8 miljardit aastat tagasi ja on kuni 40-45 km paks. Aktiivsed tektoonilis- magmalised protsessid toimusid veel u. 1,6 miljard. a. tagasi, mil moodustusid rapakivigraniitide hiigelplutoonid ja väiksemad massiivid. Svekofennia ja gooti tsükli murrangute võrk liigestab aluskorda praegugi. Paleosoikumi vältel jäid vanad murrangud enamuses liikumatuks; baikali (vendium, kambrium) ja hiliskaledoonia tektoonilise aktiivsuse perioodil tekkis Eesti territooriumil uusi murranguid ja osaliselt elavnesid ka vanad. Hiliskaledoonia vanusega on Kagu-Eesti devoni setete alla mattunud Mõniste-Lokno vallikujuline kerkeala, seda lõunast piirav Riia-Pihkva (amplituud üle 500 m) kerkeala ja paljud kirde-edelasuunalised ning meridionaalsed joonelised rikkevööndid Põhja- ja

Kesk-Eestis (amplituud 5-50 m). Veel hertsüünia tektoonilise tsükli jooksul on mõned neist riketest aktiviseerunud, kuid hilisemal perioodil on dislokatsioonilised liikumised peaaegu täiesti lakanud.

Intensiivsed maakoore vertikaalliikumised avaldusid Fennoskandias ja Eestis Pleistotseenis ja Holotseenis. Oletatavasti vajus maakoor igal mandrijää pealetungil ja kerkis tema sulamise järel. Geoloogiliste ja geodeetiliste meetoditega on täpselt fikseeritud territooriumi pärastjääaegne tõus. Pärast viimase mandrijää taandumist Kesk-Eestist kerkis maakoor Loode-Eestis algul (ajavahemikus 12-9,6 tuh. a. tagasi) 65 m võrra, kogu järgneva ajaloo vältel vaid 50 m. Tallinna lähedal on arvutatud nende ajavahemike keskmiseks tõusukiiruseks vastavalt 26,5 ja 4,2 mm aastas. Nüüdisajal jätkub maakoore tõus Eestimaa loodeosas 1-3 mm aastas. Murrangute elavnemist seoses nende liikumistega fikseeritud ei ole.

Seismilisus avaldub Eestimaal nõrgalt. Alates 1670. a. on teada 14 kuni 3-5 pallist maavärinat. Teadaolevaist tugevaim — 6-7 palli toimus 25. okt. 1976.a. Osmussaare piirkonnas. Selle maavärina kolde sügavuseks hinnati 15±5 km.

Maavarad. Eesti maapõue olulisimateks maavaradeks on põlevkivi ja fosforiit. Rohkesti leidub ka looduslikke ehitusmaterjale, tsemendi- ja lubjatooret, turvast, mineraalvett ja ravimuda. Mäendusel on Eesti looduskasutuses ja majanduses oluline koht. Eesti põlevkivi - kukersiidi - kvaliteedinäitajad on parimad maailmas, varud suured ja kaevandamise maht märkimisväärne. Elektrienergiat toodetakse Eestis vaid põlevkivist, ja energiat eksporditakse naaberaladelegi. Uute suurte fosforiidimaardlate leiud Virumaal äratasid NSV Liidu endise Väetisetööstuse Ministeeriumi tähelepanu.

Eelkõige põlevkivil ja fosforiidil baseeruv mäetööstus ja energeetika on põhjustanud Eestis märkimisväärseid ökoloogilisi häireid, mis kõrvuti ebasoodsate majanduslike ja sotsiaalsete oludega on saanud takistuseks mäenduse arengule.

Silmaga nähtavaid põlevkivi (kukersiidi) kihte esineb kuni 20 m paksuse kihtkonna (Llanvirn, Caradoc; keskordoviitsiumi Uhaku ja Kukruse lade) sees. Tööstuslikku väärtust omavad tüsedad põlevkivi kihid Kukruse lademe allosas (Eesti maardla kihind). Tulevikus ehk pakub praktilist huvi ka Tapa maardla kihind sama lademe ülaosas. Rikaste ja vaeste põlevkivikihtide koguarv ulatub 50-ni. Eesti maardla tootuskihind koosneb 7-st üksikkihist A-F ja 3-4-st lubjakivi vahekihist. Suures sügavuses (50-180 m) lebava Tapa maardla lasundi moodustab kuni 2 m paksune kiht III.

Eesti maardla uurimine ja ekspluteerimine algas I Maailmasõja ajal (1914-1916) ja praegu on maardla jääkvaru umbes 3,7 miljardit tonni. Ära on kasutatud u. 1,1 mljrd. tonni varu, millest on saadud ligi 800 milj. tonni kaubapõlevkivi. Kui praeguse tempoga kaevandamist (20-25 milj. t aastas) jätkatakse, siis ammendatakse maardla rikas keskosa (u. 300 km^2), kus maapinna läheduses lebava tootuskihindi paksus on 2,8...3 m ja põlevkivikihtide põlemissoojus 11,7...13,4 MJ/kg, käesoleva sajandi lõpuks. Maardla järgmises vööndis (770 km^2) kuni 60 m sügavusel, kus valdavalt on võimalik vaid allmaakaevandamine ja ka muud näitajad on kehvemad (paksus vähe üle 2,2 m ja põlemissoojus 10,5...13 MJ/kg), jätkuks varusid veel 50...70 aastaks. Tootmiskulud oleksid siin 2...3 korda kõrgemad kui ammenduvas keskosas. Maardla äärmises välimises, kõige vaesemas vööndis (1300 km^2, 1,6...2,4 m, 8,4...11,3 MJ/kg) jätkuks varusid täiendavalt 50-70 aastaks. Kui praeguseks on mäetöödega rikutud u. 200 km^2, siis kogu maardla

ammendamiseks tuleks sel või teisel määral (pealmaa- või allmaakaevandamisega) lausaliselt rikkuda ligi 2,5 tuhat km^2. Rikutus kasvaks praegusest u. 0,5% tasemest 5%-ni kogu riigi territooriumist. On ilmne, et sellist maapõue rikkumise perspektiivi tuleb hinnata keskkonnakaitse seisukohast kui riskantset suurettevõtmist, mida ilma põhjalike uuringute ja kalkulatsioonideta lubada ei tohiks. Praegu selline hinnang veel puudub.

Suurem osa kaevandatavast põlevkivist põletatakse tolmuks jahvatatult elektrijaamade kolletes. Keemitööstuse toorme saamiseks eraldatakse kaevandamisel purustatud toormest suuremad tükid (10-20% massist), mille utmisel saadakse kuni 25% tooröli. Ka põlevkivituhka saab lubiainese sisalduse tõttu kasutada mitmeks otstarbeks : elektrijaamade tuhka kasutatakse portlandtsemendi tootmisel, sideainena ehitusplokkide valmistamisel ja teedeehituses, põldude lupjamiseks jm. Siiski on põlevkivist tekkivate jäätmete kasutamine veel mitteküllaldane ja tuhamägedesse kuhjatult reostavad nad loodust.

Eesti fosforiidimaardlad lasuvad kambriumi ja ordoviitsiumi piirikihtides. Traditsiooniliselt Tremadoci arvatud Pakerordi lademe fosforiidikihind on moodustunud kvartsliiva ning lukuta brahhiopoodide kaanepoolmike ja nende detriidi segust. Selline selgelt organoklastiline fosforiiditüüp on nagu kukersiitki maailmas ainulaadne maavara. Oobolusfosforiidi uurimist ja tootmist alustati I Maailmasõja järel Tallinna idapiiril Maardu leiukohas, kus 33 km^2 üldpindalal levis 0,2...1,2 m tüsedune kiht, mille P_2O_5 sisaldus oli keskmiselt 12,5%. Algsetest varudest u. 50 milj. t tooret (ehk u. 6 milj. t P_2O_5) on ammendatud küll alles pool, kuid hoolimata sellest kärjäär suletakse, kuivõrd fosforiidi kaevandamine ja töötlemine reostab loodust ja tegemist on arheoloogilise kaitsealaga ning Eesti pealinna rohelise vööndiga.

Uusi suuri fosforiidimaardlaid on viimaseil aastakümneil avastatud Virumaal. Erinevalt Maardust, kus fosforiit sisaldab arvukalt lukuta käsijalgsete kojapoolmeid (nn. oobolus- konglomeraat), levib Virumaal peenest kaaneliivast koosnev toore. Selle kihi paksus on Toolse maardlas kuni 2,9 m, Rakvere maardlas keskmiselt 4-8, maksimaalselt 11 m. Varud on suured: Toolse maardlas 27, Rakvere maardlas umbes 600 milj. t P_2O_5. Rasked kaevandamistingimused hea põllumajanduspiirkonna keskel ei võimalda praegu nende kaevandamist.

Ordoviitsiumi ja siluri karbonaatkivimeist on paljud kasutatavad ehituskivina ja tehnoloogiliseks otstarbeks. Kõvu lubjakive ja dolomiite toodetakse 12 erinevas karjääris kokku u. 3,5 milj. m^3 aastas põhiliselt ehituskillustiku ja ehituskivi saamiseks. Head seinakattematerjali saadakse ülemsiluri Paadla lademe nn. Kaarma dolomiidist (kivi murtakse 10-15 tuh m^3 aastas). Laialdaselt on ehituskivina kasutatud keskordoviitsiumi Lasnamäe lademe ehituslubjakivi, mida võib näha Tallinna ajaloolistes ehitistes. Selle murdmist ja kasutamist püütakse uuesti alustada. Kunda tsementitehases kasutatakse Lasnamäe lademe lubjakivi (u. 1,5 milj. m^3 aastas) portlandtsemendi valmistamiseks, koos alamkambriumi Lontova kihistu "sinisavi" ja elektrijaamadest saadava põlevkivituhaga. Keskordoviitsiumi Oandu lademe lubjakivi ja alamsiluri Juuru lademe ("Pentamerus"-) lubjakivi kasutatakse lubja põletamiseks ja tehnoloogilisel otstarbel (toodang u. 0,8 m^3 aastas). Karbonaatkivimite looduslikud ressursid on Eestis suured, kuid paljude kasutusel olevate maardlate varud on lõpukorral. Uute karjääride avamist raskendavad keskkonnakaitselised aspektid ja tihe asustus.

Alamkambriumi ja keskdevoni savi kaevandatakse keraamikatööstuse tarbeks ja keskdevoni kvartsliiva klaasi- ja vormiliivaks.

Kvaternaarisetetes on arvukalt kruusliiva- ja liivamaardlaid, kust aastas toodetakse üle 17 milj. m^3 ehitusmaterjali. Kõrgeimate tugevusomadustega on kruusad, milles leidub rohkelt kristalsetest kivimitest veeristikku. Palju kristalsete kivimite rändrahne on kokku kogutud ja killustikuks purustatud.

Turbaressurssid on 1,9 mljrd. t, millest tootmisväärseteks loetakse 687 milj. t. Alusturbaks sobivad ressursid on 0,7 mljrd. t ja energeetikas kasutatavad 1,2 mljrd. t. Aastatoodang on umbes 5 milj. t, millest 2,4 mlj. t kasutatati lähiminevikus maaparanduses, 1,6 milj. t alusturbaks ja 0,9 milj. t küttebriketi tootmiseks.

Eesti järvedes ja merelahtedes on arvukalt ravimudaleiukohti. Järvemuda sobib ka väetiseks ja loomasöödaks, kuid tema kasutamisvõimalused on seni piisavalt uurimata.

Et Eesti on rikas mineraalveest, selgus 1960.-te aastate hüdrogeoloogiliste puurimistööde tulemusel. Nende kasutamine algas 1968. a. (Värska ja Ikla leiukoht). Vesi sobib lauaveeks, günekoloogiliste, luu-liigesesüsteemi krooniliste haiguste, piirdenärvisüsteemi, südame-veresoonkonna, seedetraktihaiguste ja ülemiste hingamisteede hauguste raviks. Tuntumad leiukohad on Värska, Ikla, Häädemeeste ja Kärdla, uusim aga Kuressaare. Sobivat mineraalvett leidub mujalgi.

Käesolev populaarteaduslik ülevaade ei ole kaugeltki ammendav, kuid autorid loodavad, et sellest võiks kasu olla neil, kes Eesti geoloogia üldküsimustega ei ole süsteemselt tegelenud. Geoloogiliste uurimistööde ajaloole Eestis on pühendatud venekeelsed koguteosed "Geoloogiateaduste ajalugu Eestis" (1986), toimet. H. Viiding ja D. Kaljo, ja "NSVL geoloogiline uuritus. 50. köide. Eesti NSV" - annoteeritud bibliograafiad perioodide kaupa kahes seerias (eraldi trüki- ja käsikirjalised tööd). Neist võib leida algandmed ja sisukokkuvõtted praktiliselt kõigi Eesti kohta koostatud geoloogilistest kirjutistest alates 1678. kuni 1975. aastani.

Kahjuks oli takerdunud eestikeelse teadusterminoloogia ja ka eestikeelse geoloogilise terminoloogia areng. Olukorra parandamiseks on kavandatud terminoloogiasõnastike, sealhulgas eriti inglise-vene-eesti geoloogiliste tõlkesõnastike koostamine.

ÜLDOSA

GENERAL

EESTI GEOLOOGIAKESKUS

Rein Raudsep[1]

Praeguse Eesti Geoloogiakeskuse eelkäijana loodi 1937.a. Eesti Vabariigi Majandusministeeriumi juurde Geoloogia Komitee, mis jõudis tegutseda vaid kolm aastat. 1957.a. augustis asutati Eesti NSV Ministrite nõukogu juures asuv Geoloogia ja Maapõue Kaitse Valitsus. See allus samaaegselt ka NSV Liidu Geoloogiaministeeriumile. Peale seda on nimetus ja alluvusvahekord muutunud järgmiselt:

— 1964-1965.a. - Eesti NSV Riiklik Geoloogia Tootmiskomitee;

— 1965-1979.a. - Eesti NSV Ministrite Nõukogu Geoloogiavalitsus;

— 1979-1987.a. - Eesti NSV Geoloogiavalitsus;

— 1987-1990.a. - Eesti Geoloogiauuringute Tootmiskoondis (allus vaid NSVL Geoloogiaministeeriumile);

— 1990 a. - Eesti Geoloogiakeskus

Praegune riigiettevõte Eesti Geoloogiakeskus allub senini formaalselt NSV Liidu Geoloogiaministeeriumile, kuid on ühtlasi ka Eesti Vabariigi Tööstus- ja Energeetikaministri valitsemisalas.

Töötajate arv on muutunud küllaltki suurtes piirides: 1960.a - 450 inimest; 1970.a. - 670 ja 1990.a. - 547.

Geoloogiateenistuse põhitegevuseks on tema moodustamise algusest peale olnud praktilise suunitlusega tööd: Eesti maismaa ja madalmere geoloogiline kaardistamine; maavarade ning põhjavee otsing ja uuring; põhjavee režiimi ning kvaliteedi monitooring; geokeemilised ja geofüüsikalised ning maapõue kaitse-alased tööd.

Praegu on Eesti Geoloogiakeskuses 12 uurimisgruppi ehk töökonda, mis paiknevad mitmes linnas: Tallinnas, Keilas, Tartus ja Kohtla-Järvel. Korraga on tegemisel ligi 100 tööd ja aastas valmib umbes 30-35 aruannet. Neid töid finantseeritakse riigi poolt. Lisaks tehakse hulganisti lepingulisi töid nii teistele asutustele ja firmadele kui ka üksikisikutele: puuritakse kaevusid ja mitmesuguseid eriotstarbelisi puurauke; teostatakse geoökoloogilisi ning maavarade uurimistöid ja koostatakse spetsiaalseid kaarte.

Praeguseks on tööde seis järgmine:

- 1:200 000 mõõtkavas geoloogiline kaardistamine on lõpetatud;
- 1:50 000 mõõtkavas geoloogiline (kompleksne) kaardistamine jätkub tööstuspiirkondade lähikonnas ja mujal huvipakkuvatel aladel;
- põhjavee režiimi, kvaliteedi ja kaitse monitooringu alal on olemas mitme aastakümne kogemus ja need tööd jätkuvad;
- põhiliste maavarade (põlevkivi, fosforiit, turvas, karbonaatsed kivimid, liiv, kruusliiv jms.) kohta on olemas küllaltki hea üldine ülevaade; tööd jätkuvad vastavalt vajadusele;
- enamuse linnade ja asulate tarbeks on uuritud veehaarded; jätkuvad täiendavad tööd seoses linnade vajaduste suurenemisega;
- Põhja-Eesti kristalliinse aluskorra kaardistamise mõõtkavas 1:500 000 ja 1: 200 000 on lõpule jõudmas (v.a. Jõhvi-Narva piirkond); jätkuvad detailiseerivad tööd;
- on olemas aluskorra ja aluspõhja kivimite ning kvaternaarisetete üldised geokeemilised iseloomustused, jätkuvad tööd Põhja-Eesti ja Võrumaa mulla geokeemilise kaardistamise alal ning rajamisel on Eesti geokeemilise monitooringu süsteem;
- Eesti territoriaalvete piires on mõõtkavas 1: 200 000 kaardistatud Tallinnast idapool asuva Soome lahe lõunaosa ja jätkuvad tööd pealinnast läänepool.

Paljude aastate vältel on tööde teaduslik sisu olnud praktilise suunitluse kõrval teisejärguline. Samuti on valdav enamus tööde tulemustest jäänud kirjastamata ja hoitakse käsikirjaliste aruannetena Eesti Geoloogiafondis. Trükki on jõudnud ülevaated Eesti geoloogilisest uuritusest, üleliidulisse sarja kuuluvad köited Eesti geoloogilise ja hüdrogeoloogilise ehituse kohta, 1:200 000 mõõtkavas geoloogilised kaardid koos seletuskirjade jms. Meie ülesandeks on mõistlikult sobitada praktiline suund teaduslikuga ja vähendada kallihinnaliste puurimistööde mahtu.

Lähemas tulevikus vajavad lahendamist veel järgmised küsimused:

- Eesti Geoloogiakeskuse tegelik toomine Eesti Vabariigi alluvusse;
- geoloogilste tööde struktuuri vastavusse viimine Eesti Vabariigi tööstuse, põllumajanduse ja sotsiaal-struktuurilise ning keskkonnakaitse strateegia ja taktika vajadustega;
- spetsialistide teadusliku ettevalmistuse andmise intensiivistamine ja stimuleerimine; hea ettevalimistusega spetsialistide usaldamine Geoloogiakeskuse juhtimisel;
- puhtpraktilise suunitlusega tööde diapasooni täiendamine uurimusliku (teadusliku) suunaga;
- komputeriseeritud teabesüsteemi loomise jätkamine;
- kirjastamistegevuse laiendamine.

EESTI TEADUSTE AKADEEMIA GEOLOOGIA INSTITUUDI TEADUSSUUNAD

Väino Puura[2]

Eelkäijad, mille baasil GI 1947.a. loodi, olid:

- Loodusvarade Instituudi (1937-1940) osakonnad: geoloogia ja pedoloogia, ehitusmaterjalide ning meteoroloogia, klimatoloogia ja hüdroloogia;
- Eesti NSV Tööstuse Teadusliku Uurimise Keskinstituudi (1944- 1946) geoloogia osakond.

Teaduskaadreid kutsuti täis- või osaajaga tööle Tartu Ülikooli geoloogia osakonnast. Professor Artur Luhast sai instituudi esimene direktor, professor Karl Orvikust aga teadusdirektor.

Suurem osa Geoloogia Instituudi juhtivast teadlaskaadrist on Tartu Ülikooli geoloogia osakonna (kateedri) kasvandikud, kuid märkimisväärselt palju on ka TÜ geograafia eriala lõpetanuid. Terve rida füüsikuid, keemikuid, insenere, ka muude erialade inimesi on oma mõtteviisi, meetodeid ja riistvara kasutades oluliselt mõjutanud uurimistemaatikat.

Geoloogia Instituudi isikkoosseis kasvas 1947. a. 22 töötajalt (neist 11 teadurit) 1989.a. 195 (87) ja on praegu (1991.a. teisel poolel) umbes 175 tasemel.

Loomise otsusest saadik (1946.a.) on Geoloogia Instituut säilitanud oma põhiliselt geoloogilise sisu.

Uurimissuunad 1991:

regionaalgeoloogia — Eestimaa ja naaberalade ning Läänemere põhja kompleksne geoloogiline uuring:

- paleosoikumi setendite stratigraafia, litoloogia ja mineraloogia;
- paleobasseinide ökostratigraafia ja fatsiaalsed mudelid;
- kvaternaarigeoloogia ja geomorfoloogia;
- struktuurigeoloogia ja aluskorrageoloogia;
- isotoopgeoloogia;
- geofüüsikalised ja seismoloogilised uuringud;

maavarade geoloogia ja keskkonnakaitse:

- Eesti maavarade (põlevkivi, fosforiidi, karbonaatkivimite, kruusa-liiva jt.) leviku, tekke, koostise ja kasutamisvõimaluste uuringud,
- Eesti põhjavee looduslik ja tehiskujunemine,
- maavarade varude ratsionaalse kasutamise geoloogilised alused,
- geoökoloogia ja keskkonnakaitse geoloogilised alused;

paleontoloogia:

- Eesti ja naaberalade kivististe taksonoomiline uuring,
- orgaanilise maailma arenemise seaduspärasuste uuringud.

Teadustöö tulemuslikkust saab mõõta ennekõike teadlasringkondades saavutatud tunnustusega, seega ehk ka osalusega rahvusvahelistes programmides ja projektides. Neist tuntumad on IGCP projektid.

Geoloogia Instituudi teadustööde kava 1991, lihtsustatult:

Paleontoloogia ja stratigraafia:

- Hilisordoviitsiumi faunaassotsiatsioonide koosseis ja dünaamika Balti basseinis,
- Sündmus-stratigraafilised tasemed Balti siluris ja nende rakendatavus praktikas, IGCP No 216,
- Eesti paleosoikumi fossiilirühmade taksonoomiline revisjon, osalus "Treatise on Invertebrate Paleontology" koostamisel.

Litoloogia:

- Autigeense mineraalitekke põhiprotsessid alampaleosoikumi terrigeenseis kivimeis,
- Kaledooniline sedimentatsioonietapp Baltikumis.

Kvaternaarigeoloogia:

- Pleistotseeni stratigraafia ja geokronoloogia Balti kilbi lõunanõlval:
  - ✱hilisjääaja setete varvokronoloogilne skaala,
  - ✱EPR meetodi arendamine,
  - ✱pleistotseeni biostratigraafiline skeem.
- Eesti rannikualade areng, kaitse ja loodusressursside kasutamise perspektiivid:
  - ✱mereranna arengu prognoos, rannalähedase mere ja selle maavarade uuringud ning geoökoloogiliste muutuste hinnang,
  - ✱järvede areng Lääne-Eestis,
    - ✱Peipsi randade areng, kasutamine ja kaitse,
    - ✱Peipsi järve vanad rannamoodustised,
    - ✱Peipsi põhjaosa geoloogiline areng ning randade kasutamine.

Eesti maavarade geoloogia ning nende ressursside ratsionaalne kasutamine:

- kukersiidi uuringud
- fosforiidi uuringud
- karbonaatkivimite uuringud

Regionaalgeoloogia ja -geodünaamika:

- Balti kilbi lõunanõlva süvageoloogia ja geodünaamika, IGCP No 275,

- Seismoloogiateenistus ja Maakoore aeglaste võnkumiste uurimine,
- Eestimaa ja Läänemere põhja tektoonika.

Keskkonnakaitse:

- Eesti Ürglooduse Raamatu koostamine,
- Tehis- ja linnamaastike keskkonna geokeemilised uuringud Tallinna ja Maardu piirkonnas,
- veeressursside kasutamine ja kaitse põllumajandusmaastikel.

Isotoopgeoloogia:

- Paleodosimeetriliste meetodite rakendamine liustikusetete vanuse määramisel,
- Eesti vete isotoopkoostise kujunemine,
- Keskkonna- ja kliimamuutused jääaja lõpul ja järel isotoopgeokeemilistel andmetel, IGCP No 253.

Hüdrogeoloogia:

- Põhja-Eesti hüdrogeoloogiliste püsimudelite süsteem.

KAS ME VAJAME EHITUSGEOLOOGIAT?

Ago Vilo[3]

Arenenud riikides muutus ehitusplatside pinnaseolude uurimine erialaselt läbimõeldud ning vastavat kvalifikatsiooni nõudvaks kolmekümnendail aastail, kõige sagedamini geotehnikauuringute nime all (või nn. "site investigation", mis sisuliselt pole täpne termin). Eestis saavutas samalaadne lähenemisviis eluõiguse viiekümnendail, seda eelkõige Nõukogude Liidu normide survel, mis nõudsid projektimiseelseid "insenergeoloogilisi uuringuid". Tegelesid nendega nn. "insener-geoloogid", keda ametinime tehnilisele osale vaatamata koolitatakse tavaliselt hoopis ülikoolides, mitte tehnilistes kõrgkoolides, ja kellel ehitusalane alghariduski praktiliselt üldse puudub. Sisuliselt võiks läänemaade mõistes geotehnikainseneridele, kes valdavalt on erikallakuga ehitusinsenerid, NSVLis kõige enam vastata mäeinsenerid- ehitusgeoloogid. Erinevalt geotehnikainseneridest on nende ehitusalane ettevalmistus nõrgem, see-eest geoloogiline tugevam. Geotehnikainsenere Nõukogude Liidus seniajani ei koolitata, ehkki kaheksakümnendail lõpuks ometi selle töö vajalikkusest mõttevahetusi tekkis.

Eestis hakkas geotehnika arenema kuuekümnendate algul (kui NSVLis seda peaaegu kodanlikuks väärteaduseks peeti - nagu küberneetikatki), seda ehitusgeoloogia nime all. Mõiste vahetas suurema sisutäpsuse taotlusel välja tõlkelaenulise "insenergeoloogia". Alles hiljem selgus, et valik oli pooltahtmatult kujunenud hoopis sügavama sisuga: Eesti ehitusgeoloogid ei piirdunud ainult ehitusplatside pinnaseolude rakendusuuringutega (mida NSVLis teevad insenergeoloogid), vaid hakkasid lahendama ka selgelt teoreeti-

list tähtsust omavaid geotehnilisi ülesandeid. Mõiste "geotehnika" pool-paralleelne käibeletulek kuuekümnendate teisel poolel ainult teadvustas juba toimunu.

See areng kajastab aga ka mõiste "ehitusgeoloogia" ebamäärasust ja mitmetahulisust, mis praktikas sageli põhjustas vääritimõistmist, eriti suhteis kolleegidega teistest maadest. Maailmas "engineering geology" nime all tuntud tegevus, mis rahvusvaheliselt on ühendatud IAEG raames, on valdavalt hoopis teistsugune kui meie ehitusgeoloogide oma. Nende esimese põlvkonna moodustasid "isehakanud", geoloogid, vahel isegi geograafid, harvem teiste erialade esindajad, kes ehitusgeoloogiliste platsiuuringute alged omandasid praktilise töö käigus. 1971.a. tuli Tartu Ülikoolist I lend taoliseks tööks Eestis koolitatud ehitusgeolooge; praegu moodustavad TÜ-s sellele erialale spetsialiseerunud enamuse meie platsiuurijaist. Nende teoreetiline ettevalmistus on aga paratamatult märksa kitsam kui mujal maailmas ehitusgeoloogilise täis-kõrghariduse saanuil, mistõttu ka eriala arenguks jääb panus nõrgaks. Geotehnikuid Eestis seniajani kahjuks ei koolitata. Nii ongi Eesti ehitusgeoloogia (ja paratamatult ka meie isetekkeline geotehnika) oma neljanda kümnendi algul taas teelahkmel: kuhu edasi? Kas me ehitusgeoloogiat üldse vajamegi? Kuidas koolitada geotehnikuid? - ilma viimasteta pole aluste projektimine ja vundamendiehitus mõeldavad! Autor on siiski optimistlik: nii ehitusgeoloogide kui geotehnikute koolitus Eestis on nii vajalik kui võimalik. Seda tuleb aga teha väga kitsa, peaaegu individuaalõpetusega (kontingent on paratamatult väike), iseseisva töö suure osatähtsusega ning kindlasti ka küllalt ulatusliku stažeerimise või isegi osa õppetööga välismaal.

GEOLOOGIDE KOOLITAMISEST TARTU ÜLIKOOLIS

Aadu Loog[4]

Geolooge on koolitatud Tartu Ülikoolis pikka aega. Praeguse geoloogia kateedri loomisaastaks loetakse esimese mineraloogiaprofessori M. Engelhardti ametisse määramist 16. septembril 1820.a. Sellest ajast on toimunud geoloogiaalane õppetöö peaaegu katkematult, kuid kuni 1945. aastani lõpetasid Tartu Ülikooli vaid üksikud geoloogiakoolituse saanud spetsialistid.

Peale Teist Maailmasõda alustati geoloogide ettevalmistamist Nõukogude Liidu tüüpõppeplaani järgi. Igal aastal võeti vastu 5-25 üliõpilast. Tänaseni on lõpetanud 38 lendu, milles on 395 lõpetanut. Enamus neist on lõpetanud geoloogilise kaardistamise, maavarade otsingu ja uuringu erialal; seejuures on paljudel ka lisaeriala - hüdrogeoloogia ja ehitusgeoloogia. Geoloogia kateedris on praegu 7 õppejõudu. Tunnitasu alusel õpetavad geoloogilisi eriaineid veel Eesti Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudi, Ehitusministeeriumi Ehitusuuringute Instituudi ja Leedu Geoloogia Instituudi teadurid.

Kateedril on õppetööks vajalikud geoloogilised kogud ja õppe- ning teadusaparatuur, viimane nõuab aga olulist täiendamist kaasaegsete seadmetega. Kateedri juurde kuulub erialaraamatukogu peaaegu 25000 ühikuga ja ülikooli zooloogia muuseumi osakond: geoloogia muuseum. Mõlemad on omataoliste seas suurimad Baltikumis.

1990. a., peale ülikooli autonoomsuse tunnistamist ning põhikirja kinnitamist, mindi Tartu Ülikoolis üle kraadiharidusele ja seda kindlustavatele õppeplaanidele. Vastavalt nendele antakse 4 aasta jooksul geoloogiline baasharidus. Esimene aste lõpeb diplomitöö kaitsmisega ja Tartu Ülikooli diplomi saamisega geoloogia erialal. Seejärel on võimalik jätkata õpinguid teises astmes, s.o. 2-aastases magistrantuuris, kus toimub õppetöö mingi kitsama eriala omandamiseks. Edukad lõpetajad, kaitstes magistritöö saavad esimese teaduskraadi.

Järgnevalt on võimalik astuda 4-aastasesse doktorantuuri, mis peaks lõppema doktorikraadi kaitsmisega.

Selline geoloogide koolitus Tartu Ülikoolis peab kindlustama Eesti vajalike kõrge kvalifikatsiooniga geoloogidega.

Praegu õpib Tartu Ülikoolis geoloogiat 66 üliõpilast. 1991.a. võeti vastu 10.

GEOCHEMICAL ATLAS

Leevi Kalevi Kauranne[7]

Geochemical research for environmental and explorational purposes is actively going on all over the world. Geochemistry in this connection means the study of the distribution and relations of chemical elements in different natural materials. Any such material reflects the chemical composition of bedrock more or less distorted by the genetic, topographical, climatic and human factors affecting in the site.

We are living in a world of compounds of oxygen, silicon, aluminum, iron, alkalines and earth-alkalines, so called major elements. Life is a variety of the compounds of minor elements: carbon, chlorine, manganese, nitrogen, phosphorus, sulphur, titanium etc. with their special properties. The growth and flourishing of it are controlled by trace elements, e.g. boron, cobalt, copper, phosphorus and rare earths. All they are necessary, but some are toxic in greater concentrations.

The inner relations and mode of occurrence of elements in igneous rocks are formed by magmatic and crystallization differentiation. Chemical composition of the magma, its temperature and pressure control the mode of occurrence of the forming rocks. Differentiation continues by weathering, transport, solution and sedimentation in the processes forming sedimentary rocks. In regolith one finds almost the same elemental concentrations and ratios as in sedimentary rocks, despite the organic deposits which are characterized by carbon, oxygen, nitrogen, phosphorus, sulphur and their affinity to trace elements. Topographical and climatical factors control largely the mode of occurrence of elements in sediments.

When planning a geochemical study one has to decide what material and which part (mode) of elements best suits the purpose, gives the best answer to questions. In the mapping of bedrock by chemical analysis of the overburden the total concentrations, the silicate bound elements are usually determined. In search for sulphide ores the concentrations of compounds soluble to mineralic acids are easiest to analyze and interpret. The

fertility of soil as well as its contamination can best be studied by analyzing water soluble or exchangeable element concentrations.

The quality of natural materials and their usability in geochemical mapping depends on their genesis, the geological history of the region, the topography and climate of the area. Some materials like loess or laminated clay contain minerals and elements transported from wide areas of the surroundings, while laterite or gossan in contrary only from the closest vicinity and in altered chemical form. In some materials mechanically transported particles dominate the chemistry, some others are characterized by elements transported in water solution. The size and form of the elemental distribution patterns, their concentrations and contrast with the background thus depend on the assayed material. The areal differences can be detected with a rather sparse sampling, e.g. one sample point per 300 square km. The strikingly deviating concentrations must be checked by repeated, denser sampling to be sure that they are not due to errors in sampling, analysis or caused by contamination Simultaneously a more detailed picture of these anomalies is obtained, maybe also their cause will be detected.

The clastic anomalies are stabile, but anomalies in most organic materials are in dynamic equilibrium with the surroundings; their size and contrast varies according to the season. A strong anomaly does not always mean a rich orebody or strongly polluting factory in the vicinity. Often a weak anomaly is more important to the scientist. To find and delineate the weak anomalies one can add together the the concentrations of paragenetic elements of ore mineralizations searched for, or multiply them with each other and then divide with for that mineralization alien elements, or by using more sophisticated multielemental discrimination methods of statistical analysis. By these methods often the origin, the fingerprint of source pollution or that of the ore can be identified.

Such procedures are possible only if there exists reference material covering larger areas and longer periods, in other words so called geochemical map. Compilation of maps containing coordinate bound data of several variables is often called Atlas. Such are e.g. geochemical maps over Nordkalott and Midnorden zones of Fennoscandia prepared together with the Norway and Sweden. They depict results of analysis of about 30 elements in several natural materials.

The Geological Survey of Finland has published an atlas of ground water geochemistry of Finland, and that of till is in print. The geochemical mapping of overbank (flood) sediments in western Europe has begun and the planning of a similar Geochemical Map of the World is prepared by IGCP Project No. 259. That is something which can warmly be recommended to the Baltic republics as well.

It is the eleventh moment for us to prepare a reference data bank for environmental monitoring. We can still save large parts and hopefully improve some already polluted parts of the world for the life in the future. But we must start now.

THE PACT NETWORK, COUNCIL OF EUROPE AND ITS PROGRAMME OF CULTURAL HERITAGE AND ENVIRONMENT IN THE BALTIC REGION

Urve Miller[8]

The PACT* group started its activities in 1975 within the framework of the interdisciplinary scientific cooperation of the Council of Europe. About ten years later the PACT Network was founded in Louvain-la-Neuve 1986. Among 17 network fields the Palaeoecological Network has yielded a strong response having now more than 100 corresponding members with almost all the European countries represented. The coordinator-trio is Nordic, but the main part of the activities in form of the workshops, courses and symposia hitherto have been arranged at the European University Centre for Cultural Heritage, Ravello, Italy.

In the framework of an initiative focused on eastern Europe the idea of starting PACT activities in the Baltic region and founding of a new Baltic-Nordic centre in Estonia is now becoming a reality. The Stockholm University and the Council of Europe PACT Network have guaranteed financial support for a programme which covers three important fields:

1) training of postgraduates in the interdisciplinary methods in the field and laboratory;

2) promotion of joint research projects for archaeologists and scientists;

3) documentation by posters, reports and publications of the current projects and the integrated results.

Examples will be given on the programme and projects planned for 1991/1992 and following years. The start of the first course on interdisciplinary palaeoecological-stratigraphical methods in the field combined with the environmental history of the Baltic region will be in the end of September 1991 in Estonia.

EESTI GEOLOOGILISEST KAARDISTAMISEST

Kalju Kajak[1]

Kaardistamistööd on Eestis mitmeliigilised ning põhiliselt mõõdus 1:200000 ja 1:50000. Eesti territootiumi kompleksne geoloogiline kaardistamine mõõdus 1:200000 toimus aastatel 1958-76. Trükist on ilmunud aluspõhja geoloogiline kaart (koos maavaradega), kvaternaarsete setete ja nendega seotud maavarade kaart ning hüdrogeoloogiline kaart. Aruannete juurde kuulusid ka geomorfoloogiline ja ehitusgeoloogiline kaart. Koostatud kaartide alusel on saadud ettekujutus Eesti geoloogilisest ehitusest, maavaradest ja põh-

* PACT - Physical, Chemical, Mathematical and Biological Techniques Applied to Archaeology.

javetest. Selgus rida seaduspärasusi: kambriumi-vendi setete ida-läänesuunalised ja siluri-ordiviitsiumi põhja- lõunasuunalised fatsiaalsed muutused, devoni litoloogia, kvaternaari eriilmelised moreenihorisondid, mineraalvete levik jne.

Kompleksse kaardistamisega mõõdus 1:50000 on kaetud ligi 13% vabariigi pindalast: Rakvere fosforiidirajoon (kaardistatud osaliselt 1960-63 ja 1980-84), Eesti põlevkivileiukoht (eri osadena 1958-67 ja 1985-88) ja Tallinna ümbrus (1964-66). Osa nendest aladest vajab täiendavat kaardistamist, kuna otsingute-uuringute tulemusel on kuhjunud rohkesti uut faktilist materjali, vaja on detailsemaid kaardistamisühikuid. Kui keskmisemõõdulisel kaardistamisel oli põhiühikuks lade, siis uute stratigraafiliste skeemide alusel koostatud Eesti suuremõõdulise kaardistamise legendis (1989.a.) on ette nähtud kaardistada detailseid litostratigraafilisi ühikuid (kihistu, alamkihistu, kihistik, kihid). Järelkaardistatud (1:50000) on Eesti põlevkivileiukoha loodeosa (1989), töös on Tallinna ümbrus (aruanne 1993). Uutest aladest on kaardistamisel Rakvere fosforiidirajoon lõunaserv (1992) ja Hiiumaa (1994).

Alates 1973.a. teostatakse Eestis, peamiselt Pandivere kõrgustikul, nn. melioratiivset kaardistamist (1:50000), kus uurimuste sügavus oli kuni 50-100 m. Käesolevast aastast Saarema meliokaardistamisel sügavus suureneb, lisanduvad otsingulised tööd, geokeemilised marsruudid ning selle tulemusena Saaremaa kaardistamine omandab riikliku kompleksse kaardistamise ilme. Geokeemiline kaardistamine kuulub tööde kompleksi ka teistel objektidel. Kogutav andmestik on oluline ala geoökoloogiliseks hinnanguks. Koostatavate kaartide komplekti (aluspõhja ja pinnakatte geoloogilised kaardid koos maavaradega, hüdrogeoloogiline, ehitusgeoloogiline, tektooniline, geomorfoloogiline kaart) kuulub ka geoökoloogiline kaart (1:50000).

1967.a. alustatud aluskorra süvakaardistamise alusel Põhja-Eesti uuritus vastab mõõdule 1:500000 (9616 km^2), osaliselt (1180 km^2) ka 1:200000-le. Tänavu on lõpetamisel Hiiumaa süvakaardistamine, kus üheks huviobjektiks oli meteoriidikraater. Järgneb Kirde-Eesti süvakaardistamine (koos järelkaardistamisega 1:50000), kust on teada Jõhvi magnetiit-kvartsiitne maagistumine ja Uljaste kerkeala polümetalse mineralisatsiooniga.

Viimasel aastakümnel Eesti šelfialal teostatud geoloogilis-geofüüsikaliste uurimuste tulemusel (seismo- akustiline profileerimine, külgvaate lokatsioon, geolokatsioon, kajalood, proovide kogunemine põhjaammuti ning raskus- ja vibrotoruga, puurimine saartel, aeromagnetomeetria) vastab Soome lahe osas geoloogiline uuritus mõõdule 1:200000, läänepoolsetel aladel 1:500000-le. On õnnestunud kindlaks teha merepõhjasetete litoloogiliste tüüpide levik, aluskorra iseloom.

Seega iseloomustab kaardistamistöid Eestis nende komplekssus. Kokkuvõttes on see ökonoomne ja kergendab kaardistamis-tööde organiseerimist. Edaspidi suuremõõduline kaardistamine suundub ka Lõuna-Eestisse (Otepää kõrgustik, Mõniste kerkeala). Arvestades aluskorra head uuritust Põhja-Eestis on väheste täiendavate töödega võimalik alustada aluskorra kaartide (1:200000) kirjastamisega ja seda eeskätt Soome lahe äärsetel aladel koos akvatooriumiga terve nomenklatuurse kaardilehe piires. Suuremõõduliste kaartide trükiks ettevalmistamist takistavad nende salastatus ja venekeelsus. Tuleb leida võimalusi, et geoloogilised kaardid oleksid eestikeelse toposituatsiooniga, legendid nende juurde eesti-, inglise- ja venekeelsed, seletuskirjad eestikeelsed, inglise- ja venekeelse

kokkuvõttega. Kirjastamine peaks toimuma kaardilehtede seeriate kaupa: Rakvere fosforiidirajoon, Eesti põlevkivileiukoht, suurte linnade ümbrus, Hiiumaa jne.

EESTI ÜRGLOODUSE RAAMAT

Ülo Heinsalu[2]

Koostamisel on maakonniti Eesti Ürglooduse Raamat, mis peab saama looduskaitset vajavate eluta loodusmälestiste andmepangaks. Sellesse võetud loodusmälestisteks on eriti tähtsad või ilmekad geoloogilised objektid: Põhja-Eesti paekallas, paljud aluspõhjalised paljandid, karstialad, koopad ja allikad, mitmesugused mandrijää servamoodustised, orud, joad, arvukad järvenõod ja järved, rannavallid ning astangud, luited, rändrahnud, kivikülvid jm.

Ürglooduse Raamatust saab iga objekti kohta järgmised andmed: nimetus, asukoht, iseloomustus, tähtsus, looduskaitseline seisund, olemasolevad ja ettepandavad looduskaitse kaitseabinõud ja uuritus. Loodusmälestiste hindamisel ja Ürglooduse Raamatusse võtmisel arvestatakse mitte ainult selle teaduslikku, maastikulist ja ökoloogilist, vaid ka kultuuriloolist (näit. muistendid), õppeotstarbelist, turismialast, rekreatiivset jm. tähtsust.

Eesti Ürglooduse Raamatusse võetavate loodusmälestiste rühmi ja hulka iseloomustab allpool toodud tabel. 1990.a. valmisid esimesed, Ida- ja Lääne-Viru maakonna ürglooduse mälestisi käsitlevad köited. Uurimistööde käigus selgus, et kaitset vajavate loodusmälestiste arv on palju suurem, kui näitas esialgne loetelu. Ürglooduse Raamatu koostamine kavatsetakse lõpetada 1995. aastal.

Eesti eluta looduse mälestised	Arv esialgse loetelu järgi (1. 01. 1989)		Kirjeldatud 1990.a. Virumaal
	Kokku	Virumaal	
1. Kosmogeensed mälestised	5	1	2
2. Aluspõhjalised mälestised			
2.1 Põhja-Eesti paekalda lõigud	5		
2.2 Lääne-Eesti pangad	39		
2.3 Stratotüüpsed paljandid	55	23	21
2.4 Muud paljandid	119	16	10
2.5 Karstialad	69	12	16
2.6 Koopad	64	2	2
2.7 Loopealsed	13		

3. Pinnakattelised mälestised			
3.A. Mandrijäätumise mälestised			
3.A.1. Kuppelmaastikulised pinnavormid	33		
3.A.2. Otsamoreenid	9	4	4
3.A.3. Voored	27	3	3
3.A.4. Oosid	18	8	13
3.A.5. Mõhnad	34	2	6
3.A.6. Söllid	6		
3.A.7. Rändrahnud ja kivikülvid	428	42	136
3.B. Merelised ja järvelised kulutus- ja kuhjevormid	41		
3.C. Luited	16	6	4
3.D. Erosioonilised mälestised			
3.D.1. Orgude lõigud	27	3	4
3.D.2. Joad	23		9
3.E. Järvenõod ja järved	52	11	73
3.F. Haruldaste pinnakatteliste setendite ja maavarade alad	42	3	
4. Allikad	185	37	36
OBJEKTE KOKKU	1310	173	339

METEORIIDID JA EESTI

Enn Pirrus[2] ja Reet Tiirmaa[2]

Alates 1821.a. on Eestis registreeritud 7 tõenäolist meteoriidilangemist, nelja langemise kehad on jõudnud ka kollektsioonidesse (tabel). Võrreldes teiste aladega, ka tihedasti asustatud Euroopat silmas pidades, on see näitaja küllalt kõrge ning viitab tõenäoliselt väga väheste langemiste registreerimatajäämistele Eestis viimastel sajanditel.

Sellele eeldusele tuginedes võime väita, et meie vabariigi suurusele territooriumile langeb keskmiselt üks meteoriit iga 24 aasta tagant, ehk 1 meteoriit aastas 1 miljoni km^2 kohta. Need tugiarvud meie põhjalaiuse kohta on empiirilistena kasutatavad ka meteoriitide üldises langemisstatistikas.

Eestis säilitatav meteoriitide kollektsioon - 1991.a. seisuga 213 nimetust - on üks suuremaid maailmas (kolmas endise NSVL piires) ja selliseks kujunenud eeskätt tänu Tartu Ülikooli mineraloogiaprofessori G.Grewingk'i tegevusele 1860-1880 aastail. Hiljem on see kogu täienenud teadusliku vahetuse ja ekspeditsioonidelt kaasa toodud materjali arvel. Praegu Eestis kollektsiooni teaduslikult ei uurita, küll aga antakse vajalikku teavet ja võrdlusmaterjali teistele uurimiskeskustele.

Eesti territooriumil paiknevad 6 meteoriidikraatrit või nende rühma, ühtekokku 17 lohkvormiga. Nelja neist võib lugeda tõestatuks (Kärdla, Kaali, Ilumetsa, Tsõõrikmäe), kahte tõenäoliseks (Lasnamäe, Simuna). Meteoriitset ainet on leitud ainult Kaali väikekraatritest, kuid kraatrite geoloogiline ehitus muudel juhtudel annab piisavalt tõestusmaterjali nende kujunemisest just kosmilise keha löögi- või plahvatusprotsessil. Eesti meteoriidikraatrite ehitus on käsitlemist leidnud paljudes publikatsioonides. Hästisäilinud kraatriteväli Kaalis on kujunenud etaloniks vastava suurusega meteoriidi langemisel tasapindsesse kahekihilisse märklauda, ka on Kaalis saadud väärtuslik uurimiskogemus kivimite purustatuse jälgimisel geofüüsikaliste meetoditega. Sama unikaalne on ka Kärdla suurkraater läbimõõduga 4 km, mis kahtlemata kujuneb madalasse šelfimerre langenud hiidmeteoriidi poolt tekitatud tüüpvormiks. Oma suuruse ja paljude probleemidega vajab kraater aga veel igakülgset ja sihikindlat uurimist.

Eestis paiknevate hästisäilinud väikekraatrite rohkus ja nende uurimisel saadud esialgsed kogemused lubavadki seada meie meteoriitika alaseks peaülesandeks just väikekraatrite uurimise - nende tasandusprotsesside, kihideformatsioonide ja ümberpaigutatud masside jälgmise, mis on sisuliselt just geoloogiline uurimistöö ning annab olulise üldtunnetusliku väljundi meteoriidikraatrite kui pinnavormide diagnostikasse.

Eestis langenud meteoriidid (ajalooline periood)

Nimetus	Aeg	Tüüp	Mass	Kollektsioon eeritud	Üksik (ü) Sadu (s)	Langemise kirjeldus
Kaiavere	18. juuli 1821*	Kivimeteoriit	Mehe pea suurune		Ü	Marahwa Näddala Leht, Nr. 33 1821; Eesti Loodus, Nr. 8, 1971; J. Kross "Taevakivi".
Kaande =Oesel =Kaanda	11. mai 1855	Kivimeteoriit oliviinhüperste en kondriit	28,5 kg	439g 638g 7,4g 6,3g	S	Goebel, 1856; Tiirmaa, 1984
Iigaste	17. mai 1855	Tektiit moldaviit	Kaks peotäit tükke	0,21g 0,35g	Ü	Grewingk, Schmidt, 1864; O'Keefe, 1964

Pilistvere	8. august 1863	Kivimeteoriit anstatiit	Langes 8, leiti 4 (15kg)	3943g 10518g 158g 1485g	S	Grewingk, Schmidt, 1864; Aaloe, 1964
Tännassilma	28. juuni 1872	Kivimeteoriit oliviinpürokse en kondriit	28,5 kg	2747g	Ü	Grewingk, 1874; Schilling, 1872
Mõrtsuka	talv 1898(?)	?	?	-	Ü	Käsikirjaline, väga tõenäoline teade 1986.a.
Simuna	1. juuni 1937	?	?	-	S	Kipper, 1937; Pirrus, Tiirmaa, 1991

KESKORDOVIITSIUMIAEGSEST KÄRDLA METEORIIDIKRAATRIST HIIUMAAL

Väino Puura[2], Kalle Suuroja[1]

1967.a. sattusid kaevupuurijad aluskorra kerkealale Palukülas. Geoloogilise kaardistamise käigus leiti uued kerkealad Tubalas ja Lõpes ning depressioon nende vahel. Magnetomeetrilise ja gravimeetrilise kaardistamise tulemusel selgus, et kõik need vormid on ühe je sama kraatrikujulise struktuuri elemendid. Tänaseks on kraatri piirkonnas puuritud ligi 150 puurauku ja palju täiendavaid üksikasju selgunud.

Kärdla kraater on 4 km läbimõõduga, ligi 500 m sügav ringvalliga ümbritsetud struktuur. Kraatri põhjast kerkib kuni 100 m kõrgune keskkõrgendik. Kraatri ringvall on laineline ja kuni 1 km lai. Tänapäevases maastikupildis avaldub kraatrisüvik Soovälja madala tasandikuna ja kraatrivall 10-20 m kõrguste vallikujuliste küngastena Ümarmäe-Linnumäe- Antonimäe-Paluküla-Lõpe-Ala-Tubala kaarel. Pinnakatte all oleks kraater veelgi selgemalt nähtav, sest selle paksus on süvikus kuni 24 m, aga vallidel see tihti puudub.

Kraatrisüvik on täidetud (alt üles) plahvatustekkeliste impaktiit- (50-80 m) ja pangasbretšadega (100-170 m) ning ülaosas plahvatusjärgsete purd- (20-30 m) ja karbonaatsete (90- 100 m) setetega. Plahvatusel väljapaisatud ja hiljem osaliselt ümbersettinud materjali võib leida kraatrivälisel alal 0-15 m paksuse lasundina. Kraatrivälise terrigeense, kuni 25 km kaugusele ulatuva läätse ja kraatrit täitva karbonaatkivimite lasundi lamami piiri paleontoloogilised dateeringud langevad ühte - keskordoviitsiumi Idavere ea algusesse, mille alusel saab kraatri absoluutset vanust hinnata 455 milj. aastale.

Meteoriidi langemise momendil kujutas antud paikkond madalveelist (ligikaudu 20 m) ääremerd, mille põhjas oli aluskorral u. 120 m paksune kambriumi savide ja liivade kiht ning u. 20 m paksune alam- ja keskordoviitsiumi (Idavere lademe basaalkihtideni) lubjakivide kiht. Meteoriidi löögi ja plahvatuse järel moodustus kraatrisüvik ning selle

ümber kristall- ja settekivimitest koosnev, kerke- ja kuhjevall. Moodustumisest kuni Rakvere ea alguseni jäi vall ja algul ka kerkinud vallitagune ala kõrguma rõngassaarena, mida meri kulutas. Alles Rakvere ea algul vajus ka valli kõrgeim osa mere alla ja hakkas setete alla mattuma. Rakvere ea ja nooremate katvate kihtide paksus kraatri süvikus on kuni 120 m ja kraatri vallil kohati (Palukülas) vaid 12 m. Nabala-Rakvere piir, mis vallil on +20 m tasemel, on süvikus vajunud -100 m sügavusele ja seda ilmselt suurelt osalt lamavate purdsetete kompaktsiooni tulemusel. Väljaspool kraatrit on kosmosefotodel märgatav u. 12 km raadiusega ringjoont, mis võib osutada ringmurrangule. Sellega on nähtavasti piiratud ka kraatrist välja paisatud ja ümber setitatud terrigeense materjali levikuala ja plahvatusjärgne kulutusala.

Meteoriitset materjali seni leitud ei ole. Küll esineb aga ainult meteoriidikraatritele omase löögimetamorfismi ilminguid kraatripõhja impaktiitbretšades: planaarsed elemendid kvartsis, mineraalide osaline ülessulamine jne. Tähelepandav on kraatripõhja kristalsete kivimite tiheduse vähenemine u. 0,2 g/cm^3 võrra ja igasuguste algsete gaasiliste ja vedelate suletiste kadumine. Neid muutusi on tunda praktiliselt uuritud (800 m) sügavuseni.

Kärdla struktuur on paleosoikumis moodustunud astrobleemide keskel üks paremini säilinuid.

ALUSPÕHJA GEOLOOGIA

BEDROCK GEOLOGY

KÄRDLA MAETUD KRAATRISÜVIKU SETETEST

Kalle Suuroja[1]

1989. aasta novembrist kuni 1990. aasta aprillini puuris Geoloogiakeskuse kaardistamise töökond Hiiumaal Kärdla linna idapiiril sealse maetud meteoriidikraatri keskosas Eesti sügavaima (815,2 m) puuraugu Nr. K-1. Eesmärgiks oli kraatrit katvate ja täitvate settelasundite uurimise kõrval just nende lamami - löögimetamorfismist mõjustatud aluskorrakivimite uurimine. Läbitud kivimid võib tekke eripära arvestades jagada 6 kompleksi (alt üles):

1) 815,2 - 522,8 (paksus 292,4 m) - suuremal või vähemal määral lööklainest mõjustatud (kataklasslõhelisus) kristalse aluskorra ultrametamorfogeensed granitoidid. Kui normaalselt taoliste graniitide keskmine tihedus on u. 2,65 g/cm^3, siis antud kohas lööklainest mõjustatult on see 2,45 g/cm^3. Purustatuse aste väheneb ülalt alla.

2) 522,8 - 471,0 (51,8 m) - löögimetamorfismist kõige enam mõjustatud kivimid - impaktiitbretšad. Keskmine tihedus 2,25 g/cm^3. Kujutavad endast lööklaine poolt pulbristatud aluskorrakivimeid (suures enamuses), milles ka (5-50%) suuremaid tükke (d=1-20 cm). Impaktiitbretšas on leitud kõige kõrgema löögimetamorfismi tunnuseid: planaarsed elemendid, mineraalide osaline sulamine jne.).

3) 471,0 - 300,0 (171,0 m) - kambriumi liivakivide ja savide ning vähemal määral aluskorra tard- ja moondekivimite ning ordoviitsiumi lubjakivide pangastest koosnev pangasbretšade lasund. Allosas (471-378 m) valdavad (90%) kambriumi liivakivide - aleuroliitide pangased; keskosas (380-356 m) on 24 meetrine impaktiitbretšade kiht. Sügavuses 356-329,6 (26,4 m) on valdavad kambriumi savide tugevasti muljutud pangased. Lasundi ülaosas 329,6-300 (29,6 m) esineb pangasbretšas peaaegu võrdselt kõiki loetletud kivimeid. Pangasbretšad on tõenäoliselt kuhjunud plahvatusele järgnenud hõrendusest esile kutsutud materjali tagasivoolul primaarsesse kraatrisüvikusse.

4) 300,0-277,0 (23 m) - kraatrisüvikut täitva kompleksi terrigeenne (konglomeraadist kuni aleuroliidini) lasund - Paluküla kihistu alumine osa. Need setted kuhjusid lühiaegsele kulutusperioodile Idavere ea alguses (sellal kui kraater ja selle lähim ümbrus u. 12 km raadiuses oli tõstetud üle merepinna) järgnenud settetsükli esimese faasina.

5) 277,0 - 133,5 (143,5 m) - täitva kompleksi karbonaatkivimite (merglid, lubjakivid) lasund - Paluküla kihistu ülemine osa. Süviku täitudes ja vallide kuludes terrigeense materjali sissekanne süvikusse vähenes ning valdavaks sai karbonaatmudade settimine. Kui Idavere lademe Tatruse kihistu normaalpaksus on u. 4 m, siis kraatris vastab sellele 96,4 m. Lasundi karbonaatkivimid sisaldavad biomorfse ja detriitse materjali kõrval ka omalaadset purdmaterjali.

6) 133,5 - 0 m - kattev kompleks - sellest 109,9 m kesk- ja ülemordoviitsiumi lubjakivid ja merglid ning 23,6 m kvaternaarisetted (moreen, viirsavi, liiv).

Kraatrisüvikus on stratigraafilised ühikud tavaliselt maksimaalpaksuses.

EESTI KRISTALSE ALUSKORRA KIVIMITE GEOKEEMILISEST SPETSIALISATSIOONIST

Jaan Kivisilla[1]

Eesti kristalse aluskorra kivimite geokeemilise spetsialisatsiooni põhijooned on kindlaks tehtud puursüdamikest süstemaatiliselt võetud enam kui 20000 proovi analüüsi alusel. Spetsialisatsioon ilmneb kivimite keemiliste koostiste võrdlemisel analoogsete kivimite globaalsete keskmiste koostistega, aga ka maakoore keskmise koostisega. Positiivse spetsialisatsiooniga teatud elemendi osas kaasneb selle elemendi jaotuse ebaühtlus, sage positiivsete geokeemiliste anomaaliate esinemine ning nende anomaaliate kontrastsuse ja produktiivsuse kõrge tase.

Eesti kristalse aluskorra kivimite kaalutud keskmine koostis on üldiselt lähedane maakoore keskmisele koostisele. Seejuures ilmnevad siiski mõned enamikule Eesti aluskorra kivimeist omased geokeemilised iseärasused: haruldaste muldmetallide (TR) ning sulfofiilsete elementidega (S, Pb, Zn, Mo) rikastumine, K suhteline ülekaal Na üle ning Na, Al, Be ja siderofiilsete elementide (Ti, Ni, Co) defitsiit.

Sõltuvalt makro- ja mikrokomponentide jaotuse iseärasustest on põhjust Eesti kristalse aluskorra kivimite osas eristada järgmisi suuremaid kivimikomplekse:

1. Edela-Eesti litofiilne piirkond, mis vaadeldavas mõttes hõlmab ka Lääne- ja Lõuna-Eesti ning on iseloomustatud metamorfsete kivimite positiivse spetsialisatsiooniga Fe, Ca, P, Ba ja Sr suhtes.

2. Kirde-Eesti kalkofiilne piirkond, millele on iseloomulik Si, K ning kalkofiilide (S, Zn, Pb, Mo) kõrgendatud sisaldused ning Ca, P, Ba ja Sr defitsiit metamorfseis kivimeis.

3. Jõhvi-Uljaste sidero-kalkofiilne vöönd, mis geokeemiliselt kuulub Kirde-Eesti kalkofiilse piirkonna juurde, kuid on viimasega võrreldes rikastunud siderofiilide (Fe, Mg, Mn, V, Cr) ja kalkofiilidega (S, Zn, Cu, Mo, Ag, Pb, Ge ja Sn). Vööndi kivimitele on iseloomulik Al, Na, K, Ba defitsiit. Vööndisse kuuluvat Jõhvi alamvööndit iseloomustavad kõrged Fe, Mn, Cr ning Uljaste alamvööndit - Cu kõrged sisaldused. Vööndis on

geokeemiliste tunnuste alusel võimalik välja eraldada kvartsiitide kaks eri geneetilist tüüpi: terrigeen-settelised - suhteliselt kõrgete K, Na, Al, Cr, Ti, Ga, Al, Zr, Ba sisaldustega, ning ekshalatsioonilis-settelised - kõrgendatud Si, Mg, S, Mn, Cu, Zn sisaldustega. Viimati mainitud kvartsiidi tüüp on geokeemiliselt ja mineraloogiliselt väga sarnane Outokumpu maagivälja kvartskivimitega.

Jõhvi alamvööndis ning Sakusaare puuraugus (Kirde-Eesti kalkofiilne piirkond) esinevad magnetiitkvartsiidid (Kesk-Rootsi rauamaakide oletatavad analoogid) on rikkad Fe, Mn, Zn, Mo, S, Sn, Co, Cu ning vaesed Al, Si, Na, K poolest. Vastavalt Atlandi ookeani tänapäevase settemehhanismi mudelile ja arvestades Jõhvi alamvööndi kivimite mikroelementide sisaldusi võib järeldada, et magnetiitkvartsiitide moodustumisel oli kõrvuti tufogeense materjaliga oluline osa veealusel hüdrotermaalsel tegevusel.

4. Postorogeensed kaaliumgraniidid (Taebla, Märjamaa, Naissaare, Neeme ja Ereda massiivid) ja rabakivid (Riia plutoon Ruhnus ja Saaremaal) moodustavad Eestis kõigist teistest kivimitest geokeemiliselt selgesti eristuva kivimigrupi. Kõrvuti Mg, Ca, Al, Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu defitsiidiga esineb neis kivimeis tugev rikastumine haruldaste muldmetallide, Mo, Pb, Sn, Zr, F-ga.

Postorogeensete granitoidide keemilises koostises peegelduvad maakoore suurte plokkide ja vahevöö ülemise osa keemilise koostise iseärasused ja arengutendentsid. Sellega seoses võib Eesti kristalse aluskorra tektoonilis-magmalist aktivisatsiooni hinnata kui perspektiivset maagistumisprotsesside generaatorit kalkofiilsete (Mo, Pb, Zn) ja litofiilsete (TR, P, Zr, Nb, Sn) elementide osas.

EVIDENCE FOR THE PRESENCE OF SVECOFENNIAN STRATIFORM OXIDE AND SULFIDE ORES IN NORTHEASTERN ESTONIA

Krister Sundblad[8], Jaan Kivisilla[1]

A number of sulfide and some oxide ore manifestations are known in the Precambrian basement of northeastern Estonia, of which the most important are located to the Alutaguse zone (the Uljaste, Assamalla, Haljala, Jaama sulfide ore manifestations), Tallinn zone (the Sakusaare oxide manifestation) and Jõhvi zone (the Jõhvi iron ore deposit). The ages of these ores and host rocks have been subject to discussion for many years. However, based on the metamorphic grade, the Alutaguse and Tallinn zones have traditionally been considered as Svecofennian (i.e. 1.86- 1.89 Ga) whereas the Jõhvi zone often is referred to as Archean (see e.g. Viiding 1983).

In this paper the results of a lead isotopic investigation of Estonian Precambrian ores are presented and will be compared with published information of ore deposits in Sweden and Finland (see e.g. Vaasjoki, 1981, and Sundblad, 1991). Hitherto received results include three samples collected from relatively lead rich (400-600 ppm Pb) portions of drill core no. 1 in the Jõhvi ore deposit. These samples indicate clearly Early Precamb-

rian model ages for the formation of the ore. A linear trend can, however, be seen in the lead data, which indicates that a post- ore evolution(due to later U-decay) must have taken place and added radiogenic lead to the initial lead isotopic composition of the ore lead. The relatively small spread along the line indicates a relatively homogenous U-Th-Pb system and/or relatively low U/Pb and Th/Pb ratios, which suggest that the true initial lead composition can not have been dramatically less radiogenic than the lead radiogenic data ($^{206}Pb/^{204}Pb$ =15.782, $^{207}Pb/^{204}Pb$ =15.364 , $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 35.386) documented in the Jõhvi ore. This composition is only slightly more radiogenic compared to lead in Svecofennian stratiform sulfide and oxide ores of Bergslagen (Sweden) and southwestern Finland and the values in the Jõhvi ore and these Svecofennian ores are identical.

It is therefore highly unlikely that a post-ore evolution of the Jõhvi lead would have resulted in such a homogenous data set if the Jõhvi ore had an Archean age. It is much more likely that the initial lead isotopic composition of the Jõhvi ore was comparable with that of adjacent Svecofennian ores and it is therefore concluded that the Jõhvi ore (as well as the stratiform iron ores of the Tallinn zone) form a metallogenetic belt, which in all respects (including age and geological setting) should be comparable with the Svecofennian stratiform iron and base metal ores of Bergslagen (Sweden) and Southern Finland. A Lower Proterozoic age (1.86-1.89 Ga) for both the Alutaguse and the Jõhvi zones is thus envisaged.

MAAGISTUMISNÄHETEST BALTI KILBI LÕUNANÕLVA FANEROSOIKUMI KIVIMITES

Valter Petersell[1]

Balti kilbi lõunanõlval piki Soome lahe lõunakallast levivad suhteliselt kitsa vöötmena P, F, Sr, U, haruldaste muldmetallide (TR) jt. elementidega ebaühtlaselt rikastunud Pakerordi lademe oobolusliivakivid ning Mo, U, V, S, laiguti Zn, Pb, Ag jt. elementidega rikastunud orgaanilist ainet sisaldavad sama lademe argilliidid.

Vendi ja paleosoikumi settekivimites avastatakse järjest uusi polümetalse mineralisatsiooni levikualasid. Mõningates puuraukudes on nende elementide sisaldus kohati lähedane tööstuslikule. Kontrastsed polümetalse maagistumise anomaalsed alad fanerosoikumi settekivimites on teada Haljala-Uljaste piirkonnas, Kärdla plahvatuskraatri nõlvadel, Laeva ümbruses, reas kohtades siluri-devoni kontaktivööndis ja mujal.

Viimastel aastatel on Balti kilbi lõunanõlva kaguosa setetes täheldatud U, Mo, Pb jt. elementide maagistumist. Kuigi mainitud maagistumine ei paku tõenäoliselt tööstuslikku huvi, on ta oluline keskkonna, eelkõige mulla ja põhjavee reostuse allikana.

Oobolusliivakivides esinevate P, F, Sr, TR ja U ning diktüoneemaargilliitides Mo, V, U, S jt. elementide kõrgete sisalduste lähteallikate kohta puuduvad ühemõttelised arusaamad. Vaadeldavate elementide assotsiatsioonide, leviku- ja jaotusseaduspärasuste, S, C ja Pb isotoopse koostise ning diktüoneemaargilliitide keemilise ja mineraloogilise koostise uuringud lubavad püstitada hüpoteesi nende seosest süvageoloogiaga. Kaledo-

niidide kurrutuse ja magmalise tegevuse tulemusel läänes toimus platvormi lõunanõlva laiuti kulgevate tektooniliste süvarikete elavnemine, nende kaudu P, F, Sr jt. elementide poolest rikaste veealuste hüdrotermide vool normaalsoolsusega paleobasseini. Moodustusid geoloogilises mõttes lühiajalised spetsiifilised paleoökoloogilised tingimused, mis põhjustasid kitsapiiriliste fauna- ja floorakoosluste massilise arengu ning vaadeldavate elementide kontsentratsiooni vastmoodustunud setetes.

Polümetalse maagistumise genees on mitmepalgeline. On tõenäoline, et hajutatud galeniidi ja sfaleriidi mineralisatsioon erinevates karbonaatsete kivimite lademetes on settelise iseloomuga ning seotud looduslike geokeemiliste barjääridega. Intensiivne mineralisatsioon, mida võib nimetada juba maagistumiseks, on suure tõenäosusega hüdrotermaalse (teletermaalse) olemusega. Viimase kasuks räägib maagistumisega kaasnev makro- ja mikroelementide kooslus, maagistumise "lõikuv" iseloom, maagistumisnähete paiknemine süvarikete piirkonnas ning maagistumises osalevate S, C ja Pb isotoopne koostis.

U-Mo-Pb ja teiste elementide maagistumise geneetilised aspektid kilbi lõunanõlva kagupiirkonnas on veel lõplikult välja selgitamata. Uuringuid teostanud geoloogid (E. Sammet jt.) peavad maagistumist hüdrotermaalsesse tüüpi kuuluvaks.

EESTI TERRITOORIUMI SEISMILISUSEST

Heldur Sildvee[2]

Seoses energeetikaobjektide projekteerimise ning ehitamisega on tekkinud möödapääsmatu vajadus hinnata planeeritavate ehituspiirkondade seismotektoonilist aktiivsust avariiohtlikkuse seisukohalt. Võimalikku seismilist ohtu Eestile ning naaberaladele kuulutas 1976.a. Osmussaare maavärisemine, mille intensiivsuseks epitsentris hinnati 7 palli (MSK-64 järgi), magnituud 4.7. Eesti territooriumi seismotektooniliste tingimuste hindamiseks on Eesti TA Geoloogia Instituudis kogutud seni teadaolevad ajaloolised andmed ning makroseismiline materjal viimaste maavärisemiste kohta. Instrumentaalsete vaatlustega alustati alles 1987.a. lõpus Tallinnas ja Tartus.

Alates 1602.a. on Eestis ajaloolistel, instrumentaalsetel ja makroseismilistel andmetel katalogiseeritud üle 20 maavärisemise (Nikonov, Sildvee, 1988; Avotina jt., 1988). Põhiline osa maavärisemiste epitsentreid on koondunud Loode-Eesti ja Tallinna piirkonda. Viimased seismilised sündmused aga olid aastail 1987 ja 1988 Kesk-Eestis.

Eesti territooriumi keskmist maavärisemist võime iseloomustada järgmiste parameetritega: intensiivsus 4.0-4.5 palli, magnituud 3.5, kolde sügavus 7-8 km "graniidikihi" keskel. Oma olemuselt on need kõik tektoonilise iseloomuga, s.t. pingete lahendus toimub süvarikete vööndites või üksikute maakoore plokkide vahel. Geoloogilis-geofüüsikaliste ning geodeetiliste andmete põhjal on suhteliselt aktiivsed Pihkva- Paldiski ja Saaremaa-Mustvee süvarikete vööndid; geomorfoloogilistel ning geodeetilistel andmetel nüüdistektoonika seisukohalt - Pärnu-Tapa vöönd. Seda kinnitab ka 1976.a. maavärisemise 3- ja 4-palliste isoseistide levik.

Üheks seismiliselt aktiivsemaks piirkonnaks on kahtlemata Loode-Eesti. Nimetatud ala iseloomustab aktiivne hilis- ja pealejääaegne kerkimine, mis on jätkunud kuni tänapäevani. Nüüdisaegne maakoore kerkimine jätkub intensiivsusega 2-3 millimeetrit aastas. Ilmselt on 1827, 1877 ning 1976.a. maavärisemised seotud Noarootsi ploki ja Pihkva-Paldiski süvarikete vööndiga.

Teiseks seismoaktiivseks piirkonnaks on Tallinna ümbrus. Aastail 1602, 1853, 1869, 1912 ja 1931 toimunud maavärisemiste epitsentrid langevad kokku väga tugeva raskusjõuvälja gradiendiga ehk nn. Tallinna struktuuri loodeosaga. Neotektooniliselt aktiivses vööndis Pärnu-Narva joonel on olnud kaks tugevat maavärisemist: 1670.a. Pärnus 6 palli ning 1881.a. Narvas 5-6 palli. Sellesse vööndisse satub ka Kuramaa maavärisemine Lätis 1857.a. intensiivsusega 7 palli. Regionaalses plaanis võib märkida, et suurem osa Eestis toimunud seismilisi sündmusi (aastail 1827, 1858, 1877, 1909, 1976, 1987, 1988) langeb Pihkva-Paldiski süvarikete vööndisse.

Esialgse seismotektoonilise rajoneerimise järgi võib eraldada kolm piirkonda, kus suurte energeetikaobjektide projekteerimisel tuleb arvestada võimaliku 7-pallise maavärisemisega: Loode-Eesti, Tallinna ümbrus ning Pärnu ümbrus.

EESTI PEALISKORRA EHITUS

Rein Vaher[2]

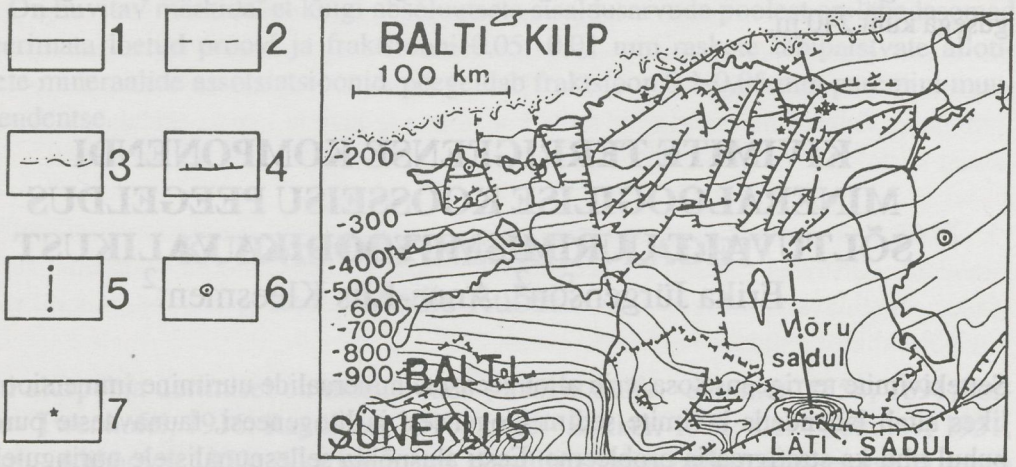
Eesti aluspõhi (bedrock) jaguneb kaheks osaks: all kristalseist settekivimeist aluskord, kõrgemal settekivimiline pealiskord, mida katab kobedaist setteist pinnakate.

Eesti pealiskord (sedimentary bedrock) koosneb vendi ja kambriumi terrigeensetest (liivakivi, aleuroliit, savi), ordoviitsiumi ja siluri peamiselt karbonaatsetest (lubjakivi, mergel, dolomiit) ja devoni peamiselt terrigeensetest (liivakivi) kivimitest kogupaksusega 100 m (põhjarannikul) kuni 800 m (Ruhnust lõunas). Pealiskorras eristatakse kolme struktuurikorrust: all baikali (vend ja alamkambriumi lontova lade), keskel kaledoonia (lontovajärgne kambrium, ordoviitsium, silur ja alamdevonist Tilz^e lade), üleval hertsüünia (tilzejärgne devon). Korruste vahel on regionaalne settelünk ja nurkpõiksus.

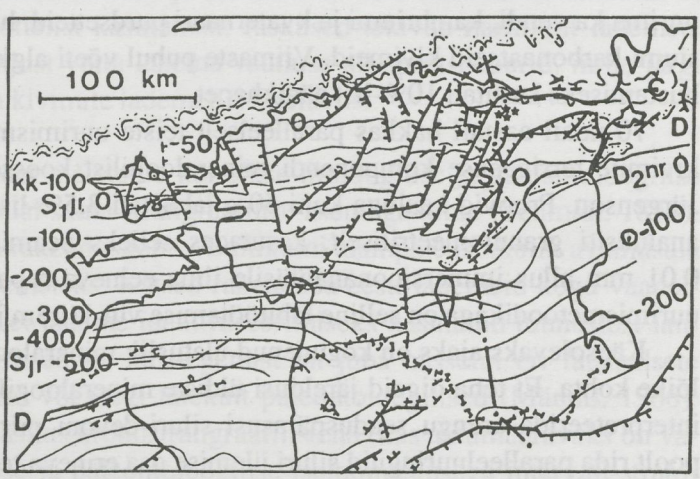
Suurima platvormilise struktuuri - Eesti monoklinaali piires (joon. 1) on aluskorra pealispinna kallakus keskmiselt 2,0-3,8 m/km ehk 7-13' (kallakussuuna asimuut 167-198), kaledoonia korruse kihtidel 1,9-5,2 m/km ehk 6-18' (179-194) ja hertsüünia korruse kihtidel ligi 3 m/km ehk 10' (167). Seetõttu paiknevad ladestute avamused vööndidena: kõige vanemad ladestud paljanduvad Põhja-Eestis, lõuna pool katavad neid järjest nooremad (joon. 2 ja 3).

Kagu-Eesti aluskorra reljeefis tõuseb esile Balti sünekliisi põhjaosa ja Moskva sünekliisi lääneosa ühendava võlvina Võru sadul (joon. 1). Hertsüünia struktuurikorruses Võru sadul ei väljendu (joon. 2). Võlvi lael asub aluskord -500 m tasemel. Lõuna suunas ta tõuseb, ulatudes Mõnistes -230 m. Mõniste kerge paikneb 200 km pikkuse ja 20-30 km laiuse Valmiera-Lokno kerkeala keskosas.

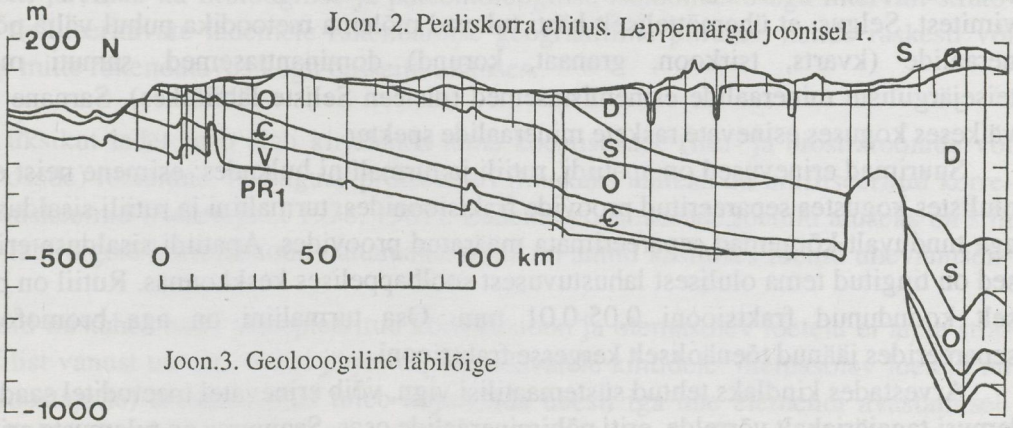
Eesti monoklinaali alal on teada rohkesti väiksemaid lasumusrikkeid: vööndeid, milledes aluskorra nihkumise vertikaalamplituud ulatub 50 m; kupleid läbimõõduga 1-6 km



Joon. 1. Aluskorra pinnamood. 1 - samakõrgusjooned: joonisel 1 aluskorra lasum, joonisel 2 kukruse (O_2kk), juuuru (S_1jr) ja narva (D_2nr) lademe lamam; 2 - 3 – ladestute (V - vend, C - kambrium, O - ordoviitsium, S - silur, D - devon) kontaktid: 2 - ühilduv, 3 - nurkpõiksusega; 4 - rikkevöönd; 5 - läbilõike joon; 6 - kraater; 7 - kuppel.



Joon. 2. Pealiskorra ehitus. Leppemärgid joonisel 1.



Joon.3. Geolooogiline läbilõige

ja kõrgusega kuni 130 m; ovaalseid nõgusid läbimõõduga kuni 2 km ja sügavusega kuni 50 m ning Kärdla kraater läbimõõduga 4 km, sügavusega ligi 500 m ja rõngasvalli kõrgusega kuni 240 m.

KIVIMITE TERRIGEENSE KOMPONENDI MINERALOOGILISE KOOSSEISU PEEGELDUS SÕLTUVALT UURIMISMETOODIKA VALIKUST

Erika Jürgenson[2], Anne-Liis Kleesment[2]

Settekivimite terrigeense osa, eriti allotigeensete mineraalide uurimine immersioonvedelikes aitab lahendada kivimite sedimentogeneesi ja litogeneesi, faunavaeste purdsetete puhul tihti ka stratigraafia probleeme. Eesti aluspõhja sellesuunalistele uuringutele pani enam kui 30 aastat tagasi aluse H. Viiding. Devoni liivakate setete baasil töötas ta välja metoodika, mille järgi detailuuringute põhifraktsiooniks valiti 0,1-0,05 mm, mis eraldati sõelanalüüsil peale osakeste ,01 mm väljapesemist uhtmismeetodil. Seejärele separeeriti bromoformis raske ja kerge fraktsioon ja uuriti neid eraldi. Selle metoodika järgi hakati uurima ka vendi, kambriumi ja kvaternaari purdsetteid, hiljem veel devoni ning ordoviitsiumi karbonaatseid kivimeid. Viimaste puhul võeti algkaaluks kivimit kuni 1000g. Lahustamiseks kasutati 10%-list äädikhapet.

70-ndail aastail hakkas paralleelselt teiste uurimismeetoditega siluri karbonaatsete kivimite terrigeense komponendi mineraloogilist koosseisu süstemaatiliselt uurima E. Jürgenson. Proovid kaaluga kuni 50 g lahustati 3,5%-lises soolhappes, terrigeenne jääk analüüsiti granulomeetriliselt, kasutades selleks peamiselt pipettmeetodit. Fraktsioon 0,01 mm allus immersioonanalüüsile ilma eelneva separeerimiseta. Võrreldes esimese uurimismetoodikaga on selline läbitöötamise viis kiirem ja vähem töömahukas.

Käesolevaks ajaks on kogunenud ulatuslik mineraloogiline materjal kogu Eesti läbilõike kohta. Et teha õigeid järeldusi üldiste mineraloogiliste muutuste kohta, sealhulgas interpreteerida arengu seaduspärasusi siluri-devoni piiril, tehti käesoleva töö autorite poolt rida paralleeluuringuid siluri ülemise osa erineva terrigeenisisaldusega (1-82%) kivimitest. Selgus, et ühemõtteliselt hästi tulevad mõlema metoodika puhul välja põhimineraalide (kvarts, tsirkoon, granaat, korund) dominanttasemed, samuti mõnede teisejärguliste mineraalide esinemistasemed (disteen Seliste läbilõikes). Sarnane on ka väikeses koguses esinevate raskete mineraalide spekter.

Suurimad erinevused on apatiidi, rutiili ja turmaliini hulkades: esimene neist esineb olulistes kogustes separeeritud proovide fraktsioonides, turmaliini ja rutiili sisaldused on aga tunduvalt kõrgemad separeerimata määratud proovides. Apatiidi sisalduse erinevused on tingitud tema olulisest lahustuvusest soolhappelises keskkonnas. Rutiil on põhiliselt koondunud fraktsiooni 0,05-0,01 mm. Osa turmaliini on aga bromoformiga separeerides jäänud tõenäoliselt kergesse fraktsiooni.

Arvestades kindlaks tehtud süstemaatilisi vigu, võib erinevatel meetoditel saadud tulemusi tagajärjekalt võrrelda, eriti põhimineraalide osas. Seejuures on tulemuste erinevus

väiksem suurema liiva-aleuriidifraktsiooni sisaldusega proovides. Sõltuvust kivimtüübi (lubjakivi, dolomiit, mergel jne.) ja põhiliste raskete mineraalide sisalduse vahel ei täheldatud. On huvitav märkida, et kuigi absoluutsete sisaldusarvude poolest on lähedasemad separeerimata loetud proovi ja fraktsiooni 0,05- 0,01 mm raskete läbipaistvate allotigeensete mineraalide assotsiatsioonid, peegeldab fraktsioon 0,1-0,05 mm paremini muutuste tendentse.

KUIDAS DEFINEERIDA LADET

Madis Rubel[2]

1. Eesti aluspõhja uurimisel on mõistet lade (Schicht,Stufe, -Schmidt, 1858, 1891; formation - Twenhofel, 1916; Raymond, 1916; stage - Bekker, 1921; sloi - Sokolov, 1951; gorizont - Alihhova, 1953) ikka kasutatud kivimite stratigraafilise järgnevuse ja seega nende suhtelise vanuse näitamiseks. Seda on tehtud suures osas veel Fr. Schmidtilt pärit nomenklatuuri kasutades, mis on tõepoolest ühtmoodi hästi orienteerinud asjasthuvitatuid juba rohkem kui 100 aasta vältel.

Lademe kord kasutusele võetud nimede ja osaliselt ka arvu säilitamine ainuüksi ei taga veel vastava skaala ühemõttelist kasutamist: raskused tekivad harilikult lademete piirikihtidega. Seepärast on põhjust võtta lähema vaatluse alla protseduurid, mille järgi saaks ühemõtteliselt defineerida kivimite lademelist kuuluvust.

2. Algselt on meid huvitavat ladet mõistetud kui ühtse litoloogilise ja paleontoloogilise iseloomustusega, kogu uuritud alal sama stratigraafilise asendiga kihte (Schmidt, 1858). Vastavalt nende kõige edukama rakenduskoha - Baltikumi alampaleosoikumi avamusala järgi nimetatakse neid eesti lademeteks. Katsed rakendada eesti lademeid kogu vaadeldava basseini ulatuses näitasid, et lademe identifitseerimiseks kasutatud tunnustest langevad esimesena välja litoloogilised ja, kui tegemist on juba basseini eri fatsiaalsete vöönditega, siis ka suurel määral või isegi täiekult paleontoloogilised (Männil, 1966). Siit sai alguse nende lademete käsitus kronostratigraafilistena (kus ainumääravaks on vanus); siit järeldub ka litoloogilise ja paleontoloogilise iseloomustusega intervall-stratotüübil defineeritavate lademete rakendamise geograafiline piiratus, nende raskesti või üldsegi mitte rakendatavus kogu basseini ulatuses.

3. Iga üksikut ladet saab alati kirjeldada tema koostisosade (lito- ja biostratoonide või nende osade) loeteluna. Niisuguse protseduuri ilmekaks näiteks on unifitseeritud korrelatsiooniskeemid (Rešenija..., 1978, 1987). Lademe koostisosade loetulu aluseks on siin vastav läbilõigete korrelatsioon näitamaks, mida on antud käsituses loetud ühevanuseliseks.

Kuid mistahes hästi aktsepteeritud korrelatsioon ja olemasolev loetelu ei anna stratigraafilist vanust uutele, endisi järjestusi täiendavatele kihtidele: olemasolev loetelu on tema koostaja(te) arvamus, mis tuleb kujundada uuesti iga uue elemendi avastamisel. Olgu siinkohal mõnevõrra intrigeeriva näitena toodud nn. ekspansuskihid. Nimelt loe-

takse trilobiiti *Asaphus expansus* sisaldavad kihid ühevanuselisteks kogu Baltoskandias, millele vastavalt saab hästi näidata nende puudumist Eestis, kuid mitte põhjendada nende vastuvaidlematut lugemist Ingerimaal Kunda lademesse: esineb ju Norras just neis kihtides Volhovi lademele iseloomulikke fossiile: *Antigonambonites planus*, *Apomatella ingrica*, *Paurorthis parva* (vt. Öpik, 1939). Kõigest eelöeldust võib teha üldsemat laadi järelduse: lademe defineerimine tema koostisosade loetelu kaudu eeldab läbilõigete eelnevat korreleerimist ja põhineb kas traditsioonil või kokkuleppel või mõlemal.

4. Teatavasti saavutatakse rahvusvahelise stratigraafilise (geokronoloogilise) skaala standardiseerimisel vajalikud kokkulepped eelkõige korrelatsiooni võimalusi silmas pidades: mõeldavaist korrelatsioonitasemeist valitakse piiriks niisugune, mis on rakendatav võimalikult paljudes kohtades.

Reaalsed korrelatsioonitasemed (mistahes sündmustel nad ka ei põhineks) on läbilõigetes jälgitavad ikka mingi veaga. Seepärast on loetud otstarbekohaseks fikseerida iga piiriks valitud tase veel kindla punktiga nn. piiristratotüübis. Ainult seal vastab valitud piirile parajasti üks ajahetk täpse algusena vanusvahemikule, mille piiresse jäämine määrab ka kivimi vastavasse kronostratooni kuuluvuse. Vaadeldavale järgneva kronostratooni samaselt defineeritud alguspunkt (-hetk) on üheaegselt ka vaadeldava lõpppunkt (-hetk), milline kokkulepe tagab nii moodustatud geokronoloogilisele skaalale kontinuiteedi.

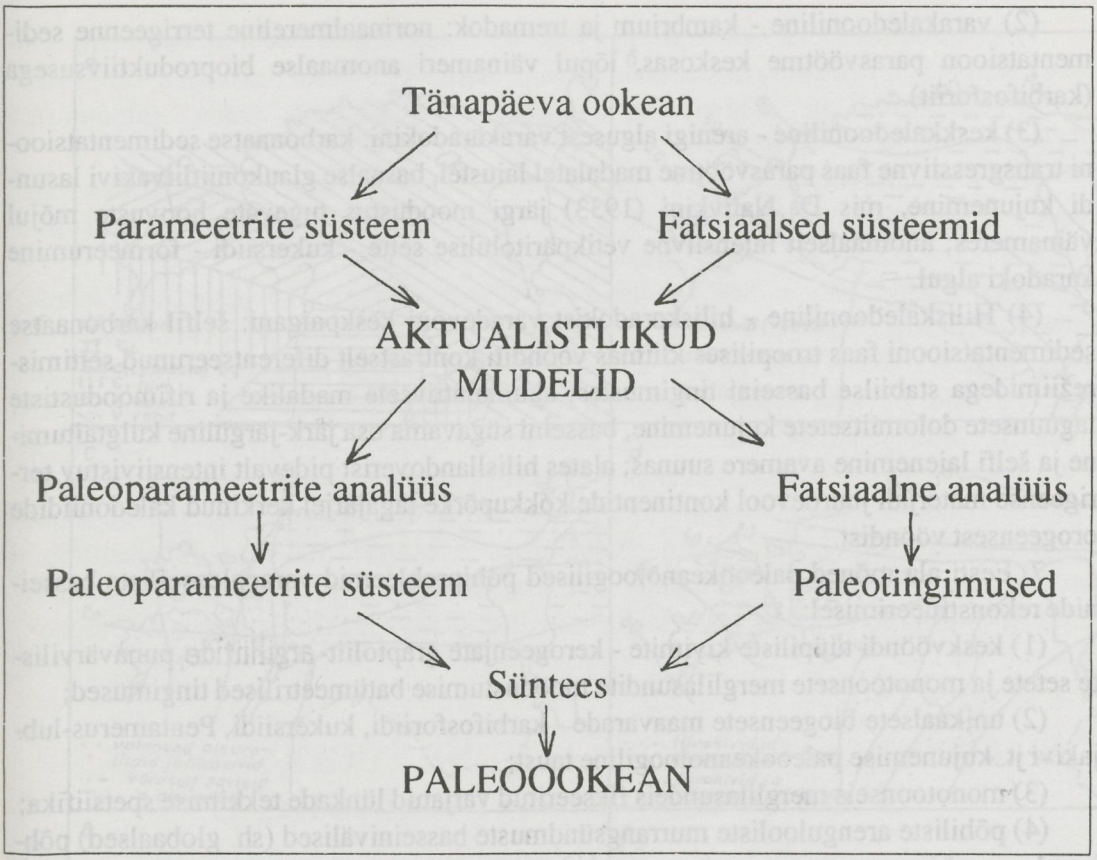
5. Toodud põhimõtted on ilmselt laiendatavad mistahes kronostratoonidele, sealhulgas ka Eesti lademeil põhinevatele kogu vaadeldava basseini ulatuses kehtivaile. Lademe rakendamine protseduuriliselt tähendab siis: (1) leppida kokku tema algust ja lõppu tähistavas punktis, (2) moodustada geokronoloogiline skaala punkt 1 järgi defineeritud vanusvahemikest ja (3) stratigraafilise korrelatsiooni teel omistada kivimeile punkt 2 all näidatud suhteline vanus. Tehes nii võime defineerida ladet kui deklareeritud rakendusalaga ühevanuseliste kivimite või stratoonide hulka.

BALTI VARAPALEOSOILISISEST PALEOOKEANOLOOGIAST

Rein Einasto[2] ja Ivar Murdmaa[10]

1. Paleookeanoloogia on seni käsitlenud valdavalt hilismesosoikumi ja kainosoikumi ookeani tüüpi basseine, millede setted on säilinud otse tänapäevaste ookeanide põhjas, kus neid uuritakse süvaveepuurimiste abil. Tõeliste süvaveeliste ookeanide olemasolu juurast varasemail aegadel on paljude geoloogide arvates olnud küsitav. Veel enam kahtlusi on avaldatud võimaluste üle kasutada tänapäeva okeanoloogia baasil loodud aktualistlikke fatsiaalseid mudeleid paleosoikumi basseinide rekonstrueerimiseks.

2. Tunnetuslikult on paleookeanoloogias võimalus liikuda kahte teed:



3. Balti ordoviitsiumi ja siluri kompleksed biofatsiaalsed uuringud on tõestanud, et Balti bassein oli varapaleosoikumis tüüpiline ääremeri (peri-, mitte epikontinentaalne). Selle keskosas kujunesid korduvalt šelfivälised hemipelaagilised setted (kerogeenjad graptoliitmudad) ja üleminekuvööndis madalveeliste karbonaatsete setetega esindatud šelfialalt ülalnimetatud hemipelaagiliste mudadega esindatud alale esinesid arenigis-llanvirnis, ašgillis ja llandoveris normaalmerelised savikas-karbonaatsed punavärvilised setted, mille mesosoilised fatsiaalsed analoogid (Ammonitico Rosso) olid tüüpilised ookeanilised moodustised.

4. Balti siluri fatsiaalne profiil on setete fatsiaalse koosseisu, ehituse ja paksuste seaduspäraste muutuste osas lähedane Atlandi ookeani kriidiajastu passiivse ääreala fatsiaalsele profiilile. Selline mandrinõlva tüüpi settekompleks võis moodustuda üksnes ehtsa suure ja küllalt sügava ookeani serval.

5. Paleogeodünaamilised rekonstruktsioonid (Scotese, McKerrow, 1990) kinnitavad, et alates proterosoikumi lõpust eksisteerisid Baltika paleokontinendi ja naaberkontinentide - Laurentia ja Gondvana - vahel ookeanid - Paleotethis ja Paleoatlantis (Japetus).

6. Balti regiooni olulisemad paleookeanoloogilised arenguepohhid:

(1) eelkambriline - vendium: Balti basseini eelne basaaltransgressioon idast, terrigeenne sedimentatsioon tugeva magevee sissevoolu tingimustes lõunapoolkera paravöötme suurtel laiustel.

(2) varakaledooniline - kambrium ja tremadok: normaalmereline terrigeenne sedimentatsioon parasvöötme keskosas, lõpul väinameri anomaalse bioproduktiivsusega (karbifosforiit).

(3) keskkaledooniline - arenigi algusest varakaradokini: karbonaatse sedimentatsiooni transgressiivne faas parasvöötme madalatel laiustel, basaalse glaukoniitliivakivi lasundi kujunemine, mis D. Nalivkini (1933) järgi moodustus tugevate hoovuste mõjul väinameres; anomaalselt intensiivne vetikpäritolulise sette - kukersiidi - formeerumine karadoki algul.

(4) Hiliskaledooniline - hiliskaradokist varadevoni keskpaigani: šelfil karbonaatse sedimentatsiooni faas troopilises kliimas vöönditi kontrastselt diferentseerunud settimisrežiimidega stabiilse basseini tingimustes; akumulatiivsete madalike ja rifimoodustiste laguunsete dolomiitsetete kujunemine, basseini sügavama osa järk-järguline külgtäitumine ja šelfi laienemine avamere suunas; alates hilisllandoverist pidevalt intensiivistuv terrigeense materjali juurdevool kontinentide kokkupõrke tagajärjel kerkinud kaledoniidide orogeensest vööndist.

7. Eesti ala mõned paleookeanoloogilised põhiprobleemid varapaleosoiliste basseinide rekonstrueerimisel:

(1) keskvööndi tüüpiliste kivimite - kerogeenjate graptoliit- argilliitide, punavärviliste setete ja monotoonsete merglilasundite moodustumise batümeetrilised tingimused;

(2) unikaalsete biogeensete maavarade - karbifosforiidi, kukersiidi, Pentamerus-lubjakivi jt. kujunemise paleookeanoloogiline taust;

(3) monotoonseis merglilasundeis fikseeritud varjatud lünkade tekkimise spetsiifika;

(4) põhiliste arengulooliste murrangsündmuste basseinivälised (sh. globaalsed) põhjused.

8. Mitmekülgne litoloogilis-fatsiaalne ja paleontoloogiline informatsioon Baltimaade ja naaberalade ordoviitsiumi ja siluri terviklikest läbilõigetest on loonud eeldused siin edukalt rakendada võrdlev-aktualistlikke meetodeid ja luua Baltikumis nimetatud ajastute paleookeanoloogia uurimise üks katsealasid.

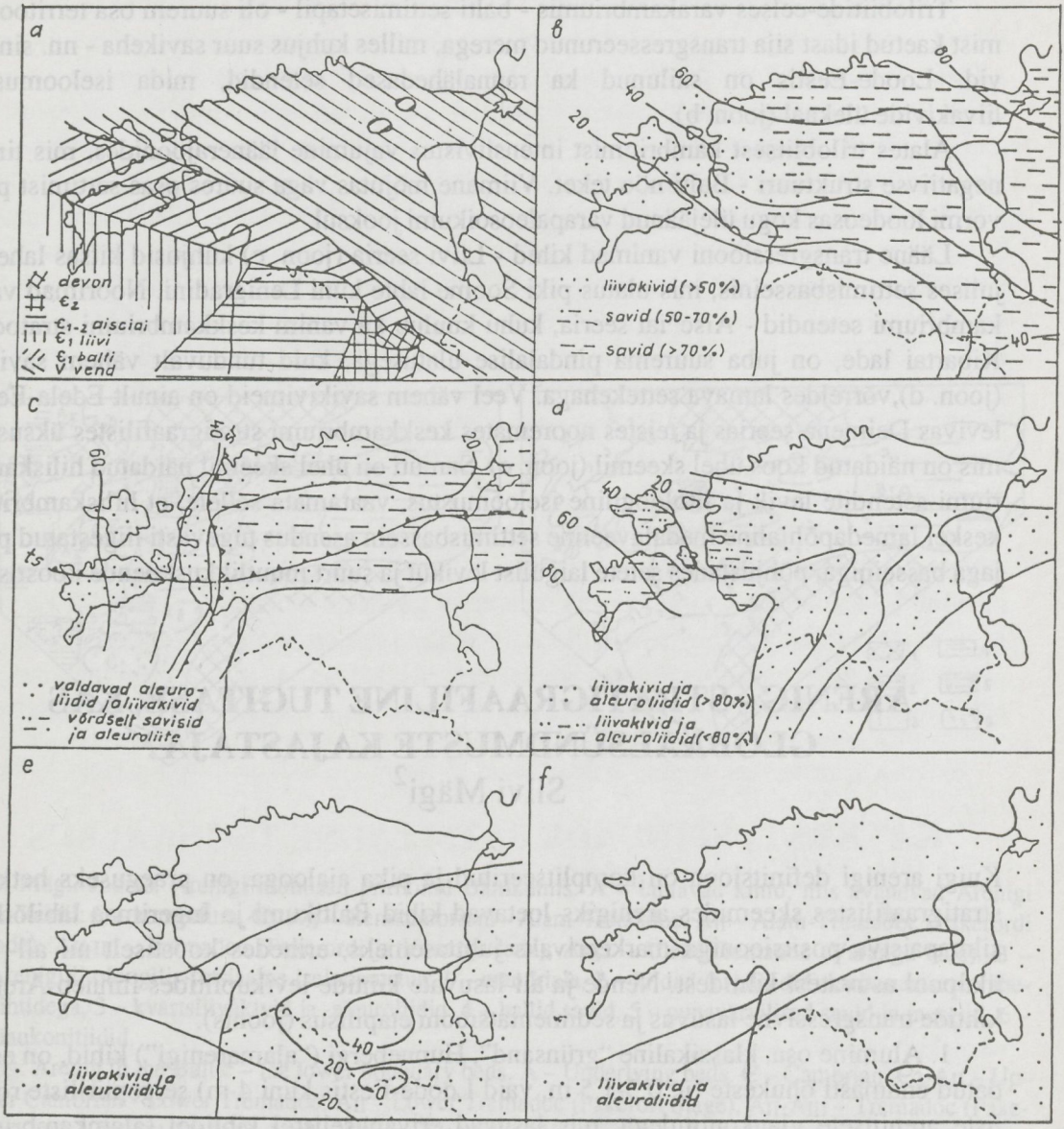
EESTI ALA GEOLOOGILINE ARENG KAMBRIUMIS

Kaisa Mens[2]

Eesti ala paleogegraafiline seisund kambriumis oli küllalt keerukas: maismaa ja settimisalade asukohad, nagu nende mõõtmedki, muutusid korduvalt, põhjustades läbilõike lünklikkust. Stratigraafiliselt suhteliselt täielikum on alumine ladestik, kuna kesk- ja ülemkambriumi läbilõiked on suurte settelünkadega ja piirkonniti nende ajastike setendid puuduvad täiesti.

Eesti ala geoloogilises arengus kambriumi vältel võib esile tõsta 6 põhilist settimisetappi (balti, liivi, aisciai, deimena, kesk-hiliskambriumi, hiliskambriumi- varatremadoki),mis erinevad setendite levikupildi, paksuse, koostise, fatsiaalse ehituse jne. poolest.

Kambriumi alguses kujutas Eesti ala endast maismaad (puuduvad vanimad kihid), kus paljandusid erivanuselised kivimid (joon. a).



K. Mens. Joonis

Trilobiitide-eelses varakambriumis - balti settimisetapil - oli suurem osa territooriumist kaetud idast siia transgresseerunud merega, milles kuhjus suur savikeha - nn. sinisavid. Loode-Eestis on säilunud ka rannalähedased setendid, mida iseloomustab liivakivide ülekaal (joon. b).

Alates trilobiitsest kambriumist intensiivistus vajumine läänerajoonides, mis tingis negatiivse struktuuri - Balti nõo teket. Viimane mõjutas väga suures osas settimist platvormi loodeosas kogu ülejäänud varapaleosoikumi jooksul.

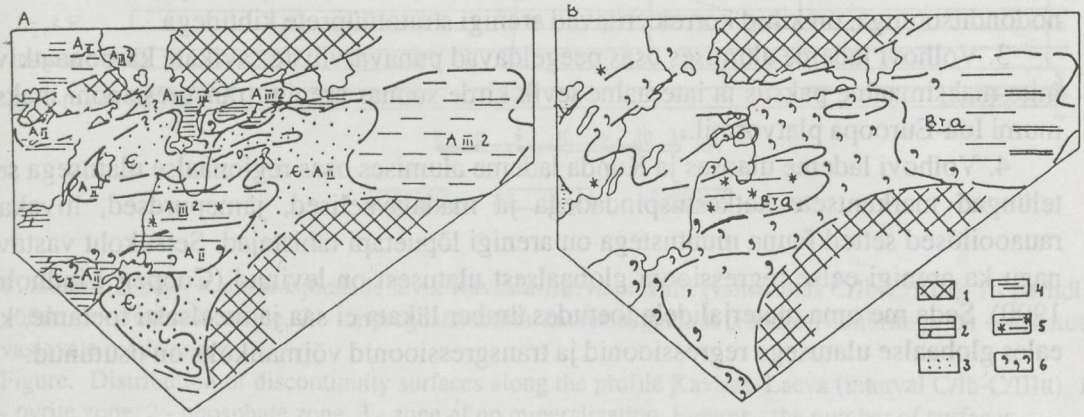
Lääne transgressiooni vanimad kihid - Liivi seeria (joon. c) kuhjusid kitsas lahekujulises settimisbasseinis, mis ulatus piki Soome lahte kuni Lenigradini. Noorimad varakambriumi setendid - Aisc^iai seeria, kuhu kuulub ka vanim keskkambriumi stratoon - Kibartai lade, on juba suurema pindalalise ulatusega, kuid tunduvalt vähem savikad (joon. d),võrreldes lamava settekehaga. Veel vähem savikivimeid on ainult Edela-Eestis levivas Deimena seerias ja teistes nooremates keskkambriumi stratigraafilistes üksustes, mis on näidatud koos ühel skeemil (joon. e). Samuti on ühel skeemil näidatud hiliskambriumi setendite levik ja litoloogiline iseloomustus, vaatamata sellele, et hiliskambriumi keskel lamedapõhjaline madalaveeline settimisbassein asendus tugevasti liigestatud põhjaga basseiniga, põhjustades setete laigulist levikut ja suurt muutlikkust nende koostises.

ARENIG - STRATIGRAAFILINE TUGITASE. KAS GLOBAALSÜNDMUSTE KAJASTAJA?

Silvi Mägi[2]

Kuigi arenigi definitsioon on komplitseeritud ja pika ajalooga, on praeguseks hetkeks stratigraafilistes skeemides arenigiks loetavad kihid Baltikumi ja Ingerimaa läbilõikeis silmapaistva positsiooniga markeerivaks juhttasemeks, erinedes koostiselt nii all- kui ülalpool asuvatest kihtidest. Nende ja all-lasuvate kihtide levikupiltides ilmneb Arenigi kihtide transgressivne lasuvus ja sedimentatsiooni etapilisus (joonis).

1. Alumine osa, klassikaline "grünsand", Hunnebergi ("alamarenigi") kihid, on esindatud enamasti õhukeste (u. 0.5-1.5 m, vaid Loode-Eestis kuni 4 m) selgepiiriliste roheliste areniitsete glaukoniitidega, mis lasuvad erivanuselistel kihtidel (alamkambriumi kvartsliivakividest, aleuroliitidest kuni ülemtremadoki pruunide argilliitide ja savideni), tasandades neis moodustunud, ala põhjaosas paremini väljaselgitatud kitsaste vagumustega vastavaaegse merepõhja reljeefi. Täielikemais läbilõikeis (Jelgava nõo, Moskva sünekliisi alal) suurema, kuni 10-20 m paksusega levivad savisetted lasuvad neile sarnastel ülemtremadoki koosseisu loetavatel kihtidel. Glaukoniidid esinevad sellistel aladel ka allpool, Varangu ja Zebre kihistute ülemtremadoki tasemel, osutades ülemtremadoki ja "alamarenigi" ühisele sedimentatsioonitsüklile. Tekkeaja ja glaukoniidi esinemise järgi on see lähedane Lancefieldi settetsüklile Austraalias. Arenigi stratotüüpsel alal selle ajalõigu kihid lünga tõttu puuduvad või on vastava fauna leidude puudumise tõttu nõrgalt korreleeritavad.



S. Mägi. Joonis. Arenigi alumised piirikihid Baltikumis. A – lamavad kihid, mis avanevad Arenigi kontaktil: Є – kambrium, Є3-AII – ülemkambrium - Alam-Tremadoc, AII – Alam-Tremadoc (Pakerordi lade), AII-III – Tremadoc (Pakerordi ja Varangu lade), AIII2 – Ülem-Tremadoc (Varangu lade). B – Arenigi litoloogilis-fatsiaalne iseloomustus: 1 – mandriala, 2 – kildad (argilliidid) karbonaatsete vahekihtidega, 3 – kvartsliivakivid ja -aleuroliidid, 4 – hallid savid, 5 – punavärvilised savid ja merglid, 6 – glaukonitiidid.

Fig. Arenig in the Baltic – the lower boundary beds. A – Underlying beds. Є – Cambrian, Є3-AII – Upper Cambrian - Lower Tremadoc, AII – Lower Tremadoc (Pakerort Stage), AII-AIII – Tremadoc (Pakerort and Varangu Stages), AIII2 – Upper Tremadoc (Varangu Stage). B – Arenig. BIa – Hunneberg stage. 1 – mainland, 2 – shales with carbonate interbeds, 3 – quartzarenites and -aleurites, 4 – gray clays, 5 – redcoloured clays and marls, 6 – glauconitic sands.

2. Billingeni lademe ("keskarenigi") glaukonitiidid on laiema pindalalise levikuga, ulatudes väikese (,5 m) paksusega ka suuremale osale alumiste kihtide väljakiildumise aladest. Iseloomulik on pööre karbonaatkivimite moodustumisele; terrigeense komponendi koostises esineb jämepurdsemat materjali kui all-lasuvates kihtides. Katkestuspinnad ja järsk fauna muutus alumisel piiril kõnelevad lüngast. Sündmuseks on glaukonitiitides fosfaatse brahhiopoodide karbifauna asendumine mitmekülgsema lubikojaliste faunaga; Balti läbilõikeis ilmuvad sel tasemel trilobiidid. Mikrofauna muutus on analoogne Rootsi pidevamas karbonaatkivimite komplkeksis olevaga, mistõttu ei saa makrofauna muutust põhjendada üksnes faatsieste muutusega. Edela-Baltikumis (Jelgava nõos) toimub sel tasemel punavärviliste savikate setete asendumine hallidega. Alates sellest, Kalvensi ja Mäeküla kihistikena väljaeraldatavast tasemest, Oepikodus evae konodonditsooniga, on kihid korreleeritavad arenigi stratotüüpsete kihtidega.

3. Volhovi lademe alumises osas peegeldavad punavärviliste savikate karbonaatkivimite maksimaalne paksus ja lateraalne levik kirde suunas arenigi transgressiooni maksimumi Ida-Euroopa platvormil.

4. Volhovi lademe ülaosas ja Kunda lademe alumises osas regionaalse ulatusega settelüngad markantsete katkestuspindadega ja madalaveelised, jämepurdsed, liivakad rauaooiidsed setted fauna muutustega on arenigi lõpuetapi tähistajad. Seisukoht vastava, nagu ka arenigi eelse regressiooni globaalsest ulatusest on levinud (Cooper, Lindholm, 1990). Seda me oma materjalidele toetudes ümber lükata ei saa ja meelsasti toetame, kui eales globaalse ulatusega regressioonid ja transgressioonid võimalikuks on osutunud.

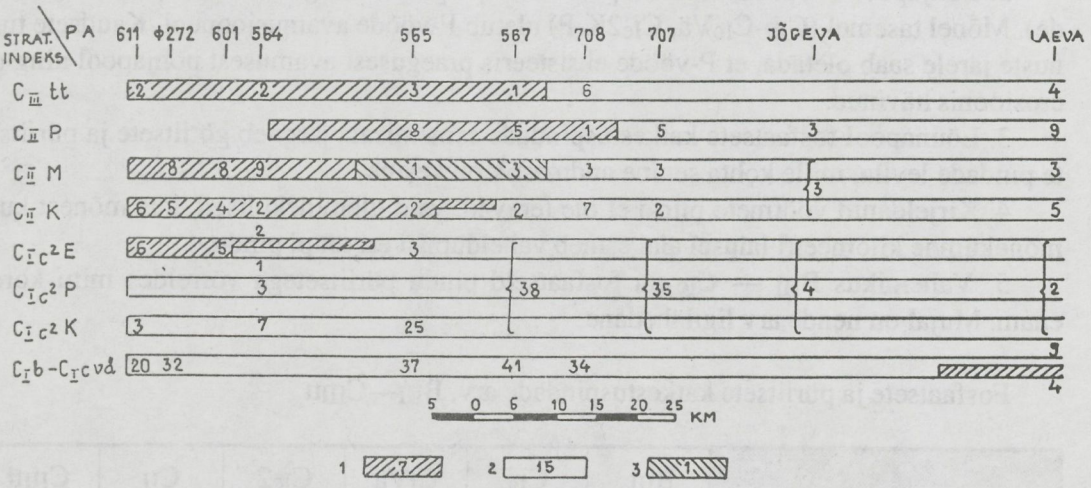
KATKESTUSPINDADE FATSIAALNE TSONAALSUS EESTI KESK-ORDOVIITSIUMIS

Tõnis Saadre[2]

Katkestuspinnad on Eesti ordoviitsiumis ja siluris laialt levinud. Nende hulk on suur: kummaski ladestus sadasid, ning pindade morfoloogia ja impregnatsiooni iseloom mitmekesine. Esmakirjelduse (Kupffer, 1870) järel on nad leidnud sagedast süvendatud käsitlemist paljude geoloogide poolt (Orviku, 1940, 1960, 1961; Jaanusson, 1961; Einasto, 1964; Põlma, 1982, jt.).

Impregnatsioonitüüpi silmas pidades on Eesti ordoviitsiumis kõige laiema levikuga püriitsed katkestuspinnad: nad esinevad kogu läbilõikes ja kõikides fatsiaalsetes vöötmetes. Ülejäänud tüübid: fosfaatne, götiitne ja hematiitne on märgatavalt piiratuma levikuga. Fosfaatsed katkestuspinnad esinevad vaid põhja- ja üleminekuvöötmes (L. Põlma rajoneeringust lähtudes) ning eelkõige Kunda ja Jõhvi lademe vahemikus, vähemal määral Nabala ja Vormsi lademes. Ülejäänud ordoviitsiumi lademeis esineb üksikuid (1-2) seda tüüpi pindu; täielikult puuduvad nad ordoviitsiumi keskvööndis ja siluris.

Allpool käsitletakse rohkete fosfaatsete katkestuspindadega intervalli B_{III}—C_{IIIt} eelkõige autori enda poolt kirjeldatud 150 puursüdamiku andmetel (joonis):



T. Saadre. Joonis. Katkestuspindade levik Kavastu-Laeva profiilil (vahemikus C/Ib-C/IIItt). 1 - püriidivööde, 2 - fosfaadi-vööde, 3 - impregnatsioonita katkestuspindade vööde. Numbritega on tähistatud vastavate pindade arv.

Figure. Distribution of discontinuity surfaces along the profile Kavastu-Laeva (interval C/Ib-C/IIItt). 1 - pyrite zone, 2 - phosphate zone, 3 - zone of no mineralization. Figures - the number of surfaces.

1. Fosfaatsed katkestuspinnad levivad ligikaudu ida- läänesuunalise vöötmena (F-vööde), mille laius eri lademeis on erinev. Katkestuspindade hulk on maksimaalne vöötme teljeosas.

2. Põhjapool F-vöödet levivad püriitse impregnatsiooniga katkestuspinnad (P-vööde). Mõnel tasemel (C_{Ib}-C_{Ic}Vä, C_{Ic}2K-P) ulatub F-vööde avamusjooneni. Kaudsete tunnuste järele saab oletada, et P-vööde eksisteeris praegusest avamusest põhjapool ning on erosioonis hävinud.

3. Lõunapool fosfaatsete katkestuspindade esinemisala järgneb götiitsete ja püriitsete pindade levila, mille kohta senine andmestik on kesine.

4. Kirjeldatud vöötmete piirid ei ole teravad, vaid üleminekulised, kus mõnest kuni mõnekümne kilomeetri laiusel alal esineb vaheldumisi eri tüüpi pindu.

5. Vahemikus B_{III} — C_{Ic} on fosfaatseid pindu püriitsetega võrreldes mitu korda enam. Mujal on nende arv ligilähedane.

Fosfaatsete ja püriitsete katkestuspindade arv, B_{III}—C_{IIItt}

		B_{III}	C_{Ia}	C_{I}Vä	$C_{Ic}2$	C_{II}	C_{IIItt}
Fosfaatsed	Lääne-Eesti	24	7	167	64	32	10
	Ida-Eesti	45	-	49	38	25	10
Püriitsed	Lääne-Eesti	9	1	10	17	35	6
	Ida-Eesti	-	-	2	10	20	10

6. Võrreldes P-vöötmega on F-vöötmes kivimite savisisaldus palju väiksem. Kukersiidi levikualast langeb F-vöötmesse kukersiidikihtide paksuse kahanemise ja väljakiildumise ala.

7. Alates C_{Ib}-st kuni C_{II} lõpuni nihkuvad kirjeldatud vöötmed järk-järgult lõuna suunas, mis viitab setete kuhjumisele regressiooni käigus. C_{III}-s nihkuvad nad jälle põhjasuunas, mis on kooskõlas Idavere lademe transgressiivse iseloomuga (Männil jt., 1966).

JUURU LADEME HILLISTE KIHISTIKU BIOHERMSE KEHA JA TEDA ÜMBRITSEVATE KIVIMITE MINERALOOGIAST NING DETRIIDI KOOSTISEST

Alar Jaanus[2]

Hilliste kihistik on Juuru lademe noorim kihistik ja tema moodustumine on seotud Hilis-Juuru regressiooniga. Hilliste kihistik lasub Karinu kihistiku muguljatel, peendetriitsetel lubjakividel, tema ülemine piir langeb kokku lademe piiriga. Hilliste kihistikule Hiiu-

maal on iseloomulik detriitse ja biohermse faatsiese lubjakivide esinemine. Üleminekuga biohermsest faatsiesest detriitsesse kaasnevad muutused kivimi mineraloogilises ja detriidi koostises. Biohermsete kehade levikualal Hiiumaal võib Hilliste kihistiku piires välja eraldada kolm kivikompleksi (A,B,C), väljaspool levikuala aga kaks (A,C): alumine (A) kompleks koosneb afaniitsetest lubjakividest, keskmine (B) on seotud biohermse kehaga, ülemist (C) iseloomustab muguljas-detriitsete lubjakivide esinemine. Kompleksidele A ja C on iseloomulik peendetriidi, kompleksile B - jämedetriidi esinemine.

Hilliste kihistiku kivimite detriidi koostises võib välja eraldada kolm koosluse tüüpi (1,2,3): esimesele kooslusele (1) on iseloomulik okasnahksete, trilobiitide ja brahhiopoodide esinemine, teisele (2) okasnahksete, rugooside, sammalloomade ja brahhiopoodide detriit, kolmandale (3) okasnahksete detriidi valdamine. Üldiselt valdab kompleksi A kivimites kooslus 3, kalda läheduses ka 1; kompleksile B on iseloomulik kooslus 2; kompleksis C valdab kooslus 1.

Muutused kivimite mineraloogilises koostises üleminekul kompleksi A kivimitelt kompleksi B ja edasi kompleksi C on seotud hematiidi, tsirkooni, granaatide sisalduse miinimumiga biohermse (B) kompleksi raskes ja glaukoniidi miinimumiga kerges fraktsioonis. Suhe kvarts/K-päevakivid väärtused muutuvad alt üles 5,1(A)-0,8(B)-2,5(C). Eemaldumisel biohermsest kehast avašelfi (lääne) suunas detriitsete lubjakivide faatsiesse see suhe kahaneb 0,8-0,9-ni kompleksides A ja C kivimites. Ülemise kompleksi (C) kivimite raskes fraktsioonis aga suureneb tsirkooni ja granaadi sisaldus. Alumise (A) kompleksi rasket fraktsiooni iseloomustab tsirkooni, amfiboolide, ilmeniidi, granaatide ning epidoodi madalad sisaldused.

Biohermsest kehast kalda suunas eemaldumisel saab kompleksi C kivimite koostises valdavaks detriidi kooslus 3; alumises kompleksis A valdab samuti kooslus 3, kuid väljakiildumisala (kalda) läheduses ilmub uuesti kooslus 1 koos kooslusega 2, kusjuures sammalloomad praktiliselt puuduvad.

Kompleksi C mineraloogilises koostises on täheldatav amfiboolide, tsirkooni, granaatide sisalduse kahanemine ja sfaleriidi osatähtsuse tõus kivimi raskes fraktsioonis. Suhe tsirkoon/granaat kahaneb kalda suunas (1,5-0,75-0,25-0). Alumise (A) kompleksi mineraloogilist koostist iseloomustab amfiboolide, pürokseeni, granaadi,tsirkooni ja sfaleriidi sisaldus.

Toodud andmed võimaldavad oletada, et põhja suunas (biohermsest kehast kalda suunas) toimus kompleksi (A) moodustu mine kaldast kaugemal kui ülemise (C) kujunemine. Lääne suunas oli olukord vastupidine: alumise (A) kompleksi moodustumine toimus kaldalähedasemates tingimustes kui ülemise (C) kompleksi kujunemine.

KESKDEVON - RÜÜKALADE FAUNA HIILGEAEG JA LOOJANG

Elga Mark-Kurik[2]

Devonit võib õigusega nimetada rüükalade ehk plakodermide ajastuks, sest selle kalarühma esindajad on kõige iseloomulikumad mainitud ajastule. Plakoderme on väga vähe teada eelnevast siluri ajastust; järgnevaks karboni ajastuks oli rühm praktiliselt välja surnud. Eriti rohkesti esines mitmesuguseid rüükalu keskdevoni ajastikul. Nende hulgas leidus väga väikeseid (pikkus 3 cm) kuni ülisuuri kalu (pikkus tõenäoliselt üle 10 m). Märkimisväärselt erines ka kehakuju, rüüde st. välisskeleti väljakujunemise aste, lõualuude ehitus ja mitmed teised tunnused ning vastavalt sellele ka kalade eluviis. Rüükalad kuulusid mitmekesistesse kalakooslustesse. Keskdevonist on teada peamiselt 8 klassi esindajad (Heterostraci, Osteostraci, Placodermi, Acanthodii, Chondrichthyes, Crossopterygii, Dipnoi, Actinopterygii). Esmajoones kooslustest lähtudes on võimalik välja selgitada kalade elupaika. Devoni kalade, teiste hulgas ka rüükalade ehitust, kehakuju ja suurust silmas pidades tuleb Baltikumist ja lähematelt naaberaladelt (ka mujalt) teada olevaid kalafaunasid lugeda merelisteks.

Keskdevonile iseloomulik kalafauna hakkas välja kujunema varadevonis. Siluris ja varadevoni algupoolel Lochkovi ajajärgu faunades valitsenud lõuatud e. agnaadid (mitmekesised ja arvukad Heterostraci ja Osteostraci, ka Thelodonti esindajad) asendusid Praha ja eriti Emsi ajajärgul plakodermidega ja teistessegi rühmadesse kuuluvate kaladega. Mõistagi ei toimunud faunade vahetumine järsult ega olnud eelnimetatud lõuatute väljasuremine veel lõplik (nende skeletiosi on leitud nii kesk- kui ka ülemdevoni kivimeist). Veel Emsi ajajärgu esimesel poolel esines küllalt palju varadevonile iseloomulikke heterostraake ja osteostraake. Emsi teisel poolel oli kalafauna üsna sarnane keskdevoni Eifeli ajajärgu faunale. Siiski erinesid need faunad taksonoomiliselt ning veel selle poolest, et osa plakoderme ja krossopterüüge oli suurte või ka ülisuurte vormidega esindatud alles Eifelis. Rikkaliku keskdevoni kalafauna kadumine algas järkjärgult antud ajastiku lõpus. Hilisdevonis vähenes märgatavalt plakodermide, ka mitmete devonile iseloomulike kõrgemate kalade (Crossopterygii, Dipnoi) hulk ja seda just taksonoomilisest aspektist (isendite arv võis kohati olla väga suur). Mõningatel ajastiku lõpupoole eksisteerinud plakodermide perekondadel (näit. *Bothriolepis*) oli rohkesti liike.

Eestist on teda mitmeid rikkalikke devoni kalade leiukohti (osa neist tuntud juba möödunud sajandi teadlastele). Keskdevoni leiukohtadest on tuntumad Tori, Aruküla koobastik, Tamme paljand Võrtsjärve ääres, Karksi ja Härma Õhne jõel. Rohkesti on materjali kogutud ka väljakaevamistel Gorodenka ojal ning Essi müüri nimelisest paljandist Võhandu ääres. Unikaalseid leide on saadud ka Joosu savimaardlast. Loetletud leiukohtadest pärinev fossiilsete kalade materjal kuulub keskdevoni ajastiku erinevatesse osadesse ning näitab ilmekalt vastava fauna omapära ning arengut.

KVATERNAARIGEOLOOGIA

QUATERNARY GEOLOGY

EESTI KVATERNAARISETETE KAART MÕÕDUS 1:200000

Kalju Kajak[1]

Eesti pinnakatte kaart koostati keskmisemõõdulise kaardistamise käigus aastatel 1958-1976. Kaart on ilmunud trükist nomeklatuursete kaardilehtede kaupa. Nende autorid on H. Kajak, G. Eltermann, E. Mardla, S. Püvi, V. Kõrvel, V. Jus^kevits, K. Kajak jt., toimetaja E. Sammet. Praegu on käsil kaardi täiendamine viimaste stratigraafiliste skeemide (1977,1984.a.) alusel uuema faktilise materjaliga, samuti toimub koondkaardi koostamine.

Ülalmärgitud kaardistamine ja kaartide trükiks ettevalmistamine toimus Balti seeria kaardilehtede legendide järgi aastatest 1962 ja 1966. Neist esimese alusel jõuti kirjastada kaardilehed O-35-IX, XV (1964.a.), ülejäänud trükiti 1966.a. legendi alusel. Järgnevalt on esitatud pleistotseeni setete liigestus eri kaardilehtede legendis ja nende võrdlus koostatava koondkaardi legendiga:

Setted	Lehed O-35-IX, XV 1964, kompleks, lade		Teised lehed, 1966-76.a. ülem-lade, lade, kompleks		Koondkaart 1991.a. kihistu alamkihiga	
Ülem-kvaternaari	Vürmi	Kaibali Uula Gruda	Valdai		Järva	Ülem-Järva Kesk-Järva Alam-Järva
		Märkine		Mikulino		Prangli, Rõngu

Kesk-kvaternaari	Rissi	Kurzeme Dessele Zemaidi	Kesk-Vene	Kurzeme Odintsovo Zemaidi	Ugandi	Ülem-Ugandi Kesk-Ugandi Alam-Ugandi
		Lihvini		Lihvini		Karuküla
Alam-kvaternaari	Mindeli		Leedu	Dainava Turgeläi	Sangaste	Ülem-Sangaste Kesk-Sangaste Alam-Sangaste

Koondkaartidel vastavad kihistud üldtunnustatud jääaegadele ja jäävaheaegadele, alamkihistud megastadiaalidele ja megainterstadiaalidele. Setete vanuselised üksused liigestatakse nende tekke alusel. Ka holotseeni setete piires eraldatakse geneetilised tüübid, sealjuures Läänemere vanade rannamoodustiste hulgas Joldiamere (ainult geoloogilistel läbilõigetel), Antsülusjärve, Litoriina- ja Limneamere setted. Vastavate leppemärkidega on kaardil näidatud setete litoloogia, maavarade leiukohad, pinnavormid, mandrijää servaasendid jne.

LÄÄNEMERE ARENGUST UUSIMATE SEISUKOHTADE VALGUSES

Anto Raukas[2]

Viimastel aastakümnetel mõjustasid Läänemere vanade rannamoodustiste ja Läänemere geoloogilise arenguloo uurimist Eestis oluliselt soomlase Matti Sauramo (1958 jt.) seisukohad, mis osutusid aga ekslikeks. Uuemate uuringutega on kindlaks tehtud, et hilisglatsiaalsel ajal ei saanud Läänemere nõos olla riimveelist veekogu ja ka Holotseenis ei toimunud siin mitmekordset soolsuse muutust. Samuti polnud Läänemeres ka arvukaid transgressioone. Märkigem, et Helgi Kessel eristas kolme Litoriinamere transgressiooni, Rootsis oli neid Björn Berglundi järgi koguni kuus. Tõenäoliselt oli kogu Holotseeni kestel vaid kaks transgressiooni - üks Antsülusstaadiumil ja teine Litoriinastaadiumil. Ebaõige ettekujutuse transgressioonide hulgast põhjustas kohalike geoloogiliste iseärasuste ja neotektooniliste liikumiste ebapiisav arvestamine. Viimaste mõjul mattusid dateerimiseks kasutatavad orgaanilised setted transgressiivsete maresetete alla erineval ajal.

Uusimate andmete alusel võime me Eestis ja Eesti rannavetes kõnelda vaid kahest Läänemere staadiumist - Litoriinamere (Mastogloiamere) eelsest magedaveelisest ja sellele järgnenud riimveelisest perioodist. Läänemere lühiajaline (100- 150 aastat) ja piiratud ühendus ookeaniga preboreaalis (nn. Joldiamere staadiumis) ei saanud põhjustada olulist soolsuse muutust, kuivõrd liustike jätkuva sulamise tõttu toimus intensiivne veevool ookeani suunas. Tolleaegne ookeanivee mõju oli mõneti jälgitav vaid Rootsi rannikualadel kuni Gotlandi saareni (Svensson, 1989) ja Joldiamere molluskifauna juhtvormi *Portlandia (Joldia) arctica*tki on seni *in situ* leitud vaid Stockholmi ümbruse viirsavidest. Läänemere ajaloost tuleb hoopis kustutada aga riimveeline Eheneisimere staadium.

Antsülusjärve ja Litoriinamere vahelise nõrgalt riimveelise Mastogloiamere (umbes 8000-7000 a. tagasi) ja Litoriinamere lõppfaasi - Limneamere (viimased 4000 aastat) väljaeraldamine on vaieldav, kuid sõltuvalt uurija kontseptuaalsest lähenemisest siiski võimalik.

Kõik seni kasutusel olnud, peamiselt subfossiilsete molluskite nimesid kandvad Läänemere staadiumid on välja eraldatud erinevatel printsiipidel ja neil puuduvad stratotüübid. Neid pole kunagi stratigraafiliste ühikutena selgelt defineeritud. Soolsuse muutus Läänemeres oli teatavasti väga pikaajaline protsess. Nii algas ookeanivee viimane sissetung Läänemerre diatomeeanalüüsi andmetel Blekinges Lõuna Rootsis umbes 8500 aastat tagasi (Berglund, 1984), kuid oli Stockholmi juures märgatav alles 7900 aastat tagasi (Fromm, 1972). Lääne- Eestis (Kessel, 1965) ja Saksamaa rannikuvetes ilmus riimveeline malakofauna aga kõigest 7000 aasta eest (Kliewe, Janke, 1978). Seepärast ei saa ka esineda soolsuse muutusest tingitud kogu merd haaranud sünkroonset litostratigraafilist piiri meresetetes. H. Ignatiuse jt. poolt 1981.a. põhjasetetes eristatud litostratigraafilisi ühikuid ei ole võimalik veenvalt siduda ei eksisteeriva bio- ega kronostratigraafilise skaalaga, ega maismaal välja eraldatud stratigraafiliste ühikutega.

Ümber tuleb hinnata Läänemere transgressioonide vanus. H. Kessel koos J.-M. Punninguga (1969) luges Antsülusjärve transgressiooni kulminatsiooniks aega 8200-8400 a.t., hiljem koos A. Raukasega (1984 jt.) - 8700 a.t. Kuid transgressiooni vanus on ilmselt veelgi suurem. Veetõus algas umbes 9600 a.t. ja kulmineerus 9200-9000 a.t. Litoriinamere transgressiooni kulminatsioon oli aga ajavahemikus 7000-6000 a.t.

Läänemere edasiste uuringute esmaülesandeks on kohalike, seejärel aga regionaalsete (näit. Soome laht) ja basseiniliste stratotüüpide püstitamine ning üksikasjalik uurimine, hiljem aga avamere stratotüüpide sidumine rannalähedaste ja maismaaliste läbilõigetega. Kahjuks pole see vajalik töö seni veel alanudki.

SOOME LAHE HILIS- JA PÄRASTJÄÄAEGSETE SETETE LITOSTRATIGRAAFIA

Jaan Lutt[2]

Lähtudes siiani kogutud andmeist ja puursüdamike kirjeldustest ning arvestades varemilmunud publikatsioone (Blazts^is^in,1985; Rõbalko,1985 jt.) on otstarbekas käsitleda hilis- ja pärastjääaegset sedimentatsiooni Soome lahes nelja etapina :

1. Basaalse osa - liustiku- ja liustikujõe setete, s.t. moreenide, liivade kruusade - kujunemine gotiglatsiaalis ja sellele eelneval ajal, mil käsitletav akvatoorium oli enamasti kaetud liustikujääga.

2. Hilisjääaegsete ulatuslike jääpaisjärvede etapp - rohkem või vähem selge värvilise tekstuuriga, ulatusliku pindalalise levikuga peliitsete setete kujunemine.

3. Pärastjääaegsete suurjärvede etapp - valdavalt ebaselge kihilisusega, ebapüsivaid rauasulfiide sisaldavate peliitsete, harvem aleuriitsete setete kujunemine.

4. Mereline arenguetapp - riimveelisi organisme sisaldavate, enamasti kihiliste, rohekate, ka mustade peliitsete, harvem aleuriitsete setete moodustumine.

Hilis- ja pärastjääaegsete setete välisilmet ja litoloogilisi tunnuseid (lõimis, mineraalne koostis jmt.) silmas pidades on praktilise töö huvides otstarbekas kasutada allpool esitatud (kohalikke) litostratigraafilisi ühikuid - kihistikke :

I. Meresetete ("roheline") kihistik - orgaanilise aine rikkad, sageli mikrokihilised rohekashallid kuni mustad peliidid ja aleuriidid, kontakt lamamiga tavaliselt terav.

II. Sinakashallide peliitide ("sinine") kihistik - valdavalt massiivse tekstuuriga sinakad peliidid hajutatud sulfiidsete mikrokonkretsioonidega; piir lamamiga selge tänu värvuse muutusele.

III. Hüdrotroiliitne kihistik - ebaselge kihilisusega hüdrotroiliiti sisaldavad pruunikad peliidid, piir lamamiga selge.

IV. Aleuriitne kihistik - ebaselge kihilisusege pruunikashallid aleuriit-peliidid ja aleuriidid. Alumine piir sageli selgelt määratav liiva sisaldavate, laineliste kihipindadega aleuriidi kihikeste järgi.

V. "Kirjuvärviline" kihistik - harvade aleuriidi vahekihikestega sinakashalli, roosa ja pruuni peliidi vaheldumine, piir lamamiga üleminekuline ja märgib "kirjuvärvilisuse" ilmumist läbilõikes.

VI. Värviliste peliitide kihistik - valdavad peliitsed, alumises osas ka aleuriitsed, pruunikad, harvem pruunikashallid setted. Värvilisuse kontrastsus väheneb lasumi suunas.

VII. Kihistiku moodustavad juba viimase jääaja eriilmelised moreenid ja liustikujõesetted.

Õietolmuanalüüsi põhjal moodustusid kolme alumise (V-VII) kihistiku setted hilisjääajal ning kuuluvad ülempleistotseeni Järva kihistusse. Ülejäänud, nooremad setted kuuluvad holotseeni ja neid käsitletakse Balti kihistuna (Raukas,1988). I kihistiku setted moodustusid meres, II-IV kihistike setted holotseenseis suurjärvedes, V-VI kihistike setted gotiglatsiaalseis järvedes ning VII kihistiku setted liustikulistes tingimustes.

SOOME LAHE LÕUNAOSA GEOLOOGILISEST EHITUSEST

Priit Tammik[1]

Soome lahe lõunaosa geoloogilise ehituse üldjooned on määranud suures osas viimane jääaeg, mis kujundas oluliselt ümber varasema reljeefi. Ka hilisemad protsessid on vaadeldavas basseinis kaudselt jäätumisega seotud, eelkõige glatsiaalsete setete kaudu, mida meri on pidevalt ümber kujundanud.

Struktuurselt kujutab Soome laht endast Balti kilbi ja Vene lava vahelist nõgu, mis eksisteeris ilmselt juba enne jäätumist, kuid mille teke pole üheselt selge. Vaadeldaval nõol võib täheldada kuestalaadset ehitust, kus maakoore plokkide põhjapoolsed servad on kerkinud lõunapoolsete suhtes, kusjuures kerkimise teljeks on üldjoontes ida-lääne

suund. Suure tõenäosusega on vaadeldavad plokid aktiivsed ka tänapäeval. Lahe lõunakülge ilmestab ordoviitsiumi, üksikuis kohtades ka kambriumi kivimeist, peamiselt lubjakividest klint, mis seoses maakoore kerkimisega on paiguti lahest eemaldunud, kuid lahe lääneosas jätkub saartel ning vähesel määral ka vee all. Klindi ees jätkuvad kambriumi-vendi settekivimid mere suunas. Erinevates kohtades paljanduvad kaldalähedases vees kambriumi sinisavid või liivakivid, moodustades koos moreeniga klindieelse bentši.

Klinti on kuni üle 100 m sügavuselt lõikunud vanade jäätumiseelsete jõgede orud, mis on täidetud peaaegu täielikult jäätumisaegsete setetega, kuigi on jälgitavad ka tänapäevases reljeefis. Nimelt on paljude tänapäeva jõgede sängid endiste kohal, ning lahtedest, kuhu nad voolavad, saavad alguse mõnede vanade orgude veealused osad, mille kontuure võib kohati jälgida kuni Soome lahe keskpaigani. Liustik, mis neid vanu orge täiendavalt süvendas, kuhjas viimaste vahele peamiselt moreenist, vähem liustiku vooluvete setetest koosnevad voorelaadsed kuhjatised, mis võivad omada ka aluspõhjalist tuuma. Antud vormid, mis moodustavad paiguti madalike ja saarte ridu, võivad jätkuda ka maismaal. Üldjuhul on need orienteeritud põhja-lõuna või loode-kagu suunas. Liustiku taandumisel ca 12000 a tagasi moodustunud basseini lõunaserv alustas enam-vähem ühtlast liikumist põhja suunas, nii kuidas veetase langes ja jää raskuse alt vabanenud maapind kerkis. Järgnev Soome lahe areng toimus jääjärvelises, järvelises ja merelises keskkonnas. Rannikul kujunes välja õgvenduva murrutus-kuhjelise lahelise rannavööndi tüüp (Orviku, 1974). Voorelaadsed vormid on allunud pidevale kulutusprotsessile, mille tulemusel tekkinud peenem materjal settis basseini sügavamates või vaiksemates osades. Seoses võrdlemisi keeruka ja muutliku hoovuste süsteemiga lahes võib setete kulutusala üksikutel juhtudel asuda sügavamal kuhjealast. Loodest kagusse orienteeritud voorelaadseid vorme uhtuvad veed on viimaste põhja- ja loodeotstes, nii vee all kui kaldal, välja uhtnud rahnud, pangased ja munakad, kandes peenema materjali piki veealust nõlva lõuna ja kagu suunas. Nii on paljude saarte ja madalike lõuna- ja kaguotste lähedale kuhjunud ulatuslikud liivalasundid. Põhiliseks settekande protsessi kiirendavaks teguriks on tormituul, mis paneb peale lainete liikuma ka hoovused. Üldiselt on basseinis siiski peenemate setete liikumine suunatud madalamalt sügavamale, s.t. et süvaosades settivad peliitsed aleuriidikad organogeensed mudad. Seda seaduspära võib rikkuda ka tehnogeensete setete kuhjumine, eelkõige suurte tööstuskeskuste lähedal, ja jõgedest lähtuv reostus. Kuna suur osa akvatooriumist on suhteliselt madalaveeline, siis valdavad seal stabiilselt suhteliselt nõrgad kulutus- kuhjelised protsessid, kusjuures üldjuhul paljanduvad Balti jääpaisjärve või Antsülusjärve savid, mis võivad olla kaetud õhukese muda- ja liivakihiga. Taolised alad levivad sageli kaldale suhteliselt lähedastes piirkondades ja ümber vooretaoliste vormide. Kaldast kaugemal asuvate suhteliselt stabiilsete aladega on seotud raua-mangaani konkretsioonide levik. Soome lahe telje piirkonnas on võimalik välja eraldada konkretsioonide levikupiirkondi, mis laienevad nagu savide levikualadki ida suunas. Vaadeldavad raua-mangaani konkretsioonid, nagu ka eelpool nimetatud liustiku vooluvete setted ja kohati ilmselt ka moreenist välja pestud materjal ning savid ja mudad, võivad leida kasutamist maavaradena. Selle üheks eelduseks on aga nende ja looduskeskkonna protsesside täiendav uurimine.

SOOME LAHE LÕUNAOSA PÕHJASETETE STRATIGRAAFIA MÕNINGAID ASPEKTE.

Gea Rennel[1]

Alates 80-ndate aastate algusest, kui alustas tööd Tallinna Geoloogia Töökonna meregeoloogia rühm, on kogutud suur hulk huvitavat materjali Soome lahe põhjasetete stratigraafia ja leviku iseärasuste kohta. Muuhulgas on tehtud seitsme puuraugu palünoloogiline analüüs, mis on võimaldanud täpsustada mõningaid litostratigraafilisi aspekte.

Uuritud setetes on võimalik eraldada 4 settekompleksi:

1. vahetult moreenil lasuvad Balti jääpaisjärve viirsavid ja savid,
2. Joldia mere setted,
3. Antsülusjärve hüdrotroiliitsed savid,
4. Litoriina ja Limneamere peliitsed mudad.

Balti jääpaisjärve setete palünoloogiline analüüs näitas, et läbilõike alumised paksukihilised aleuriitsed viirsavid, mis settisid jääserva vahetus läheduses, sisaldavad õietolmu väga piiratud hulgal ja seegi on ümbersetitatud iseloomuga, mistõttu nende kihtide dateerimine on võimatu. Balti jääpaisjärve kompleksi keskosa moodustavad hallikaskreemid aleuriidi vahekihtidega savid, mis oma ülemises osas moodustavad selge ülapiiriga halli kihi, on aga ilmselt kujunenud allerödi ajal ja nimetatud hall intervall markeerib allerödi kliimaoptimumi. Balti jääpaisjärve läbilõike ülemise osa homogeensed kreemid savid sisaldavad juba tüüpilist hilisele drüüasele iselomulikku õietolmu kooslust.

Soome lahe põhjasetted on unikaalsed selle poolest, et neis on võimalik makroskoopiliselt määrata pleistotseeni ja holotseeni vahelist piiri, mida markeerivad üks või mitu aleuriidikihti, mille teke oli seotud nn. Billingeni katastroofiga. Nende ja Antsülusjärve algust tähistava hüdrotroiliitse kihi vahele jäävad Joldia mere setted, mis erinevad lamavatest Balti jääpaisjärve savidest oma hallikama värvi poolest. Huvipakkuv on fakt, et hall toon ilmub setetesse tavaliselt juba umbes 5 cm allpool markeerivaid aleuriidikihte. Palünoloogiline analüüs näitas, et just see on piir, kus hilisjääaegne floora asendub tüüpiliselt preboreaalse flooraga. Ta on hästi jälgitav kõikides uuritud läbilõigetes ja võimaldab teha järelduse, et oluline kliimamuutus eelnes Billingeni läbimurdele.

Antsülusjärve settekompleks algab nn. alumise hüdrotroiliitse horisondiga, mille õietolmuspekter on veel selgelt preboreaalse iseloomuga. Ülejäänud Antsülusjärve setted on kujunenud boreaalse kliimaperioodi vältel, sealhulgas ka läbilõike ülemise osa helesinised savid, mis kirjanduse andmetel on diatomeede poolest praktiliselt tühjad. Palünoloogiliselt erineb see nn. üleminekustaadium lamavatest setetest selle poolest, et siit saab alguse laialehiste puude õietolmu pidev kõver ja oluliselt tõuseb sarapuu õietolmu hulk. Kirjeldatud helesinise intervalli litoloogiliselt väga terav ülemine piir on piiriks Antsülusjärve savide ja Litoriina-Limneamere peliitsete mudade vahel. Palünoloogiliselt tähistab see piir üldiselt atlantilise kliimaperioodi algust, kuigi nad iga kord ei pruugi ühte langeda.

Litoriina ja Limneamere peliitsed ja aleuriitsed valdavalt rohelised (ülemises osas tumehallid kuni mustad) setted moodustavad uuritud alal ühtse kompleksi. Puudub ühe-

mõtteline litoloogiline piir nende eristamiseks. Kindlalt võib vaid väita, et läbilõike ülemise osa mustad mudad on settinud juba Limneamere tingimustes. Palünoloogiline analüüs on võimaldanud selle kompleksi piires eraldada atlantilise, subboreaalse ja subatlantilise kronovöö setted. Siiani ei ole osutunud võimalikuks eraldi välja eraldada pärna ja jalaka vöid, mis on tingitud pärna õietolmu vähesest hulgast setetes. Raskusi on olnud ka mõlema kuuse vöö eraldamisega, mida mõnel juhul on tulnud teha ühele proovile tuginedes.

Kokkuvõtteks võib öelda, et Soome lahe põhjasetete õietolmuspektrid on vähe mõjutatud taimkatte lokaalsetest iseärasustest ning annavad seetõttu teatud mõttes kesendatud pildi taimkatte arengust Soome lahe piirkonnas pärast mandrijää taandumist siit.

EESTI MERERAND JA SELLE ARENGUTENDENTSID

Kaarel Orviku[2]

Eesti rannajoon on tänu tugevale liigestatusele ja rohketele saartele enam kui 3780 km pikk. Sellest umbes 2/3 langeb saarte arvele.

Ranniku ja randla ehitus ja areng on mitmekesine ning paljuski ettemääratud kogu territooriumi geoloogilise ehituse iseärasuste, s.h. maakoore kõikuvatest liikumiste, aluspõhja kivimite pealispinna iseloomu, eriti aga viimase mandrijäätumise setete ja pinnavormide suure mitmekesisuse poolt. Seepärast ongi arusaadav, et juba eelmise sajandi keskpaigast peale (Helmersen, 1856 jt.) on mererandade ehituse ja arengu uurimisele pööratud tõsist tähelepanu. Seoses ranniku üha intensiivsema kasutusega ning randade jätkuvate tugevate purustustega on viimaste aastate teaduslikud uurimised hakanud kandma järjest enam rakenduslikku iseloomu.

Suurt tähelepanu on pööratud ranniku arengu üldteoreetilistele küsimustele - ranniku ja randade klassifitseerimisele ning kogu ranniku kui terviku arenguloole viimasel paaril tuhandel aastal. Enamus Eesti mereranniku on aktiivses lahelise ranniku arengustaadiumis, s.t. neemede piires esineb murrutus, lahtede pärades aga enamasti setete kuhjumine. Vähem ulatusliku levikuga on õgurannikud. Neist tuntumaks tuleb lugeda Põhja-Eesti paekallast, mis tänu pikaajalisele, ligi 9000 a. pidevale arengule murrutusjärsakuna on muutunud ida-osas praktiliselt sirgjooneliseks. Tagasihoidlikult, näiteks Narva lahes esineb ka õgvendunud kuhjerannikut.

Igale rannikutüübile on iseloomulik kindel rannatüüpide kooslus. Näiteks õgvenduva lahelise murrutus-kuhjeranniku piires puudub pankrand, samal ajal kui nn. klindilahtede levikualal on pankranna ulatus ligi pool kogu rannajoone pikkusest.

Viimasel paarikümnel aastal on järsult halvenenud liivarandade looduslik seisund. Korduvate tugevate tormipurustuste tulemusena on liiva hulk rannas vähenenud, rannaastangud on kohati taandunud mitmeid meetreid. Aktiviseerunud on ka rannaprotsessid teiste rannatüüpide piires.

Seniste uurimiste põhjal võib öelda, et rannaprotsesside aktiviseerumise peamisteks põhjusteks tuleb lugeda looduslikke tegureid - eeskätt tugevate tormide ja nendega kaasnevate kõrgete veeseisude sagenemist viimastel aastakümnetel. Kuigi Läänemere põhja-

poolsetes piirkondades, kuhu kuulub ka Eesti rannik, tänu siinsele maakoore kerkimisele nn. kasvuhoone efektist põhjustatud oletatav meretaseme tõus otseselt olulisi muutusi rannajoone arengus esialgu kaasa ei too, võiks autori arvates viimaste aastate tsüklonaalse tegevuse kasvu siiski lugeda selle nähtuse esimeseks tunnusjooneks.

Viimaste aastate inimese aktiivne tegevus rannikul, tihti kahjuks läbimõtlemata, on kas kaudselt või otseselt soodustanud rannaprotsesside aktiviseerumist mitmes piirkonnas. Eriti tundlikud selles suhtes on meie valdavalt peen-liivast koosnevad rannad. Uurimistega on selgunud, et veealusel rannanõlval on kobedate setete kogused piiratud, mis vähendab ranniku kui terviku vastupanuvõimet mere tegevusele.

Arvestades mereranniku üha halvenevat looduslikku seisukorda, nn. kasvuhooneefektist tingitud oletatavat globaalset meretaseme tõusu ning rannikuala järjest intensiivsemat kasutuselevõttu, tuleks edaspidi ranniku kui terviku arengu küsimustele ning loodushoiu strateegia väljatöötamisele pöörata senisest tõsisemat tähelepanu.

Igale rannikutüübile on iseloomulik kindel rannatüüpide kooslus. Näiteks õgvenduva lahelise murrutus-kuhjeranniku piires puudub pankrand, samal ajal kui nn. klindilahtede levikualal on pankranna ulatus ligi pool kogu rannajoone pikkusest.

Viimasel paarikümnel aastal on järsult halvenenud liivarandade looduslik seisund. Korduvate tormipurustuste tulemusena on liiva hulk rannas vähenenud, rannaastangud on kohati taandunud mitmeid meetreid. Aktiviseerunud on ka rannaprotsessid teiste rannatüüpide piires. Seniste uurimiste põhjal võib öelda, et rannaprotsesside aktiviseerumise peamisteks põhjusteks tuleb lugeda looduslikke tegureid - eeskätt tugevate tormide ja nendega kaasnevate kõrgete veeseisude sagenemist viimastel aastakümnetel.

ALUSPÕHJA RELJEEFI KUJUNEMISEST

Elvi Tavast[2]

Aluspõhja reljeef on kujunenud paljude geoloogiliste tegurite mõjul, nagu tektoonilised liikumised, kivimite erinev litoloogiline koostis ja struktuur, erosioon, eksaratsioon, gravitatsioon jt. Reljeefi kujundavad faktorid jagunevad aktiivseteks ja passiivseteks (Gaigalas, Vaitekunas, 1969). Passiivsete tegurite hulka kulub näiteks kivimite litoloogiline koostis, mis on kogu geoloogilise aja kestel etendanud tähtsat osa reljeefi kujunemises.

Teadlaste arvamused aluspõhja reljeefi kujunemise kohta on erinevad. Osa uurijaid seab esikohale tektooniliste liikumiste osa (Doss, 1913; Kraus, 1923; Nikolajev, 1962). Teiste arvates oli juhtiv osa reljeefi kujunemises aluspõhja kivimite erineval litoloogilisel koostisel ja nende pikaajalisel kulutusel (Schmidt, 1881; Hausen, 1913; Orviku, 1955 jt.).

Paljud Skandinaaviamaade teadlased (Giere, 1938; Fromm, 1943; Tammekann, 1949) omistasid aluspõhja reljeefi kujunemises suurt tähtsust vanade jõgede erosioonile, eriti astangute moodustamises. Pärast seda muutis reljeefi peamiselt pleistotseeni liustike kulutav tegevus (Giere, 1938; Martinsson, 1958), mis muutis nii jõeorgusid kui ka nende poolt kujundatud pinnavorme.

Osa uurijaid on reljeefi kujundava tegurina eriti rõhutanud eksaratsiooni tähtsust (Grewingk, 1879; Issats^enkov, 1976 jt.). Enamasti arvatakse, et liustike eksaratsioon ainult muutis ja vormis ümber varem väljakujunenud reljeefivorme, kuid need säilitasid oma põhijooned. V.Giere oletab, et Põhja-Eesti paekallas taandus liustike kulutuse mõjul Suur-Tütarsaare - Lavansaari - Seitskäri joonelt kuni Narva lahe lõunarannikuni. V.Issats^enkov (1976; 1983) ja A.Makkavejev (1976) oletasid et pleistotseeni liustikud kandsid Fennoskandia kilbi lõunanõlvalt ära 50-60 m paksuse kihi aluspõhja kivimeid. Kvaternaarieel-setest orgudest ja liustikukeelte nõgudest oli ärakantud kiht veelgi paksem - kuni 100 m. Need arvud võivad olla suured, kuid ometi näitavad, et liustike eksaratsioonil oli kahtlemata märkimisväärne osa aluspõhja reljeefi kujunemises.

Tänapäeval on kõige enam levinud arvamus, et aluspõhja reljeef on kujunenud pikaajaliste erinevate geoloogiliste protsesside mõjul alates hilisdevonist kuni tänapäevani (Flodèn, Winterhalter, 1981; Tavast, Raukas, 1978 jt.).

Teadlased ei ole ühesugusel arvamusel juhtiva geoloogilise protsessi suhtes reljeefi kujunemisel, kuid Baltoskandia aluspõhja reljeefi kujunemise üldkontseptsioonis ollakse üsnagi üksmeelsed. Osa autoreid eraldavad reljeefi kujunemises kaks etappi (Giere, 1932; Tammekann, 1949; Martinsson, 1958), teised (Miidel, Puura, 1982) - kolm. Esimesena mainitud viitavad keskaegkonna riftogeneesile ja uusaegkonna tektooniliste liikumiste elavnemisele. Teised lisavad siia veel kvaternaari ajastu. Sealjuures esimene grupp uurijaid ei eita kvaternaaris toimuvate geoloogiliste protsesside mõju aluspõhja reljeefi ümberkujunemisel.

P.Thorslund (1927) oletas, et juba keskaegkonna lõpuks oli Balto- ja Fennoskandias kujunenud nüüdisaegsele sarnane lavamaa. E.Fromm (1943) ei olnud selle arvamusega päri ja väitis, et kuestalaadne reljeef võis kujuneda ainult jõgedega eraldatud aluspõhja kivimite blokkide olemasolu korral.

Teine periood aluspõhja reljeefi kujunemises algas uusaegkonna tektooniliste liikumiste elavnemisega. Sellel perioodil kujunes uus hüdrograafiavõrk ning perioodi lõpuks kuestalaadne reljeef.

Kvaternaari ajal mõjustasid reljeefi kujunemist pleistotseeni liustike eksaratsioon ja jäävaheaegade jõgede erosioon, holotseenis aga maapinna isostaatiline liikumine ja Läänemere erinevate staadiumite vete abrasioon.

Kokkuvõtteks võib öelda, et aluspõhja reljeefi suur- ja keskvormid on keeruka struktuurilis-denudatsioonilise päritoluga. Reljeefivormide moodustumisel kvaternaarieelsel ajal etendasid peamist osa tektoonilised liikumised ja denudatsioon. Nende vormide hilisemal liigestamisel osalesid aga väga mitmesugused eksogeensed protsessid. Viimastel aastakümnetel on suuresti kasvanud inimtegevuse mõju aluspõhja reljeefi ümberkujundamisel.

BALTI KLINDI TEKKEST JA ARENGUST

Avo Miidel[2]

Ligi 150 aasta jooksul on avaldatud Balti klindi tekkest mitmeid vastakaid hüpoteese. Kõige ebatõenäolisemad teooriad seletavad paekalda kujunemist kas liustike eksaratsiooniga (Jentzsch, 1914) või mere murrutusega (Menaker, 1940). Neist esimene ei ole kooskõlas üldtunnustatud andmetega liustike liikumisest, mis oli valdavalt risti paekaldaga. Teine eeldaks väga pikaajalise veekogu olemasolu Läänemere põhjaosas (kainosoikumis või varemgi) ja kestvaks abrasiooniks soodsat tektoonilist rez^iimi. Vastavat geoloogilist tõendmaterjali ei ole senini teada.

Väga palju on pooldajaid klindi tekke tektoonilisel hüpoteesil (Ramsay, 1910; Kraus, 1928; Valejev, 1978 jt.). Mõnede järgi olevat tekkinud piki Soome lahte murrang või alang, mille lõunatiiba näemegi paekaldana. Teiste arvates kuuluvad Soome laht, Laadoga, Äänisjärve, Kesk-Rootsi suured järvenõod, Läänemere ja Valge mere nõod ühtsesse murrangute ja alangute tsooni. Viimasel ajal käsitletakse neid ka riftidena või aulakogeenidena, mis on kujunenud kas proterosoikumis, paleosoikumis, neogeenis või koguni pleistotseenis. Tektoonilist hüpoteesi ei saa siiski lugeda tõestatuks, sest geoloogiliste ja geofüüsikaliste uurimistöödega ei ole senini paekaldast lõuna- ja põhjapool kindlaks tehtud olulisi kõrvalekaldumisi kihtide normaalsest lasumusest. Üle 1000 km pikkuse murrangu või rifti olemasolu eeldaks ka teisi samasuunalisi lasumusrikkeid, kuid neid pole leitud. Paekaldaga piirnevad maismaal ja merepõhjas kindlakstehtud tektoonilised rikked on valdavalt kas NW- ja NO-suunalised või meridionaalsed.

Olemasolevate geoloogiliste andmete põhjal on ilmselt tõele kõige lähemal need uurijad, kes käsitlevad paekallast denudatsioonilise pinnavormina ja uhe osana Ida-Euroopa tasandiku loodeosa kuestalaadsest reljeefist (S^midt, 1983; Tammekann, 1949; Martinsson, 1958 jt.). Kulutushüpoteesi modifikatsiooniks on B. Moz^ajevi (1973) idee, et paekallas on astang, mis eraldab tema ette jäävat pliotseenis tekkinud tasandamispinda temast lõunasse jäävast miotseeni tasandamispinnast.

Erosioonilis-denudatsioonilise reljeefi tekkes ja arengus oli määravaks settekivimite monoklinaalne lasumus ja nende erinev vastupidavus kulumisprotsessidele - nii omavaheline kui ka Fennoskandias levivate kristalsete kivimite suhtes. See viis järjest lõunapoole taanduvate astangute tekkele, millest suurim on kristalsete kivimite ja settekivimite piiril kujunenud Balti klint. Mõnede uurijate arvates algas see protsees juba enne kesk-devonit.

Üsna üksmeelselt arvatakse, et paleogeenis (mõnede uurijate järgi neogeenis) Atlandi ookeani põhjaosas arenevast riftogeneesist alguse saanud Fennoskandia ja Ida-Euroopa platvormi loodeosa intensiivne kerkimine andis uue impulsi reljeefi arengule. See viis uldjoontes tänini säilinud astangulise aluspõhja reljeefi tekkele. Selles protsessis oli suur tähtsus jõgedel, mis voolasid klinti tänapäevasest 200- 300 m madalama meretaseme tingimustes ümbritsevatelt aladelt ja piki Soome lahte ning mööda praegust Läänemere nõgu lõunasse. Soome lahes voolanud nn. Ürg-Neeva lõunanõlv kujunes järsumaks tänu kihtide lõunasuunalissele kallakusele, pannes sellega aluse paekaldale esialgsel kujul.

Paekalda edasine areng toimus jäätumiste mõjul juba kvaternaaris. Oma tänapäevase kuju sai paekallas siiski viimase 10000-11000 a. jooksul, mil ta allus Läänemere ja selle eelkäijate murrutusele. Tänu glatsioisostaatistele liikumistele kerkis paekallas aeglaselt merest, algul idas, kus ta on praegu kõrgem, hiljem läänes, kus ta on madalam. K. Orviku ja Kaarel Orviku (1969) järgi algas paekalda murrutus Kirde-Eestis umbes 11000 aastat tagasi, kuid Osmussarel ainult 2000 aasta eest.

LÄÄNEMEREMAADE KOOSTÖÖST HILISPLEISTOTSEENI PALEOGEOGRAAFIA UURIMISEL

Reet Karukäpp[2]

Skandianaavia mandriliustiku hääbumise aeg hilispleistotseenis oli kogu jäätumise piirkonnale oluliseks pinnakatet ja pinnamoodikujundavaks perioodiks. Viimase tähtsusest tulenevalt on koostatud spetsiaalsed uurimisprogrammid, nagu näiteks Rahvusvaheline Geokorrelatsiooni Programm nr. 253 "Termination of pleistocene" arvukate alaprogrammide ja töörühmadega paleoglatsioloogia, paleokliima jm. alal.

Kogu Skandinaavia jäätumisala iseloomustas hilisjääajal mandriliustike sulamine. Selgelt on jälgitavad mitmed liustiku servamoodustiste vööndid, kuid nende rööbistamine eri maade vahel on siiani vaidluse objektiks. Põhjused erinevateks hinnanguteks on nii objektiivsed, kui ka subjektiivsed. Jäätumise paleoklimaatilised tingimused Skandinaavias on olenevalt asukohast suurtes piirides varieerunud põhjustades sündmuste eriaegsust. Samuti on uurimistulemuste lahknevused tingitud erinevate meetodite kasutamisest, traditsioonidest ja võimalustest eri maades.

Liustiku servamoodustiste morfoloogiline rööbistamine maismaal on kauaaegsete uurimiste tulemusel piisavalt detailne. Seni pole aga vaieldamatult üksmeelne servamoodustiste rööbistamine üle Läänemere.

Varvokronoloogiat kui täpseimat dateerimismeetodit, mis teoreetiliselt võimaldab sündmusi rööbistada aasta täpsusega, on kõige järjekindlamalt rakendatud Rootsis. Pikaajaliste uuringute tulemusel on Rootsi varvokronoloogiline skaala seotud ka kalendriajaarvamisega. On tehtud mitmeid katseid korreleerida Rootsi varvokronoloogilist skaalat Soome omaga. Viimane edukas katse on tehtud 1990. aastal B. Strömbergi poolt. Rööbistuskatseid Leningradi oblasti, Karjala ja Soome vahel on tehtud juba kolmekümnendail aastail (Markov, 1931), kuid kahjuks jäid need vaid ligikaudseiks. Varvokronoloogilised uuringud Eestis põhinesid omakorda K. Markovi poolt saadud tulemustel ja said seetõttu olla samuti vaid ligikaudsed (Rähni, 1971).

Biostratigraafiliselt (palünoloogiliselt) on hilisjääaja soojad (Bolling, Allerod) ja neid eraldavad külmad (Vara- ja Hilis- Dryas) perioodid Läänemeremaades lokaalselt hästi iseloomustatud, kuid sellest hoolimata ei võimalda nimetatud meetod siiski täpseid stratigraafilisi rööbistusi.

Hilisjääaja paleogeograafia seisukohalt on suur tähtsus arvukatel ^{14}C dateeringutel. Viimastega on aga seotud eksimise võimalused, millised on tingitud analüüsitava süsini-

ku päritolust, analuusi metoodikast, aga ka tulemuste interpreteerimisest. Mitmed vead on välditavad meetodite (varvokronoloogia, ^{14}C, palünoloogia) komplekssel kasutamisel.

Varvokronoloogia ja ^{14}C analüüsidega kontrollitud paleomagnetismi määrangud hilisjääaja setteist Rootsis hõlmavad ligikaudu viimased 2000 aastat. Leningradi oblasti ja Lõuna-Karjala viirsavide paleomagnetismi määrangute tulemusel on saadud andmed magnetvälja muutuste kohta hilisjääajal ligi 6000 aasta vältel (Ekman, Bahmutov, Zagnii, 1987). See on pikim hilisjääaega iseloomustav magnetostratigraafiline skaala Läänemere piirkonnas ja võimaldab korreleerida üksteisest kaugel asuvaid viirsavide läbilõikeid. Kuid nimetatud skaala sidumisel ajaskaalaga ilmneb 300-400 aastane erinevus Rootsi vastavast skaalast (Sandgren, 1986).

Vaatamata pikaajalistele liustiku taandumise paleogeograafia uuringutele pole seni küllalt efektiivset meetodit sündmuste usaldusväärseks korreleerimiseks kogu jäätumisalal. Seega on koostöö üheks ülesandeks vabaneda reaalselt eksisteerinud paleoglatsioloogilist laadi uurimistulemuste lahknevusest. Seda võimaldaks metoodika ühtlustamine, ühised välitööd ja analüüside dubleerimine.

MULLUTU-SUURLAHE ARENG DIATOMEEANALÜÜSI PÕHJAL

Maire Sakson[2]

Diatomeed on määratud rannajärve lõunaosast võetud puursüdamikus pikkusega 1.70 m. Analüüsitud on 5 cm intervalliga võetud 18 proovi. Ökoloogiliselt jagunevad 114 määratud taksonit diatomeesid järgmiselt: soolasemereveelisi (polügaloobe 30%), soolaseveelisi (mesogaloobe 0.2-30%), mageveelisi (oligogaloobe 0.01-5%). Mageveeliste hulgas oli halofiile (0.4- 0.5%) - 10, indifirente (0.2-0.4%) - 39. Epifüüte määrati 31, põhjavorme - 40, planktonilisi liike - 7.

Diatomeefloora liigilise koosluse ja erinevate ökoloogiliste gruppide osatähtsuse alusel võib veekogu arengus eraldada 3 perioodi: laguuni, laguunjärve ja rannajärve staadiumid.

Laguuni staadium: puuraugus esindatud setetega vahemikus 1.70 - 1.65 m, proov 34. Diatomeefloora koosluses domineerivad mere ja soolaseveelised liigid - 83%. Valdava osa moodustavad tüüpilised Litoriinamere liigid - *Grammatophora oceanica, Rhabdonema arcuatum, Campylodiscus clypeus*. Soolaseveelistest domineerivad (8-10%) põhjavormid - *Cocconeis scutellum, Nitczshia punctata, Diploneis didyma*. Enamuse indiferentseist liikidest moodustavad epifüüdid - *Epithemia turgida, Opephora martyi, Amphora ovalis*. Settimine toimus madalaveelises laguunis kuhu aeg-ajalt võis sattuda merevesi ja, mille soolsus oli ligilähedane kaasaegse Soome lahe soolsusele - ligikaudu 4-6%.

Laguunjärve staadium: sügavusvahemik puuraugus 1.60-0.6m, proovid 32 - 14. Diatomeeflooras domineerivad (70 - 52%) soolaseveelised liigid: *Mastogloia smithii, M. braunii, M. baltica, M.elliptica, Campylodiscus clypeus, Diploneis interrupta.* Indiferendid moodustavad 20 - 40%, neist epifüüte 48_ 76%, põhjavorme 48% ja planktonilisi 2 - 8%. Domineerivad *Cocconeis placentula, Navicula cincta, N.radiosa, N.oblonga, Cymbella lacustris, C.ventricosa, Rhoicosphenia curvata, Epithemia argus, Fragilaria brevistriata.* Settimine toimus madalaveelises eutroofses laguunjärves, mille soolsus oli ligilähedaselt 2 - 4%.

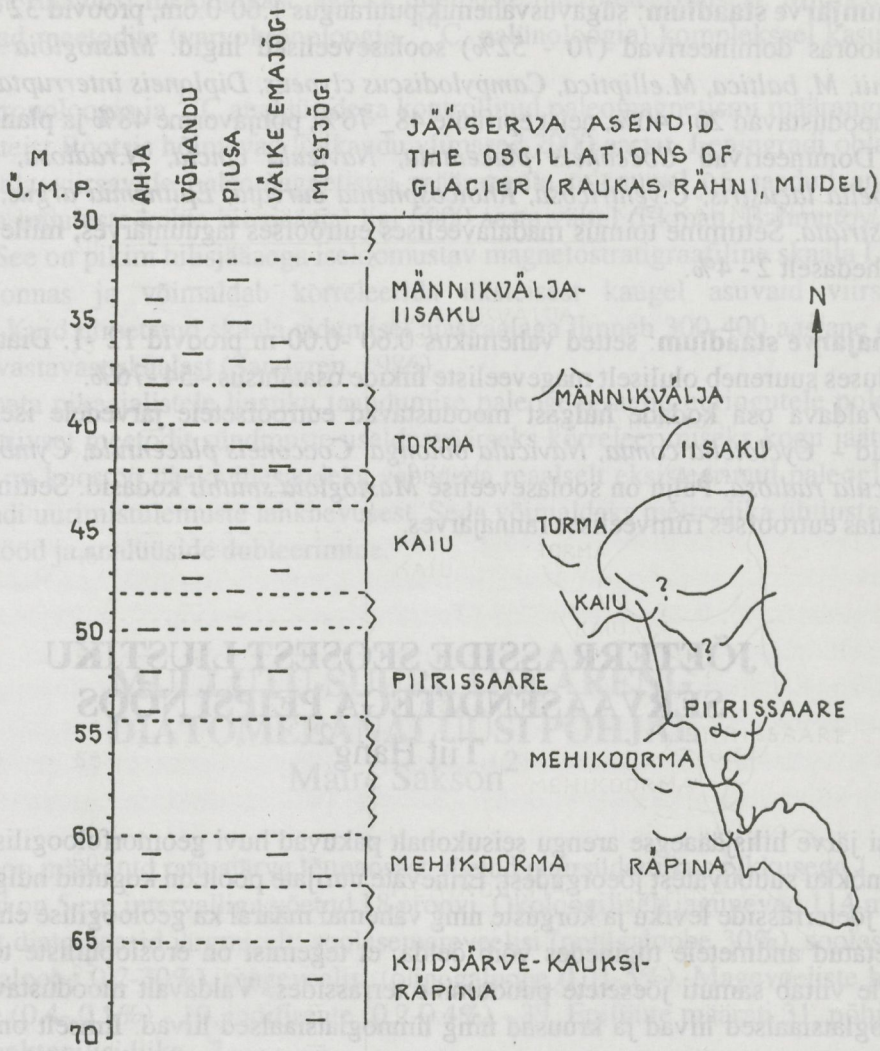
Rannajärve staadium: setted vahemikus 0.60 -0.00 m proovid 12 -1. Diatomeefloora koosluses suureneb oluliselt mageveeliste liikide osatähtsus - 54 -76%.

Valdava osa kodade hulgast moodustavad eutroofsetele järvedele iseloomulikud vormid - *Cyclotella comta, Navicula oblonga, Cocconeis placentula, Cymbella affinis, Navicula radiosa.* Palju on soolaseveelise *Mastogloia smithii* kodasid. Settimine toimus madalas eutroofses riimveelises rannajärves.

JÕETERRASSIDE SEOSEST LIUSTIKU SERVAASENDITEGA PEIPSI NÕOS

Tiit Hang[2]

Peipsi järve hilisjääaegse arengu seisukohalt pakuvad huvi geomorfoloogilised andmed järvenõkku suubuvatest jõeorgudest. Erinevate uurijate poolt on kogutud hulgaliselt andmeid jõeterrasside leviku ja kõrguste ning vähemal määral ka geoloogilise ehituse kohta. Nimetatud andmetele tuginedes võib öelda, et tegemist on erosiooniliste terrassidega, millele viitab samuti jõesetete puudumine terrassides. Valdavalt moodustavad terrasse fluvioglatsiaalsed liivad ja kruusad ning limnoglatsiaalsed liivad. Ilmselt on need settinud deltalistes tingimustes ning vastavalt erosioonibaasi alanemisele on delta paigutunud tänapäevase suudme suunas. Hiljem on jõe erodeeriva tegevuse tulemusel kujunenud terrassid, milledest meandreerumise tagajärjel on säilinud vaid lühikesed segmendid. Dateerimisraskuste tõttu tuleb terrasside määramiseks kasutada kaudseid (näit. geomorfoloogilisi) meetodeid. Terrasside suudmepoolse otsa absoluutne kõrgus võiks ligilähedaselt markeerida erosioonibaasi kõrgust. Viimast aluseks võttes on erinevaid terrasse seotud järve arenguetappidega (Liblik, 1964; Hang, Liblik, Linkrus, 1964; Raukas, Rähni, Miidel, 1969). Erosioonibaasi alanemise põhjusteks on peetud vabanenud väljavoolu basseinist, basseini pindala suurenemist jääserva taandumise tõttu või sulavete juurdevoolu vähenemist. Väljavoolu avanemise teooria vastu räägib see, et ei ole leitud jälgi äkilistest läbimurretest ega väljakantud setetest. Samuti tuleks sellisel juhul eeldada mitut järgnenud läbimurret. Terrasside kõrguste ja Peipsi nõos eraldatud servaasendite korrelatsioon viitab sellele, et tõenäoliseks tuleb pidada jääpaisjärve nõo mahu suurenemisest tingitud veetaseme alanemist, kuigi nõuab veel selgitamist, kas suurenenud maht kompenseeris sulamisest tingitud vee juurdevoolu (joonis). Jooniselt nähtub terrasside



T. Hang. Joonis.

esinemise rütmilisus, mille põhjuseks võiks olla liustiku taandumisest tingitud kiire erosioonibaasi alanemine. Liustiku serva suhtelise paigalseisu tingimustes alanes ilmselt erosioonibaas aeglasemalt, nii, et said kujuneda terrassid.

ISOTOOPMEETODITE KASUTAMISEST PALEOKLIMAATILISTES UURINGUTES

Rein Vaikmäe[2]

Lähi- ja kaugema tuleviku kliimamuutuste võimalikud stsenaariumid pakuvad huvi nii teadlastele, majandusinimestele, poliitikutele, kui ka tavakodanikele. Rahvusvahelises "Globaalsete muutuste" programmis on kliima uurimine kesksel kohal. Selleks kasutatakse väga erinevaid teid, sealhulgas ka minevikus toimunud kliimamuutuste põhjuste ja ulatuse uurimist. Informatsiooniallikatena kasutatakse teiste seas ka liustikujääs, ookeani põhjasetetes ning järve- ja soosetetes salvestunud isotoopvariatsioone, mis peegeldavad nende tekkimisaja keskkonnatingimusi.

Eesti TA Geoloogia Instituudi isotoopgeoloogia laboris tegeldakse sellesuunaliste töödega alates 70-te aastate keskpaigast. Isotoopuuringute objektideks on olnud Arktika ja Antarktika liustike puursüdamikud, igikelts ja maasisene jää Põhja-Siberi erinevatest piirkondadest, järvelubja läbilõiked Eestist, Valgevenest, Soomest ja mujalt.

Isotoopuuringud Teravmägede liustikel võimaldasid saada informatsiooni sealse piirkonna kliima muutuste kohta viimase 1000 aasta jooksul. Ühtlasi selgus, et nn. 'soojades' liustikes aja jooksul esialgne isotoopinformatsioon muutub olenevalt liustiku toitumistingimustest. Seetõttu ei säili sellistes liustikes üldjuhul sademete sessoonsed isotoopvariatsioonid. Küll aga säilivad nõrgalt modifitseerituna pikemaajalised keskmised sademete isotoopkoostise muutused.

Antarktikas uurisime isotoopprofiile nii mandriliustiku äärealadel kui ka selle keskosas. Kuninganna Maudi Maa põhjaosas Novolazarevskaja jaama piirkonnas uuriti 809 m pikkuse liustikupuursüdamiku $d^{18}O$ profiili. Selgus, et sademete sessoonsed isotoopvariatsioonid säilivad sealsetes tingimustes suurte sügavusteni, võimaldades hinnata kliimamuutusi viimase 8000 aasta jooksul.

Erilist huvi pakub Antarktika jääkatte keskosas, kuppel B piirkonnas 1987. aastal puuritud 760 m pikkuse jääsüdamiku isotoopprofiil. See peegeldab kliimamuutusi viimase 30000 aasta jooksul. Väga ilmekalt väljendub isotoopprofiilil pleistotseeni- holotseeni piir. Puursüdamiku selle lõigu detailne uurimine peaks andma unikaalset informatsiooni geoloogilises mõttes lühikese ajavahemiku jooksul toimunud drastiliste kliimamuutuste ulatuse ja põhjuste kohta. Laialdastel maa-aladel Siberis ning Arktilises Kanadas esineb jää igikeltsana või maasisese jääna, mille mõõtmed võivad ulatuda tuhandete kuupmeetriteni. Meie viimaste aastate uuringud on näidanud, et ka selliste jäätüüpide isotoopkoostis kannab endas informatsiooni mineviku kliimamuutuste kohta. Lisaks sellele aitab suurte maasiseste jäämassivide isotoopkoostise uurimine saada teavet nende tekke kohta.

RADIOSÜSINIKU MEETODI KASUTAMINE EESTI GEOLOOGILISTE JA PALEOGEOGRAAFILISTE PROBLEEMIDE LAHENDAMISEL

Jaan-Mati Punning [5], Raivo Rajamäe [2]

Radioaktiivse süsiniku meetodi kasutamine on andnud olulise panuse Eesti kvaternaarigeoloogia ja paleogeograafia probleemide lahendamisel. Vähem kui 10 a. peale meetodi teoreetiliste aluste väljatöötamist alustas tööd radiosüsiniku laboratoorium Tartus, TA Zooloogia ja Botaanika Instituudis. Algaastail oli laboratooriumi põhitegevus suunatud paleobioloogilistele uuringutele, kuid õige pea lülituti ka geoloogiliste probleemide lahendamisele. Koostöös Geoloogia Instituudi spetsialistidega alustas A. Liiva Kaali kraatri setete uurimist, E. Ilves spetsialiseerus holotseensete soo- ja järvesetete kronostratigraafilistele probleemidele, J.-M. Punning Läänemere arengustaadiumite vanuse määramisele ja mandrijäätumise dünaamika probleemidele hilispleistotseenis. Esimese üldistava ja kokkuvõtva monograafiani jõuti juba 1974. aastal (Ilves jt., 1974). Monograafias esitati Balti Vabariikide ja piirnevate alade hilispleistotseeni geokronoloogiline skaala, holotseeni kronostratigraafia põhiskeem ja Läänemere arengulugu.

1972.a. alustas Geoloogia Instituudis tööd teine ^{14}C laboratoorium Eestis, mille põhiülesandeks algstaadiumil oli metoodika arendamine eeskätt hilispleistotseeni geokronoloogiliste probleemide uurimiseks. R. Rajamäe poolt tehtud suur seeria dateeringuid näitas, et nii Baltimaade kui ka naaberalade ja Arhangelski oblasti ülempleistotseeni läbilõigetes leidub organogeenseid setteid, millede ^{14}C vanuseid on 40-55 tuhande aasta piires. Et need vanused on ^{14}C meetodi kasutusvõimaluste piiril, ei ole senini ühest lahendust diskuteeritava keskvaldai jäävaba perioodi kronoloogia osas. Edukam on olnud jäätumise viimaste etappide geokronoloogiline uurimine. Detriitse organogeense materjali dateerimine hilisvaldai jäätumise maksimaalse leviku vööndi läbilõigetes tõi olulisi korrektiive seni tunnustatud mandrijää degratatsiooni ülidünaamilistesse skeemidesse. Vähesed organogeensete setete leiud Eesti ala liustikusetetes võimaldasid määrata Haanja, Otepää ja Pandivere staadiumide vanused. Palivere staadiumi vanuse ja Eesti ala jääkattest lõpliku vabanemise dateeringud on seni vastuolulised.

Oluline on olnud ^{14}C meetodi osa Läänemere arengu uurimisel . Mõneti lihtsustatud lähenemine Läänemere basseini üksikute staadiumite väljaeraldamises ja korreleerimises paleogeograafiliste ja -ökoloogilste andmete alusel on viidud vastuoludeni ^{14}C dateeringutel baseeruvate formaalsete skeemide vahel.

Analoogne on olukord Eesti holotseeni soo- ja järvesetete geokronoloogilisel liigestamisel. Meetodi kasutamise esimesel aastakümnel töötati ühistöös kvaternaarigeoloogidega välja Eesti holotseeni kronostratigraafiline skaala. Edasine progressivses tempos kasvav uuritud läbilõigete ja ^{14}C dateeringute hulk (praeguseks on Eesti holotseeni soo- ja järvesetete dateeringute koguarv ületanud tuhande) viisid teatud vastuoludele palünoloogilise analüüsi alusel koostatud ning dateeringutel baseeruvate kronoloogiliste skaalade vahel.

Kompleksuuringute puhul stimuleerib selliste vastuolude esilekerkimine üksikute meetodite edasiarendamist. ^{14}C laboratooriumide üheks põhiülesandeks on meetodi geokeemiliste ja geoloogiliste aluste täpsustamine, seda eriti järvesete dateerimiseks.

SOOSETETE DETAILLIIGESTAMISE VÕIMALUSTEST

Tiiu Koff[5]

Soosetete liigestamisel Eestis on kõige rohkem kasutamist leidnud biostratigraafilised meetodid, eelkõige õietolmuanalüüs. Nii on meil analüüsitud palju holotseeni läbilõikeid ja koostatud rohkem kui 200 õietolmudiagrammi, millede andmete alusel on holotseeni organogeensete setete stratigraafiline skeem põhijoontes välja töötatud.

Paljude probleemide lahendamiseks, näiteks inimtegevusest tingitud looduskeskkonna muutuste uurimiseks on vaja skeemide suuremat detailsust ja täpsemat ajaskaalat, kui seda võimaldab traditsiooniline õietolmuvöödeks liigestatud diagramm. Oluline osa selles on radiosüsiniku meetodil, mille kasutamisvõimalused detailliigestamiseks on piiratud, kuna vajaliku proovikoguse saamine on seotud suure materjalihulgaga. Viimane vähendab määrangute täpsust ning üldjuhul ei saa piiramatult suurendada ka dateeringute arvu, pealegi on ^{14}C dateeringud töömahukad ja kallid. Tavaliselt kasutatakse vajaliku ajaskaala saamiseks kas regionaalsete õietolmuvööde vanuseid või vahetult ^{14}C andmeid, mis ekstrapoleeritakse dateeritud kihtide vahelisel intervallil, eeldades, et dateeritud kihtide vahel on turba juurdekasv lineaarne. Kuid nagu näitavad uuringud (Ilomets, 1984; Punning jt., 1985) looduslikes tingimustes üldreeglina see eeldus ei realiseeru.

Üheks võimaluseks soosetete liigestamise detailiseerimisel on õietolmu konstantse sissekande meetod (Middeldrop, 1984), mille kasutamise eelduseks on stabiilne õietolmu sissekanne, mille omakorda tagab muutumatu maastiku struktuur ja otsese inimmõju puudumine. Seda meetodit kasutasime Kirde-Eestis, Kurtna mõhnastiku lääneservas asuva Niinsaare raba settekompleksi liigestamisel.

Meie eelnevad komplekssed uuringud näitavad, et konstantse õietolmu sissekande meetodit on võimalik kasutada vaid läbilõike ülemise osa rabastaadiumis moodustunud ja suhteliselt ühtlase botaanilise koostisega turbas liigestamisel. Selles ajavahemikus ei muutunud oluliselt soo piirid. Viimane tingimus on hädavajalik, sest põhiliseks eelduseks detailliigestamisel on see, et õietolmu sissekanne teatud ajavahemikul konkreetstes stabiilsetes tingimustes oleks konstantne.

Proovid õietolmuanalüüsiks võeti arvestusega, et iga proov hõlmab ajaliselt umbes 50 aastat, see on võimalik eelnevalt ^{14}C analüüside ja konstantse juurdekasvu (Ilomets, 1980) meetodeid kasutades. Analüüsil määrati õietolmu absoluutne sisaldus, lisades igale proovile kindla arvu *Lycopodiumi* eoseid (Stockmarr, 1971). Kasutades saadud andmeid koostati õietolmu jaotuse kumulatiivne kõver nii iga liigi kohta eraldi, kui ka kõigi puude kohta kokku. Neil graafikutel on võimalik eraldada sirgjoonelisi lõike, kus õietolmu sissekanne on olnud konstantne ja mida seega võib kasutada ekstrapoleerimiseks. Tuginedes ^{14}C andmetele on nüüd võimalik lihtsa aritmeetilise arvutusega leida üksikute meid huvitavate kihtide vanus kas ^{14}C ajaskaalas või vastavate paranduste sisseviimisel

absoluutses ajaskaalas. Murdepunktid õietolmu sissekande kumulatiivsel kõveral kannavad endas teavet loodustingimuste muutuse või inimmõjutuse kohta.

MAAVARADE GEOLOOGIA

GEOLOGY OF MINERAL RESOURCES

EESTI FOSFORIIDIST

Rein Raudsep[1]

Hiliskambriumis ja varaordoviitsiumis settinud, Ülgase ja Kallavere kihistu oobolusliivakivid ja -fosforiit levivad peaaegu kogu Eestis, v.a. kitsas edela-kirdesuunaline vöönd, mis ulatub Sõrve poolsaarelt (Saaremaal) Mustvee piirkonda. Neid kivimeid on uuritud juba ligi kolm sajandit, kuid sihipärast otsingut-uuringut alustati alles 1920.a. Irus. Käesoleva sajandi 80-ndate aastate lõpuks on töid tehtud kõigil maardlatel: Irus, Maardus, Toolses, Aseris, Narvas, Rakveres (eriti Rägavere, Kabala jt. piirkondades) ning perspektiivaladel Raasiku ja Kehra ümbruses. Kasutusele on võetud vaid Maardu fosforiit, mille kaevandamine aga 1991.a. lõpetati. Peale ülalmainitute on fosforiidiilminguid teada Märjamaa (Kesk-Eesti lõunaosa) ja Otepää ümbrusest (Lõuna-Eesti), kuid need kihid lasuvad väga sügaval (300-400 m).

Eesti oobolusfosforiit koosneb kvartsist (kvartsliivast) ja käsijalgsete (brahhiopoodide) kodade poolmetest ning nende tükkides olevast fosfaadist.

Fosfaadi (arvestatuna P_2O_5 järgi) nõutavaks sisalduseks toormes on vähemalt 3%. Erinevate maardlate piires kõigub P_2O_5 sisaldus fosforiidis väga laiades piirides ja ulatub maksimaalselt 20-25%.

Peale kahe peamise komponendi on fosforiidis raua- ja magneesiumiühendeid, millest oluliselt sõltub toorme kvaliteet ja tema kasutamiskõlblikkus üldse.

Fosforiidikihi nõutavaks paksuseks on loetud vähemalt 0,5 m, viimasel ajal (näiteks Rakvere fosforiidimaardlal) - isegi 1,5 m. Maksimaalne fosforiidikihi paksus on Kabala piirkonnas: kuni 10- 20 m.

Sõltuvalt Eestis kujunenud majanduslikust ja poliitilisest olukorrast ning keskkonna seisundist, on praegune situatsioon fosforiidimaardlate uurimisel ja evitamisel järgmine:

1. Iru ja Narva maardla territoorium on suures osas ehitiste alla jäänud ja nende varud on riiklikust maavarade varude bilansist välja arvatud;

2. Maardus on kaevandamiseks lubatud varud lõpukorral ja karjäär lõpetas oma tegevuse sel aastal;

3. Tsitre maardla asub suures osas Lahemaa Rahvuspargi piires ja tema varud on vaja lähemal ajal riiklikust maavarade bilansist välja arvata;

4. Toolse ja Rakvere maardla varud, mis on väga suured (ligi 1-2% maailma fosfaattoorme varudest), ei ole praeguse kaevandamis- ja rikastamistehnoloogia kasutamise korral evitamiseks lubatavad. Nende fosforiidikihtide kaevandamine tooks endaga kaasa äärmiselt kahjulikke ja pööramatuid mõjusid suure osa Eesti loodusele;

5. Aseri maardla varud on halvasti rikastatavad ja maardla pinnal on väga palju igasuguseid ehitisi ning muid kommunikatsioone.

Seega on Eestis mitu uuritud fosforiidimaardlat, kus on tähelepanuväärsed toorme varud: üle 800 miljoni tonni P_2O_5. Praegusel ajal, arvestades nende maardlate evitamise kahjulikkust keskkonnale, pole kaevanduste ja karjääride ehitamine reaalne.

EESTI FOSFORIITDE GEOKEEMILINE OLEMUS

Aadu Loog[4]

Eesti alamordoviitsiumi pakerordi lademe fosforiidid on omapärased terves maailmas. Tegu on harvaesineva biogeense fosforiidiga (bioliit), mille moodustavad lukuta käsijalgsete fosfaatsete karbipoolmete kogumikud kvartsliivakivis. See määrab ka Eesti fosforiitide geokeemilise olemuse.

Fosfaatset mineraali moodustavate elementide kõrval on uuritud veel 43 väikese elemendi esinemist Eesti fosforiitides.

Sisalduse järgi võib elemendid jaotada kolme gruppi:

- ✳1. elemendid, mis esinevad klarkist väiksema sisaldusega (Ti, V, Cr, Ni, Ga, Ba, Sc, Li, Th, Be, Sn, Rb, ja Cs). Nende elementide jaotus nii pindalaliselt kui ka läbilõikes on ühtlane;
- ✳2. elemendid, mis esinevad klarkist mõnevõrra suurema sisaldusega (Mn, Co, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Cd, As, Ge, Re, Sc). Jaotus on ebaühtlane, sageli esineb anomaaliaid;
- ✳3. elemendid, mis esinevad isomorfselt fosfaatse mineraali võres või on nende poolt sorbeeritud (F, Sr, U, haruldased muldmetallid - TR). Need elemendid esinevad alati fosforiitides ja nende sisaldus ületab mitmeid kordi klarki.
- ✳F, Sr, TR, U ja P moodustavad teravalt väljendunud positiivse geokeemilise anomaalia. Nende vahel valitsevad kõikjal positiivsed korrelatsiooniseosed, kuna F, Y, TR, Sr ja ka suurem osa U läheb isomorfselt fosfaatse mineraali koostisse. Seega nende levik ja jaotus nii pindalal kui ka läbilõikes on tihedalt seotud P levikuga.

Omapärane on ka haruldaste muldmetallide jaotus. Fosforiitides P, F, Sr, TR ja U sisalduste analüüs võimaldab oletada, et varaordoviitsiumi paleobasseini spetsiifilised paleogeograafilised tingimused ja vee keemiline koostis lõid soodsad tingimused ühetüübilise lukuta brahhiopoodide massiliseks esinemiseks.

Paljude väikeste elementide kogunemine paleobasseini vees ei olnud seotud ainult nende elementide ühendite sissekandega kulutusalalt vaid ka veealuste hüdrotermidega.

Fosfaatide ja orgaanilise aine kogunemine tingis ka paljude väikeste elementide kontsentreerumise. Põhilisteks faktoriteks, mis kutsusid esile kontsentreerumise karbipoolmetes olid süngeneetilised bioloogilised protsessid, isomorfne asendumine ja sorptsioon.

EESTI KARBIFOSFORIITIDE TEKKE PALEOBIOLOOGILISI ASPEKTE

Ivar Puura[2]

1. Karbifosforiidid meil ja mujal.

Eesti ja Leningradi oblasti kambriumi-ordoviitsiumi piirikihtides (nn. "oobolusliivakivides") massiliselt levivate **lingulaatide** e. fosfaatsete lukuta brahhiopoodide (valdavalt perekondade *Ungula, Schmidtites* ja *Obolus*) kodade kuhjed on pälvinud tähelepanu eelkõige fosfaatse toorainena: rida maardlaid Põhja-Baltikumi fosforiidibasseini piires lubavad rääkida oma suuruse poolest unikaalsest karbifosforiitide leviku piirkonnast. Ka Rootsis levivad "oobolusliivakivid" on brahhiopoodide ja konodontide põhjal hästi korreleeritavad Eesti omadega; vastavate kihtide paksused on aga väikesed ja lingulaatide kaante sisaldus madal.

Eesti karbifosforiitidega umbes samavanuselised, kuid märksa vaesemad ja väiksemad lingulaatide kuhjed on teada Argentiinast ja Boliiviast (F.Aceolaza,1990, suul. info). Permi vanusega Fosforia basseini (Rocky Mountains, USA) mõnedes faatsiestes on täheldatud perekond *Orbiculoidea* lingulaatide massilist kuhjet.

2. Lingulaadid

Kaltsiumfosfaatse kojaga lukuta brahhiopoodid eraldati karbi koostise, mikrostruktuuri, ontogeneesi ja fülogeneesi uute andmete alusel 1985. aastal välja omaette klassina **Lingulata** Goryanski et Popov. Koos lukuga brahhiopoodide (klass Articulata) ning karbonaatse kojaga lukuta brahhiopoodidega kuuluvad **lingulaadid** hõimkonda Brachiopoda. Brahhiopoodid on omakorda sugulased sammalloomade (Bryozoa) ja foroniididega (Phoronida).

Eestis ja Leningradi oblastis karbifosforiite moodustavate lingulaatide lähimaiks praegu elavaiks sugulasteks on perekonnad *Lingula* ja, *Glottidia,* kes elavad troopilistes meredes Jaapani, Austraalia, Aafrika ja Ameerika ranniku lähedal (Emig, et al.,1978). Mõlemad perekonnad elavad madalas vees, tõusu-mõõna vööndis, peitudes karbi esiosa abil kaevatud ja limaga tsementeeritud käikudesse (Thayer, Steele- Petrovic^, 1975). Lingulaadid taluvad hästi osmootse rõhu muutusi (Paine, 1963; Hammen, Lum, 1977): pikema aja jooksul talutav soolsus võib kõikuda 18-42 promillini, lühiajaliselt ka suuremates piirides (Emig, 1984); samuti võivad nad tänu vere biokeemiale (hemerütriini sisaldus) kompenseerida hapnikupuudust, pidades mõnda aega vastu hapnikuvaestes tingimustes (Manwell, 1960). Perekonda *Lingula* **peetakse võimalikuks paleobatümeetriliseks indikaatoriks, kuna ta ei ela sügavamal kui 70 m (Emig, 1988).**

Kinnitudes põhjale 5-10 cm pikkusest karbist mitu korda pikema jala e. *pediikli* abil, saavad loomad end toitumisel käigust välja küünitada ning ohu või mõõna korral varjuda, samuti end välja kaevata kiire mattumise korral kuni setete alla.

Brahhiopoodid toituvad suspensioonist, põhiliselt mikroorganismidest ja orgaanilistest jäänustest, mida veevool neile suhu kannab. Veevoolu tekitavad loomad karpi perioodiliselt avades ja sulgedes ning karbiõõnsuses paiknevat spiraaljat elundit - *lofofoori* liigutades (Rudwick, 1970).

Liigi *Glottidia pyramidata* eksperimentaaluuringutega märgitud aatomite ja histokeemilisetel meetoditel on hiljuti tõestatud. et **skeletiehituseks vajaliku fosfori omastavad lingulaadid toidus sisalduvatest orgaanilistest fosforiühenditest** (vetikate ja bakterite elutalitusel sünteesitud adenosiinfosfaadid jt. ühendid); seevastu kaltsiumit suudavad loomad omastada lofofoori abil lahustunud kujul otse mereveest (Pan, Watabe, 1988).

Seega tuleb uute andmete valguses brahhiopoodide massilise leviku eeltingimuseks lugeda toiduküllust (näit. bakterimattide levikut naabruses ja nende transporti kaldalähedaste hoovustega), mitte aga niivõrd lahustunud fosfori suurt sisaldust lokaalses basseini osas nagu traditsiooniliselt oletatud (vrd. Loog, Petersell, 1986). Ellujäämise eelise andis lingulaatidele ka nende ainevahetuse iseärasustest tulenev vastupidavus kõikuva soolsuse ja hapnikurežiimi tingimustele. C.Emigi

3. *Post-mortem* transport ja kuhje.

Madalvees elavate lingulaatide kojad võivad kuhjuda suuremate tormide tagajärjel, samuti surmajärgselt nende poolt asustatud substraadi sorteerimisel ja ümbersetitamisel hoovuste poolt.

Aktiivsele hüdrodünaamikale lingulaatide kuhjealal Eesti karbifosforiitide moodustumise ajal viitab nii settekivimite iseloom (liivakivide põimkihilisus, kõrge sorteerituse aste, küps mineraloogiline koostis), kui ka lingulaatide karpide purustatus ja asend kuhjetes. Nii ei ole teada ühtegi eluasendis leitud lingulaati sellest perioodist, samal ajal kui näiteks Vormsi lademe liik *Pseudolingule quadrata* esineb kivimeis ainult eluasendis, s.t. vertikaalselt oma puuritud käigus.

On võimalik, et *Ungula* ja *Obolus* ei olnudki kaevuva, vaid põhjale kinnituva eluviisiga. Üsna tõenäoliselt võis kinnituva eluviisiga olla *Schmidtites celatus*, kelle kodadelt võib leida problemaatilise epibiondi *Marcusodictyon priscum* fragmente. Viimasel juhul võisid "oobolusmere" lingulaadid olla märksa tundlikumad hoovuste, lainetuse ja tormide suhtes, mis soodustas nende kuhjet kehvlitena.

4. Mikroorganismide roll.

Tänapäeva setteliste fosforiitide kujunemises on märkimisväärne roll bakteritel (Lucas, Prevot, 1981, 1984, e.a.), kes osalevad fosfaatsete mineraalide tekkes kas otseselt (stromatoliidid) või kaudselt, luues keskkonnaparameetrite (pH) muutmisega soodsa keskkonna kaltsiumfosfaatsete mineraalide väljasettimiseks. Enamiku teadaolevate nn. teraliste setteliste fosforiitide puhul (Altai-Sajaani, Hubsuguli, Baikali basseinid), mida

peeti kemogeensel teel tekkinuteks, on elektronmikroskoopiliste uuringutega kindlaks tehtud nende orgaaniline päritolu: vetika- või bakterimatid ja stromatoliidid (Jeganov, 1988). Sellest aspektist vääriks uurimist ka Eesti nn. "kemogeense fosforiidi" ilmingud.

Eesti karbifosforiitide tekkeprotsessis on mikroorganismid kaasa rääkinud ka peale lingulaatide mattumist: peale brahhiopoodide surma orgaanika lagundajatena, hiljem ka karbi fosfaadi ümberkujundajana. Fossiilsete ja retsentsete brahhiopoodikarpide võrdlev röntgenstruktuuranalüüs viitab tugevatele sekundaarsetele muutustele; elektronmikroskoobis on jälgitavad bakterite elutegevusega seostatavad struktuurid.

5. Uusi probleemiseade võimalusi.

Eesti karbifosforiitide tekke uurimisel oleks ülaltoodut arvestades võimalik palju oletuslikke eeldusi asendada eksperimentaaluuringute tulemustega, sest anatoomilise sarnasuse alusel on põhjust arvata, et brahhiopoodide ja bakterite põhilised elutalitused olid minevikus üsna sarnased praegusele.

Allpool on toodud rida võtmeprobleeme (rasvases kirjas seni vähe tähelepanu pälvinud, elusorganismide rolliga seotud aspektid), mille uurimine võiks lähemale viia Eesti karbifosforiitide tekke mõistatuse lahendamisele:

- *(1) Paleogeograafiline situatsioon uusimate paleookeanoloogiliste rekonstruktsioonide valguses;
- *(2) Fosforiitide tekkeks vajaliku tegeliku fosforitarve hinnang, arvestades mikroorganismide rolli ja geoloogilist aega. Vajadusel jätkata tõepärase fosforiallika otsinguid.
- *(3) Fosfori kontsentreerimine ja orgaanilisse vormi viimine mikroorganismide poolt;
- *(4) Orgaanilise fosfori omastamine brahhiopoodide poolt;
- *(5) Brahhiopoodide *post-mortem transport ja kuhje;*
- *(6) Settimisjärgne fosfaatse ainese ümberkujundamine mikroorganismide poolt.

"OOBOLUSLIIVAKIVI" LINGULAATIDE LEVIKUST, KARBI MINERALOOGIAST JA STRUKTUURIST

Ivar Puura[2] ja Jüri Nemliher[2]

Kambriumi ja ordoviitsiumi ladestute piirikihid on Põhja- Eestis esindatud Kallavere kihistu liivakividega, mis sisaldavad kihtide ja läätsedena massiliselt **lingulaatide** ehk kaltsiumfosfaatse kojaga lukuta brahhiopoodide karbipoolmeid. Vanemad allikad viitavad sellele liivakivikompleksile kui "oobolusliivakivile" ja fosfaatsetest karbipoolmetest rikastunud osale kui "oobolusfosforiidile", kuna arvukaimalt esindatud brahhiopoodiliiki peeti perekonna *Obolus* esindajaks.

Hiljutise revisjoni kohaselt levivad fosforiidikihindis massiliselt brahhiopoodid *Ungula ingrica* (Eichwald) ja *Schmidtites celatus* (Volborth). Paksukaaneline *U.ingrica* do-

mineerib jämedateralistes liivakivides ja kehvlites (ka "basaalkonglomeraadis"), samal ajal kui õhukesekaaneline *S.celatus* on ülekaalus peeneteralisemates liivakivides. Harvem võib kohata liike *Keyserlingia buchii* (Verneuil) ja *Oepikites obtusus* (Mickwitz). Kallavere kihistu alumise osa kehvlites (nn. "basaalkonglomeraadis") pole haruldased ka Ülgase kihistust ümbersettinud vormid, näiteks *Ungula inornata* (Mickwitz).

Kõik need liigid levivad kambriumi ja ordoviitsiumi ladestute piirikihtides Eestis ja Leningradi oblastis. Praegu käsil oleva Rootsi materjali revisjoni käigus on selgunud, et *Ungula ingrica* levib ka Ölandi saarel ja Dalarnas; palju leide on Gävle piirkonna liivakivipangastest, mis ilmselt pärinevad Botnia lahe põhjast. Finngrundeti puuraugu 20 cm paksusest "Oobolusliivakivi" kihist on leitud *Schmidtites celatus*.

On selgunud, et liik *Obolus apollinis* Eichwald, mida peeti massiliseks Põhja-Eesti klindi paljandites, on segi aetud liigiga Ungula ingrica. Tegelikult levib *O.apollinis* peamiselt Leningradi oblastis Tosna kihistus, olles fosforiidimoodustajaks Kingissepa maardla piirkonnas. Eestis on liiki *O.apollinis* leitud Rakvere fosforiidimaardla ning Hiiumaa puursüdamikest. Kuna *O.apollinis* (mille ilmumist korreleeritakse konodondi *Cordylodus proavus* ilmumisega) on leidnud laia kasutust "juhtkivistisena" ordoviitsiumi ladestu alumise piiri määramisel, siis on see taksonoomiline segadus mõjutanud ka mineviku stratigraafilisi ja paleogeograafilisi rekonstruktsioone. Nii on selgunud, et liik *Ungula ingrica* (mida kaua aeti segi liigiga *O.apollinis*) ilmus juba hiliskambriumis, *Westergaardodina* tsoonile vastaval ajal.

Viimastel aastatel oleme alustanud lingulaatide struktuuri ja koostise uuringuid skaneeriva elektronmikroskoobi ja röntgenstruktuuranalüüsi abil. Röntgenstruktuuranalüüs näitas, et liikide *Ungula ingrica*, *Schmidtites celatus* ja *Obolus apollinis* kojad koosnevad statistiliselt oluliselt erineva koostise ja võreparameetritega kaltsiumfosfaadist. Elektronmikroskoopilised uurimused on näidanud, et praegu jälgitavat karbi mikrostruktuuri on sageli tugevalt mõjustatud sekundaarne mineralisatsioon. Mõningatel juhtudel võib jälgida nn. peegelkujutist, mis on moodustanud kaltsiumfosfaadi üleslahustumisel ning ümberkristalliseerumisel skeleti orgaanika hävimisel tekkinud tühikutesse. Nagu retsentsetel lingulaatidel (perekonnad *Lingula*, *Glottidia*), koosnes fossiilsete lingulaatide koda ilmselt üksteisega vahelduvatest orgaanika ja kaltsiumfosfaadi kihtidest). Uuritud liikide struktuur on sarnane retsentsele liigile *Glottidia pyramidata*; kõige selgemalt on see sarnasus väljendunud *Ungula ingrica* puhul.

KUI PALJU ON EESTIS PÕLEVKIVI?

Enno Reinsalu[6]

Die Ostsee gehört dem Kuckersit,
Handel und Verkehr sind
dem Staate Estland pflichtig.
Henry v. Winkler, 1930

Et sellele küsimusele korrektselt vastata, peame esmalt kokku leppima selles, millist territooriumi lugeda Eestiks ja mis on põlevkivi. Eesti NSV territooriumil, mille kirdepiiriks on Narva jõgi, on maavarade bilansis arvel 3,7 miljardit tonni kukersiiti. Narva jõe tagusel Eesti Vabariigi territooriumil on arvel 0,7 miljardit tonni kukersiiti ja Venemaa jaoks on see parim põlevkivide reserv.

1988 - 1989 aastatel oli Eestis äge rahvaliikumine maavarade suurtootmise vastu. Selle mõjul tulid meie juhtivad geoloogiaametnikud välja arvamusega, et kasutuskõlblikku kukersiiti ei ole Eestis enam kui 1,7 miljardit tonni. See arvamus ei ole seni muutnud ametlikult arvel oleva põlevkivi kogust.

Eesti ainukeseks põlevkiviks loetakse praegu kukersiiti. Ometigi kuulub põlevkivide mitte just selgepiirilisse klassi ka Eesti diktüoneemaargilliit (graptoliitargilliit), mille ressursist rääkides opereeritakse kümnete miljardite tonnidega. Tänaste tehnoloogiliste võimaluste ja majanduslike kriteeriumide kohaselt ei ole diktüoneemaargilliit maavara ja Eesti põlevkivist rääkides temaga veel ei arvestata.

Ka tavalist põlevkivi - kukersiiti - on Eestis rohkem kui arvelolevad 3,7+0,7 miljardit tonni. Arvele on võetud vaid see osa põlevkivist, mille kaevandamine on majanduslikult otstarbekas. Majanduslikust otstarbekusest lähtuvalt tuletati omal ajal kaks kriteeriumi, mis on aluseks otsustamisel, kas mingil alal asuv põlevkivi on sobiv arvele võtmiseks või mitte. Nendeks kriteeriumideks on tootsa põlevkivikihindi* paksus ja tema eriküttevääртus.

Kuuekümnendatel aastatel määrati kindlaks, et kui kihindi paksus on üle 7,12 MJ/kg, siis tuleb põlevkivi lugeda kuuluvaks varu hulka. Juhul, kui kihindi paksus on alla 2,5 m, võib põlevkivi arvele võtta kui kihindi eriküttevääртus on suurem kui 7,54 MJ/kg. Samal ajal võeti Narva jõe tagusel alal põlevkivi arvele seal, kus kihindi paksus on üle 1,6 m ja eriküttevääртus enam kui 6,07 MJ/kg. Ühe ja sama põlevkivi arvelevõtmine erinevate kriteeriumite järgi tulenes sellest, et tol ajal kehtis Eestis ja Leningradi oblastis erinev põlevkivi hind. Leningradi oblastis oli põlevkivi hind kõrgem selleks, et katta sealsetes halbades mäenduslikes tingimustes kaevandatava põlevkivi kõrgemaid tootmiskulusid. Kuna hind oli kõrgem, siis tekkis näilikkus, et ka põlevkivi on väärtuslikum ja järeldus, et teda võis arvele võtta tunduvalt madalama kihindi kvaliteedi puhul. Hiljem, hinna ühtlustudes, hakati ka Eestis põlevkivi arvele võtma Leningradi kriteeriumite alusel. Mõistlike seletuste puudumise tõttu nimetatakse Leningradi kriteeriumit Eesti jaoks ajutiseks.

Ülalkirjeldatu on vaid osa sellest tinglikkuste kompleksist, mille alusel lahterdati põlevkivi maavaraks ja niisamakiviks.

Põhimõtteliselt on siiski põlevkivi kaevandamise majanduslikkuse hindamine kihindi paksuse ja eriküttevääртuse alusel õige, tuleb ainult arvestada ka kihindi lasumissügavust. Väär on aga ainult ühe (Leningradi) või kahe (Eesti kriteeriumid) arvupaari kasutamine. Tegelikult on kõik kolm peamist kriteeriumi - kihindi paksus, eriküttevääртus ja sügavus - otseses funktsionaalses (hüperboolses) seoses ja see sõltuvus määrab majanduslikult kasuliku põlevkivivaru koguse lähtuvalt konkureeriva kütuse (nafta) või

---

* Tootsaks põlevkivikihindiks loetakse kihte A...F_a koos lubjakivivahekihtidega. $F_ü$ kiht loetakse kuuluvaks kihindisse, kuid mitte tootsasse, kihid G ja H kihindisse ei kuulu.

elektrienergia hetkehinnast. See sõltuvus on meil olemas ja ta võimaldab hinnata ning ümber hinnata Eesti põlevkivi varu. Toome näiteks kaevanduse "Estonia" tehnoloogilistele tingimustele vastavad arvutused, mis lubavad väita, et kogu arvel olev põlevkivi omab majanduslikku tähtsust siis, kui hind N.Liidu siseturul on alla 100 rbl/t. Umbes nii see praegu ongi. Kui nafta hind tõuseb siseturul 150 rublale tonnilt, muutub majanduslikult oluliseks kogu Eestis tehniliselt kättesaadav kukersiit. Tegelikult on 150 siserubla tonni nafta eest maailmahinnaga võrreldes naeruväärselt vähe. Nafta tegelik väärtus on tunduvalt kõrgem ja seetõttu on ülimalt tõenäoline, et täpsed arvutused ja objektiivsed hinnad viivad järelduseni, mille kohaselt Eesti põlevkivi varu on tunduvalt suurem kui seni arvatakse ning arvel on. Sel juhul tulevad kaeveväljadena arvesse juba suured maaalad Lääne-Viru maakonnas ja võib-olla isegi Järvamaal. Narva jõe taguse ala majanduslik tähtsus saab aga täielikult uue hinnangu.

STRUCTURAL ANALYSIS OF THE ESTONIAN OIL SHALE AND PHOSPHORITE DEPOSITS BY GEOPHYSICAL LOGGING APPLYING COMPUTERS.

Alla Shogenova[2]

In Estonian Lower and Middle Ordovician succession, the Estonian phosphorite and oil shale deposits are separated by about 20 m of carbonate rocks. All the bedrock including the Ordovician rocks is slightly (under 15' angle) dipping southwards.

Monoclinal structure of the sedimentary bedrock is complicated by major and minor linear dislocations and fracture zones — dislocations of the third order. Dislocations of all orders are complicated by karst processes, subsidence of the rocks, layer deformations and also by the secondary alterations of rocks: dolomitization, ironshoting and others. Usually dislocations are located by the resistivity method with dipole configuration of electrodes.

The detailed structural area, section and geotraverse analyses of the Ordovician carbonate beds of the Rakvere phosphorite deposit were carried out for the estimation of the fracture zones location, fracturing and rigidity of the rock mass. For the area analysis, two data bases, including the depth and fracturing estimation data of the 12 formations within the 450 boreholes were created using the gamma-ray log, resistivity log, cavern log and the measurements of water flow amounts . The data processing and analysis were carried out on the IBM-PC/AT computer. For the production of maps different software and a BASIC programme for the trend analysis were used.

On the residual isopach map constructed by substracting first-degree trend surface from isopach map of the beds O_1lt- O_2hr, zones with thickness losses are located. The Aseri dislocation zone of the first order is indicated by 8.5% thickness loss, the highest thickness loss in the fracture zones dislocations of the third order is 7.3 %. On the residual structure maps constructed by substracting first-degree trend surface from structure contour maps of the surfaces of the O_1lt and O_2rg formations, the zones of subsidence

were distinguished. On the residual isopach maps of all formations of the carbonate beds, the locations of the karst processes were revealed. On the fracturing estimating schemes by the different logging methods and on the water-bearing schemes of the layers, the fracturing, secondary alterations and water-conducting of the rocks were determined.

The detailed structural analysis of the sections is shown on the straight profile of the 6 boreholes across the low- resistivity anomaly zone obtained by the resistivity measurements with dipole configuration of electrodes. An estimated thickness change in the boreholes permits to interpret the anomaly as the fracture zone complicated by the subsidence of the upper beds due to the karst processes. Fracturing and secondary alterations intensity of the studied section by geophysical logging data are shown on the contour line sections and on three-dimensional views.

The geotraverse method was used to analyze the fracture zones section by the data of all boreholes on the territory of the 2.5 km width . For the geotraverse-section construction the data of the 245 boreholes from the two data-bases were used. The geotraverse-section and the scheme of surface deformation display the structure of the Aseri dislocation and three fracture zones. The folds of these three fracture zones are generally very gentle. On the geotraverse-section, the contours of residual thickness from the first-order trend surface show that the highest thickness loss takes place in the stratigraphic level related to oil-shale seams.

The technique discussed above can be used for estimating geological conditions and rigidity estimations of the rock masses and construction sites.

RELEASE OF PHENOLS FROM OIL-SHALE MINING AND OIL INDUSTRY IN ESTONIA

Carina Fälth[9]

Oil-shale - kukersite - is Estonia's greatest natural resource with phosphorite second. Oil-shale is used as fuel (23 Mt/a or 90 percent), for production of electricity and about 2 Mt/a as resource for oil production (about 400 000 t/a oil) and in the petrochemical industry. The oil-shale mining, power plants and industry have caused great damage to the environment of Estonia, to the water, soils and air.

In this paper one particular environmental problem is described: the release of phenols. Phenol, i.e. carbolic acid, C_6H_5OH, and its alkylic homologues are released into soils, rivers, lakes, groundwater and air. By chemical analysis the total amount of phenols was determined to be over 500 t/a to water bodies and 400 t/a into air. Besides phenols the environment is polluted also by oil products chemically similar to phenols. The raw oil-shale oil contains only some few percent of phenols (i.e. carbolic acid and its alkylic homologues). It should not be confused with heavy acid compounds which are also usually called phenols and whose content in raw oil amounts to about 25-30 percent. Phenols are at least 100 times more toxic than the other compounds, like resorci-

nes, for which reason only the amount of phenol and its alkylic homologues are determined.

The total discharge of oil and oil products into surface water is given in a report of the Estonian Ministry of Environment "Environment 89" to 240 t/a. In reality the discharge to water and soils is much higher, since no information is given concerning discharge of oil from military bases and airports.

The release of phenols is primarily a water-pollution problem in the NE part of Estonia. The river Purtse is dead and the Peipsi lake and the Finnish Gulf also suffers from this phenol pollution. Groundwater in some places is polluted and water in many wells is not suitable for consumption, due to its toxicity.

The purpose of this work is to make clear the sources of the release of phenols and the significance of the different sources. Thus, this essay describes the following sources of release of phenols:

1. Condensed water from oil production retorts.
2. Waste water from oil production.
3. About 1 Mt/a shale residues from oil production. i.e. the oily polycoke is flushed with water to dumps. The water is analyzed, but not the water under the dumps, which penetrates into groundwater.
4. Dumps of ashes (about 10 Mt/a) from electric power plants.
5. Extinction-water from burning oil-shale mines.
6. Mine water pumped from mines to the Gulf of Finland and to the Peipsi lake (6-7 m3 water for every ton of shale mined).
7. Closed mines used as water reservoirs, from which water can leak and cause pollution of groundwater.
8. To this list must also be added the oily rain- and extinction water from burning Dictyonema-shale dumps. The author could not find any information concerning the possible contents of phenols in this water. It is however known, that it contains heavy metals as U, V, Cd, Mo and As.

This summarizing work emphasizes the importance of immediate actions towards the solution of Estonia's environmental problems. In environment-improving measures, Sweden could assist Estonia with techniques and perhaps also financially, since the environmental problems of Estonia threaten the health of the Gulf of Finland and our common Baltic Sea.

KIRDE-EESTI PÕLEVKIVITÖÖSTUSE TAHKETE JÄÄKIDE MINERAALSEST KOOSTISEST

Erik Puura[4]

Kirde-Eesti põlevkivimaardlate ekspluateerimine on põhjustanud suuremahulist tahkete jääkide kuhjamist koonuselaadsetesse puistangutesse e. terrikonidesse ja platoolaadsetesse settebasseinidesse. Kasutust leidmata seisab praegu u. 400 milj. t jääke, suurenedes

keskmiselt 8 milj. t aastas. Peamiselt kukersiidi anorgaanilise osa arvel tekkivate tahkete jääkide mineraalne koostis määrab nende kasutusvõimaluse ja ohtlikkuse keskkonna saasteallikatena.

Kukersiidi kaevandamise, põletamise ja töötlemise käigus tekib vastavalt kolme sorti jääke: rikastamise aherainet, soojuselektrijaamade tuhka ja keemiatehaste töötlusjääke. Seejuures tekib suhteliselt lihtsa ja stabiilse mineraalosa koostisega kukersiidist (peamised mineraalid on kaltsiit, illiit, kvarts, ortoklass, püriit, dolomiit, kloriit) üle 20 uue mineraali, mille esinemine on fikseeritud röntgenilise faasianalüüsi (RFA) ja diferentsiaaltermilise analüüsi (DTA) meetoditega. Problemaatilliseks muutub piir loodusliku tekkega ja tehismineraalide vahel, mistõttu mineraali mõiste laieneb antud käsitluses ka tehnogeense tekkega mineraalsetele ühenditele.

Aherainеterrikonides ümbriskivimi (lubjakivimi) ja kukersiidi (sisaldus 3-6%) mineraalne koostis üldjoontes säilub. Leostumisele alluvad eelkõige orgaanika ja püriit, uustekkelised on götiit ja kips. Keerukaid termilise metamorfismiga sarnaseid muutusi mineraalaines on põhjustanud terrikonide põlemine. Peamiseks muutuseks on kaltsiidi termiline lagunemine kustutamata lubja tekkega. Põleva terrikoni pindmises osas (hapniku juurdepääsul) tekivad veel hematiit, anhüdriit ja silikaadid leutsiit, kaltsiit, meliliit, diopsiid, vollastoniit, osaliselt säiluvad kvarts, ortoklass, kaltsiit, dolomiit. Sügavamas osas (üle 5 m, hapniku juurdepääsuta) tekivad lisaks kustutamata lubjale ja meliliidile tobermoriit (nõuabautoklaavseid tekketingumusi), larniit, periklaas ja spurriit. Jahtumise käigus toimub terrikoni pinnalt algav atmosfääritingimustes ebastabiilsete mineraalide (kustutamata lubi, anhüdriit) järkjärguline hüdratiseerumine ja karbonatiseerumine, tekivad portlandiit, kips, ettringiit, aragoniit, kaltsiit.

Soojuselektrijaamade tuhaärastussüsteemi kogunevas tuhas esinevad kustutamata lubi, kaltsiumsilikaat (larniit), hematiit, anhüdriit, kaltsiuminaat ja -ferriit, samuti kaltsiumosilikaatne amorfne faas, šlakis esinevad meliliit ja pseudovollastoniit. Kuiv tuhk on sideaineliste omadustega, mis võimaldab seda kasutada ehitusmaterjaliööstuses. Tuha märgärastusel ja setitamisel settebasseinidesse sideainelised omadused hävivad, setitatud tuhk kaotab oma väärtuse. Tekivad portlandiit, ettringiit, kips, 13-veeline kaltsiumaluminaat, vateriit ja kaltsiit, osaliselt on säilunud kvarts ja ortoklass. Soojuselektrijaamade tuhaärastusvesi on tugeva aluselise reaktsiooniga (pH=12-13).

Keemiatehaste töötlusjääkide mineraalne koostis sõltub konkreetsest tehnoloogilisest protsessist. Terrikonide domineeriv must värvus on põhjusttud 5-6%-lisest orgaanilise aine (peam. amorfse süsiniku) lisandist utmisjääkides - nn. "poolkoksis". Mineraalidest on lagunenud püriit, tekkinud hematiit ja kips. Kõrgematemperatuurilise töötluse tulemusena tekib meliliit- pseudovollastoniitse koostsega s^lakk. Suure orgaanikasisalduse tõttu on keemiatehaste terrikonid ohtlikud saastajad.

BALTOSKANDIA DICTYONEMA-KILTADE VÕRDLUS.

Eduard Pukkonen[1]

Alamordoviitsiumi Tremadoci vanusega orgaanilise aine rikkad argilliidid ja aleuroliidid (siin: kildad=shales) levivad peaaegu kõigil mandritel: Euroopas Baltoskandia regioonis, Poolas; Põhja-Ameerikas Newfoundlandil ja New Brunswickis +(Kanadas), New Yorgi lähedal; Boliivias, Alz^eerias, Austraalias, Hiinas jm. Kuid ainult Baltoskandia regioon, mis Tremadoci ajal oli Põhja-Ameerikast (Laurentia mandrist) eraldatud Japetuse ja Lõuna-Ameerikast-Aafrikast (Gondvana ürgkontinendist) Proto- Tethise ookeaniga, paistab silma kõrgete Mo, V, U ja mõnede teiste metallide sisalduse poolest "mustades kiltades" (black shale'is). Nii on maksimaalne molübdeeni kontsentratsioon määratud Eesti Dictyonema-kildas - 2050 g/t, kõige suurema vanaadiumi sisaldusega kildad levivad Rootsi läbilõigetes- Skånes kuni 3700 g/t, Ölandil 3000 g/t (Andersson jt., 1985). Kõige rohkem uraani sisaldavad Kirde-Eesti Dictyonema-kildad (üle 300 g/t), kus kihtide paksus on alla 1 m. Maksimaalne sisaldus ühes proovis - 1038 g/t jääb siiski alla Västergötlandi (Kesk-Rootsi) ülemkambriumi maarjaskildas (Alum Shale'is) esinevatele nn. "kolm" läätsedele, kus uraani sisaldus ulatub 7000 g/t. Rootsi ja Eesti Dictyinema-kiltade võrdlusanalüüsid näitasid, et esimesed on rikkamad veel Ni, Cu, Co, Cr ja Zn poolest, Eesti kildad aga Pb ja K poolest.

Baltoskandia mustad kildad moodustusid keskkonnas, kus põhjalähedased veed olid tugevalt taandavad, madala pH-ga. Sellele viitab ka kõrge püriidisisaldus (4-8 %) ning bioturbatsiooni puudumine.

Eesti Dictyonema-kilda sapropeliitne orgaaniline aine on vähe muutunud võrreldes Rootsi analoogidega. Kerogeeni H/C atomaarne suhe on Eesti kerogeenirikkas argilliidis 1,15-1,30, Ölandil 1,03-1,15, Skånes 0,48, Norra Kaledoniidides veelgi väiksem (Buchardt, Lewan, 1987). Õli väljatulek Lääne-Eesti homogeensest Dictyonema-kildast, mis on otseselt seotud orgaanilise aine sisalduse ja H/C suhtega, on Fischeri meetodil keskmiselt 4,2 kaaluprotsenti (s.o. 44 l/t), Bårstadi (Östergötland) kildas 3,5% (H/C suhe 1,09). Arvestades HYCRUDE korporatsiooni (USA) kogemusi õli saamisel Rootsi kiltades nende hüdrogeenimisel (hydroretorting), võib teha järelduse, et Eesti Dictyonema-kilda õlisaagis sellel metoodil kasvab ligikaudu 2,5 korda, ulatudes seega 108 l/t. Madalama H/C suhtega Närke ülemkambriumi kildas (H/C=1,09) oli see 2,9 korda, Ranstadi (mõlemad asuvad Kesk-Rootsis) samavanuselises kildas 4,6 korda (H/C=0,4-0,9).

NAFTA EESTI RANNIKUALAL

R.Mokrik[11]

Balti sünekliisi naftaleiukohad paiknevad Läti, Leedu, Kaliningradi oblasti, Poola ja Rootsi territooriumil. Enamus neist on avastatud kambriumi, ordoviitsiumi ja siluri kompleksi kivimites. Looduslike bituumenite ilminguid esimeb ka Eesti monoklinaali

maismaa osas, kus nad on sporaadiliselt levinud ülemordoviitsiumi ning alamsiluri, samuti alamkambriumi ladestikus. Nafta tööstuslik kaevandamine meile analoogilistes tingimustes toimub Gotlandi saarel (Rootsi), kus tootmine ulatub kuni 8000 tonnini aastas. Seoses sellega võib oletada, et ka Eesti lääneranniku piirkonnas võib esineda naftat tööstuslikes kogustes. Otsinguteks annab alust ka asja teoreetiline külg, kui johtuda nn. migratsiooniteooriast. Lähtudes sellest seisukohast, suure mineralisatsiooniga sügavate põhjavete (sealhulgas ka nafta) migratsioon kambriumi ladestu kihtides kulgeb Balti sünekliisi keskosast tema äärealadele, kus nende edasine liikumine põhjaveekihtide väljakiildumisalade suunas on tõkestatud mageda põhjavee vastasuunalise äravooluga, mis formeerub maismaal aktiivses veevahetustsoonis. Nende kahe, üksteisele vastu voolava põhjavee äravoolu kohtumispaigas, mis asub aeglustatud liikumisega veevahetustsoonis (lasumissügavus 450-600 m), toimub mageda ja soolase põhjavee segunemine ehk regionaalse hüdrokeemilise üleminekuala formeerumine. Seda tsooni nimetatakse hüdrogeoloogiliseks barjäärtsooniks (Mokrik, 1990), mis kujutab endast sügavate põhjaveeäravoolude valgala. Samas tsoonis asub ka nafta lõplik valgala, sest edasist lateraalset fluidide liikumist ei toimu.

Balti mere põhjapoolses osas hüdrogeoloogilist barjäärtsooni ei eksisteeri, sest seal puudub mageda põhjavee vastasuunaline äravool. Seepärast sügavate põhjavete, samuti nafta valgala, paikneb vahetult kambriumi ladestu väljakiildumispiirkonnas meres. Lisaks lateraalsele on tektooniliste rikete vööndis nafta liikumine suunatud ülemistesse ordoviitsiumi ja siluri ladestu kivimitesse, kus ta seiskub riffides.

Naftamaardlate prognoosiks on otstarbekas kasutada geofüüsikalisi ja geokeemilisi uurimismeetodeid, mille efektiivsust on täheldatud Gotlandil ja ka akvatooriumil. Ülalmainitu lubab eeldada, et Lääne-Eesti monoklinaali akvatoriaalses osas on võimalik leida naftamaardlaid, millel võib olla ka tööstuslik väärtus.

NAFTABITUUMENITE LEVIKUST EESTIS

Vello Kattai[2]

Süngeneetilise orgaanilise aine (kukersiidi ja diktüoneemakilda kerogeeni) levik alampaleosoikumi kivimites Eestis on hästi uuritud. Seda ei saa aga öelda epigeneetiliselt ja migratsiooni tulemusel tekkinud orgaanilise aine - looduslike bituumenite (LB) kohta.

Olemasolevate andmete alusel on eraldatavad kaks põhilist LB ilmingute piirkonda: 1 - Kirde- ja Põhja-Eesti rannikuala; 2 - Lääne-Eesti saared ja mandri lääneosa. Esimeses neist on leitud kõrge kontsentratsiooniga (kaaluliselt üle 90% kivimist) tahket bituumenit (asfaltiit), mis esineb lamedate läätsedena peamiselt Lontova kihistu C-$_1$ln) savides, Latorpi lademe (O$_1$lt) liivakivides ja põlevkivi tootuskihindis (O$_2$kk).

Lääne-Eestis ja saartel on teada üle 100 LB ilmingu, neist üle 2/3 Hiiumaal. Kõige sagedamini esineb LB keskordoviitsiumi karbonaatkivimite kompleksis (Kukruse, Idavere, Keila, Rakvere ja Nabala lade) Põhja-Hiiumaal, Kärdla struktuurist läänepool. Teine LB levikuala hõlmab Hiiumaa lõunaosa ja jätkub mandril. LB on siin seotud ülemordoviitsiumi (Pirgu ja Porkuni lade) ning alamsiluri (Juuru ja Raikküla lade) kar-

bonaatkivimitega. Võrreldes Kirde-Eesti LB ilmingutega on Lääne-Eesti omad erinevad nii morfoloogia kui koostise poolest. Siin leiduv LB esineb peamiselt madala kontsentratsiooniga (kivimis on kuni 1-3 % bituumenit) immutuslaikudena (valdavad), pooride, kavernide ja lõhede täidetena. Makroskoopiliselt on LB vedel naftataoline (4-7% leidudest), viskoosne (80%) ja tahke (15%). Keemilis-bituminoloogiliste analüüside tulemused näitavad, et tegemist on looduslike naftabituumenite normaalse hüpergeensete muutuste reaga: kõrgendatud tõrvasisaldusega naftad - maltad - asfaldid.

Tõenäoliselt on Kirde- ja Lääne-Eesti LB tekketingimused ja orgaanilise aine algallikad olnud erinevad ning nende selgitamine nõuab detailseid geokeemilisi ja isotoopseid uuringuid.

Balti sünekliisi äärealad on üldiselt hinnatud nafta suhtes perspektiivituteks. Samas aga naftatootmine väikestest maardlatest Gotlandi saarel, ülemordoviitsiumi rifflubjakividest, ja uute naftailmingute avastamine Lääne-Leedus, sünekliisi idaserval ning naftabituumenite ilmingud Hiiumaal ei võimalda ülalmainitud seisukohaga täielikult nõustuda. Vajalik on teha rida täiendavaid uurimistöid, eeskätt Saare- ja Hiiumaast läänepool asuvas Balti mere akvatooriumis.

EESTI SOODE TURBALASUNDITE KVALITEEDINÄITAJATE SÕLTUVUS NENDE ASENDIST MAASTIKUL NING TURBA GENEETILISEST TÜÜBIST

Mall Orru[1]

Käesolevas ettekandes leiavad kajastamist Eesti Geoloogiakeskuses aastail 1972-1989 läbiviidud Eesti Vabariigi turbasoode revisjoni tulemused. Nimetatud uurimistööde käigus võeti proovid kõigist turbalasundeist, s.t. madalsoo-, siirdesoo-, raba- sega- ja rabalasundist. Proovimise intervall oli püsivalt 0,25 m. Eesti soodest on võetud ca 40 000 proovi, kust on määratud turba botaaniline koostis, lagunemisaste, tuhasus, happelisus ja niiskus. Kõigi proovide andmeid on kasutatud statistilisel andmetöötlusel; reast proovidest on tehtud keemiline ja spektraalanalüüs. Revisjonitööde käigus võeti arvele kõik sood alates pindalast 1,0 ha.

Turbalasundi kujunemise ja soo kaasaegne arenguaste on olulises sõltuvuses soo toiterez^iimist, mis seaduspäraselt muutub turba juurdekasvu mõjul. Eelkõige mõjutab iga soo toitereziimi tema asend maastikul, viimase geomorfoloogia ning piirkonna genees. Sellest lähtudes on Eesti territooriumil välja eraldatud 18 tüüpilisemat soode piirkonda: rannikumadalik, paetasandik, Alutaguse, Kõrvemaa, Lääne-Eesti madalik, Lääne- Eesti saared, Pärnu jõe ülemjooks, Pandivere kõrgustik, Pärnu madalik, Võrtsjärve nõgu, Vooremaa, Peipsi järvenõo lainjas tasandik, Kagu-Eesti orustatud lauskmaa, Haanja, Otepää ja Sakala kõrgustik, Valga ja Võru-Hargla madalik.

Turba kvaliteedi näitajatele on iseloomulik, et raba- ja rabasegalasundite osas on nad kõige stabiilsemad, kuna esineb kõige väiksema amplituudiga kõikumisi (tabel). Kõige muutlikumad on tuhasuse, niiskuse, happesuse sisaldused aga madalikel asuvates jõeor-

gude soodes (Võru-Hargla, Valga, Priipalu, Emajõe jne.). Iseloomulik on raskete elementide (Pb, Zn, V) sisalduse suurenemine allikalise toitumisega Otepää ja Pandivere kõrgustiku madalsooturvastes. Turba kvaliteedi näitajate osas koostatud graafikuid on võimalik kasutada paleogeograafiliseks analüüsiks, kuna peaaegu kõigi soode osas eraldub välja 4,5 m sügavusel stabiilne, faktiliselt kõigi soode osas korreleeritav tase, mida on võimalik siduda kliimavõnditega.

Turbalasundite kvaliteedinäitajate piirväärtused

Lasund	Geomorfoloogilised tüübid	Tuhasus %	Lag. aste %	Niiskus %	Happesus P_4
Madalsoolasund	Kõrgustikel	8,5 - 1,5	30 - 40	78 - 87	4,5 - 5,2
	Tasandikel	6 - 12	27 - 35	73 - 85	5 - 7
	Madalikel ja orgudes	6,8 - 24	30 - 35	80 - 88	9,5 - 6
Siirdesoolasund	Kõrgustikel	3 - 4	16 - 38	85 - 90	3,9 - 5,2
	Tasandikel	8,5 - 10	30 - 50	76 - 82	5,3 - 5,5
	Madalikel ja orgudes	5,3 - 12	25 - 40	78 - 90	4,5 - 6
Raba-sega lasund	Kõrgustikel	1 - 4	15 - 33	91 - 92	3 - 4,2
	Tasandikel	2,5 - 9,5	10 - 44	75 - 82	2,8 - 4,5
	Madalikel ja orgudes	3 - 23	18 - 30	87 - 92	3 - 5
Rabalasund	Kõrgustikel	0,8 - 2	12 - 30	89 - 92	3 - 3,6
	Tasandikel	0,8 - 7	5 - 25	82 - 92	2,6 - 3,5
	Madalikel ja orgudes	1 - 8	12 - 25	85 - 93	2,5 - 4

EESTI PAEKIVI JA SELLE KASUTAMISE VÕIMALUSED

Aada Teedumäe[2]

Paekivi (karbonaatkivimid - lubjakivi ja dolomiit, nende üleminekuvormid ja savikad kivimid) moodustab Eesti geoloogilises läbilõikes valdava osa ordoviitsiumist ja kogu siluri ladestu, mille avamusala hõlmab üle poole Eesti territooriumist. Sellel alal on pinnakatte paksus väike, kaevandamistingimused head, mistõttu paekivi on murtud ja kasutatud juba kaugetest aegadest (I aastatuhande algusest) alates kuni tänapäevani.

Paekivi kasutusala määravad eeskätt tema füüsikalis- mehhaanilised omadused, keemiline koostis, struktuur ja tekstuur. Tööstuslikus mastaabis kasutamisel on sageli määravaks ühtlase koostise ja omadustega kivimite kogus maapõues - piisav kihi paksus ja selle katkematu leviku pindala.

Sõltuvalt tekketingimustest on Eestis leiduv paekivi aineliselt koostiselt, tekstuurilt, struktuurilt ja sellest tulenevalt ka rakenduslikelt omadustelt mitmekesine, kuid üldjuhul

muutlik nii läbilõikes kui pindalal. Ühel või teisel viisil kasutatavat kivimit esineb küll pea kõigis lademetes, kuid paksemad, ühtlase koostisega lasundid esinevad Balti paleobasseini arengu regressiivsete faaside madalaveelistes setendites. Nii on suuremad keemiliselt puhta lubjakivi ja dolomiidi lasundid seotud Oandu, Nabala, Juuru, Raikküla, Jaagarahu ja Paadla lademega.

Valdavaks kivimtüübiks on dolomiidikas (MgO 2-10 %) savikas (lahustumatu jääk 3-10 %) lubjakivi. Läbilõikele üldse on iseloomulik suhteliselt õhukesekihiline tekstuur (5-10 cm), erineva savisisaldusega erimite vaheldumine, sagedased merglikelmed või õhukesed vahekihid. Sellise läbilõike kaevandamisel (lõhkamisel) kõrgete astangutena (6 m), nagu seda tänapäeval tehakse, saadakse mäemass, mis sobib vaid madalamargiliseks killustikuks.

Segadel, mil paekivi murti käsitsi, kus igal kihil oli oma otstarve ja ka nimetus, olid väljakujunenud kasutusvaldkondadeks mitmesuguses töötluses ehituskivi, dekoratiivdetailid, tselluloosi-, paberi-, suhkru-, keemia-, metalli- ja lubjatööstus. Kivimit veeti Poolasse, Soome, Rootsi, Saksamaale, Venemaale j.m.

Tänapäeva suurtootmine on oluliselt muutnud paekivi kasutamise traditsioonilist struktuuri. Aastas kaevandatavast 5 milj. m^3 paekivist kasutatakse 3,8 milj. m^3 killustikuks, 0,6 milj. m^3 tsemendiks, 0,3 milj. m^3 lubja-, klaasi-, paberi- ja tselluloositööstuses. Ehitus- ja dekoratiivkivina kasutatakse vaid 50 tuh. m^3 piires. Kivimit ei ekspordita, eksporditakse ainult tsementi.

Valikkaevandamise rakendamise ja, mõnel juhul, lõhketöödest loobumise korral laieneks meie paekivide kasutusalade spekter tunduvalt. Eestis leidub kasutamisväärsel hulgal paekive, mis sobivad ehitusdetailideks (ehituskivi, soklid, karniisid trepiastmed jm.), dekoratiiv- ja skulptuurikivideks, ehituslubjaks, toormeks paberi-, tselluloosi- , suhkru-, metalli-, plastmassi- ja kummitööstusele ning mitmeteks killustiku liikideks.

Maavarade kaitse probleemid on Eestis küll teadvustunud, kuid nende rakendamine praktikasse pole veel jõustunud, mistõttu jätkub paekivi ebaotstarbekas ja pillavalt raiskav kaevandamine.

SAAREMAA PAERIKKUSEST

Helle Perens[1]

Saaremaa paerikkuse praktilise küljega on ammustest aegadest kokku puutunud ehitajad, kujurid, arhitektid, lubjapõletajad jt. Viimase aasta jooksul on Saaremaa kivi kasutamist tarbekunstis edendanud väga tulemuslikult väikefirma "Redo" ning "Saare Dolomiit".

Geoloogide kokkupuude Saaremaa paerikkusega on praktikutest tunduvalt hilisem ja valdavalt teise iseloomuga. Käesoleva ettekande eesmärgiks on mõnede uute tähelepanekute lisamine paevallast, põhiliselt seoses 1:50000 kaardistamisega. Viimastel aastatel on märgata huvi kasvu oma kivi kasutamise vastu. Kivi vajatakse viimistlusmaterjaliks, ehituseks, korstnate ja kaminate valmistamiseks, lubja põletamiseks jne. Suur puudus on endiselt heast killustikumaterjalist. Teada ja tuntud on ilusad ja hästi töödeldavad Kaarma, Selgase ja Tagavere dolomiit, kuid ega nendegi varud pole lõputud ja pealegi ei kõl-

ba nad igaks otstarbeks.Kahjuks on aga enamus vanu paemurde ja nendest saadav kivi unustusse vajunud. See kõik vajaks elustamist, kuigi nii vanade kui ka uute paemurdude kasutamisel on tekkinud mitmeid kohaliku iseloomuga piiranguid. Biosfääri kaitseala loomisega on rohkearvulistel tuumaladel maavarade kaevandamine praktiliselt välistatud. Paetootmist raskendab ka põhjendamatult laia ranna säilitusriba (kuni 5 km) kehtestamine. Palju on looduskaitsealasid. Piiranguid seab ka loodus ise. Paetootmise seisukohalt omavad praktilist tähtsust siiski alvarialad ja pudedate setete õhukese (kuni 1-2 m) kattega alad.

Vaadeldes Saaremaa paeliikide levikut võib nad jagada jämedalt dolomiitideks, lubjakivideks, domeriitideks ja mergliteks. Viimased kaks on piiratud avamusalaga ja seni eriti kasutamist pole leidnud, ehkki see ei tähenda nende täielikku perspektiivitust tulevikus.

Dolomiidid on Saaremaal kõige levinum paekivi. Laias laastus võib dolomiidid jagada puhasteks ja savisteks. Puhtad (lahustumatu jäägi sisaldus 0,2-1,5%) dolomiidid on seni enim huvi pakkunud klaasi toormena. Sel otstarbel on kasutamist leidnud Hellamaa dolomiit, mis kujutab endast dolomitiseerunud biohermset ja selle teralist ümbriskivimit. Oma stratigraafiliselt asendilt kuuluvad need kivimid Jaani ja Jaagarahu lademe piirikihtidesse, moodustades Kesselaiu kihistu. Samavanuseline ja -ilmeline kompleks levib peaaegu üle kogu Saaremaa, avanedes lääne-idasuunalise vööndina Põhja- Saaremaal. Seega klaasidolomiidi perspektiivi omavad ka Lääne- Saaremaal paljanduvad Abula-Kaandu dolomiidid. Puhtaid dolomiite on tasemetena veel Rootsiküla lademes Soeginina kihtides, Viita kihtides, Jaagarahu lademes Ida-Saaremaal Tõstamaa kihtide levikualal, Paadla lademes Ida- ja Kesk-Saaremaal. Puhtad dolomiidid on ka heaks killustiku lähtematerjaliks. Näiteks Jaagarahu lademe Tagavere kihtides on nende survetugevus määratud kohati 1000 kg/cm^2.

Savikate dolomiitide tuntud esindajad on Kaarma tüüpi ja Selgase dolomiit, kus lahustumatu jäägi sisaldus on kuni 10-20%. Kaarma tüüpi dolomiit on laia levikuga, ta esineb mitmel stratigraafilisel tasemel, põhiliselt Paadla ja Jaagarahu lademes. Peale Kaarma on seda tüüpi kivimit kaevandatud veel Pilgusel, Himmistes, Roobimaal ja ilmselt mujalgi põhiliselt välisviimistluseks. Väikedetailide ja suveniiride ning siseviimistlusplaatide valmistamiseks kõlbaks kasutada ka tunduvalt savikamat, kuid küllaltki dekoratiivset eurüpterusdolomiiti, mille põhiline levikuala on Lääne- Saaremaal. Katsetamist väärivad veel teisedki savikad dolomiidid - näiteks kerogeensed krinoiidide detriidiga lubjakad dolomiidid Jaani-Jaagarahu lademete piirikihtidest.

Lubjakivi levik on seotud Lääne-Saaremaaga. Tootmise seisukohalt võiks huvipakkuvaks lugeda Kaugatuma, Paadla, Rootsiküla, Jaagarahu ja Jaani lademe lubjakivid. Puhast, vähese savi ja magneesiumi sisaldusega lubjakivi on Saaremaal seni toodetud põhiliselt lubja ning tselluloosi toormeks, varasematel aegadel ilmselt ka ehituste tarbeks. Viimasel ajal on aga selgunud lubjakivide perspektiivsus dekoratiivse viimistluskivina. Eriti sobilikud on kauni värvigamma ja mustriga, koralle ja stromatopoore sisaldavad lubjakivid Paadla ning Jaagarahu lademest. Rikkalikult avaneb neid lubjakive Karala-Atla-Lümanda ümbruses. Tulemusrikas võiks olla koralllubjakivide ja nendega tihedalt vahelduvate Kaarma tüüpi dolomiitide kompleksne tootmine ja kasutamine. Seni on liiga vähe tähelepanu pälvinud selles kompleksis esinevad detriitsete ja tombuliste

lubjakivide vahekihid, mis oma ilu poolest ei jää maha Raikküla lademe Kalana marmorist ja Ungru lubjakivist mandril. Kaunid on poleeritult ka Kaugatuma "sõrmuspaas" ning Undva ninal paljanduvad Ninase kihistu jämedetriitsed lubjakivid. Peale selle on nad väga heaks tooraineks lubja tootmisel.

Kuna Paadla, Rootsiküla ja Jaagarahu lademe kivid on Saaremaal enim perspektiivsed, siis a tavad nende levikust, litoloogiast ja kasutatavusest ülevaadet saada ettekandes toodud litofatsiaalsed kaardid: kujutatud on huvipakkuvamaid tasemeid Uduvere, Himmiste, Sauvere kihtidest Paadla lademes; Soeginina, Vesiku, Viita kihtidest Rootsiküla lademes;Vilsandi kihtidest Jaagarahu lademes.

Kokkuvõtteks võib öelda, et biosfääri kaitseala tingimustes võiks kohaliku paeressursi potentsiaali kasutamisel häid tulemusi anda loodussõbraliku väikeettevõtluse arendamine, millisel teel tundub Saaremaa ka olevat.

LIIVA JA KRUUSLIIVA KAEVANDAMISEST JA KASUTAMISEST EESTIS

Eino Tomberg[12]

Liiva ja kruusliiva probleemi on vaja käsitleda kompleksselt: geoloogiline varu, selle täiendamine ja kaevandamine, materjali kasutamine ning selle kõige arukas korraldamine ühises süsteemis muude ehitusmaterjalide ja mineraalsete jäätmetega - ühelt poolt, ning teisalt - piirkonna (Eesti Vabariik, maakond, vald) sotsiaalmajandusliku süsteemi osana, sealhulgas rekultiveeritud karjääride sobitamisega üldisesse maastikupilti.

Korraldada loov teabetootmine - jätkuvad rakendusuuringud, täiendavad infopangad, matemaatilised mudelid. Selleks on vaja täiendada ja täiustada geoloogiauuringuid:

- uuringute käigus määrata varu kihi kogu paksuses, s.h. veealune varu ja terve maardla prognoosne varu, maavara kvaliteet, rikastamise tehnoloogia ja maardla kasutuselevõtmise tehnilismajanduslik põhjendus:
- rajada rikastatavuse uurimiseks laboratoorium, s.h. uurida kruusliiva rikastamist hüdrotootmise käigus;
- uuringuid kavandades enam arvestada looduskaitselisi ja maakasutuslikke piiranguid ning eelnevalt tutvuda vastavate skeemidega;
- uurida maetud orgusid ja geoloogiliste rikete alasid, esmajoones Oru turbaväljade aluseid liivasid;
- suunatud geoloogilise kaardistamise käigus määrata moreenisisesed liiva ja kruusliiva alad ning varu;
- kõigi Pandivere veekaitsealal paiknevate maardlate hüdroloogiline uurimine; määrata seosed läbi lamami põhjaveeni, andmaks soovitusi kaevandamistehnoloogia valikuks;
  karjäärides, kus kaevandamisega on jõutud veeni, määrata veealune varu ja anda hüdrogeoloogiline hinnang selle võimalikuks väljamiseks;

- kruusliiva karjäärides, kus on paljandunud lubjakivi, uurida seda, rajamaks karjääre ehituskivi või -killustiku tootmiseks.

Tuleb määrata mulla mõiste geoloogidele, kaevandajatele ja maa kasutajatele; korraldada mulla varu arvutua geoloogiauuringute käigus ja paljandustöödel, mulla hoidmine ning kasutamine rekultiveerimisel.

On vajalik uurida ja määrata liiva ning kruusliiva kaevandamise mõju Eesti maastikele läbi aegade - ulatus, praegune seisukord, loodusliku taastamise käik ja töötada välja maastiku kaitse alused liiva ja kruusliiva kaevandamisel, eriti veealuse varu väljamisel; veekogu pindala, kuju, sügavus, kautusviis jne.

Jätkata maavarade andmepanga koostamist; kooskõlastada Eesti Geoloogiakeskuse, Keskkonnaministeeriumi, Maa-ameti jt. uurijate tööd, ühitada automatiseeritud andmebaasid, digitaalkaardid, katastripassid jne. riikliku bilansi pidamiseks arvuti baasil, selleks:

- täiendada liiva ja kruusliiva andmebaase puuduvate maardlate ja uute uuringutega;
- lisada uued maavarad, esmajoones lubjakivi ja savi;
- täiendada andmepanka kaasnevate maavarade ja mineraalsete jäätmetega, esmajoones põlevkivikarjääride katendi ja rikastusjääkidega;
- viia andmebaasi teede kaart (vee-, raud- ja maanteed).

Täiendada andmepanka rakendusuuringutega:

- maavarade kaevandamise ja rikastamise ning transpordi maksuparameetrite väljatöötamine, s.h. ümberlaadimine autodelt raudteele ja laevadel;
- määrata põhiliste mineraalsete jäätmete kvaliteet, kasutusalad ja edasise töötlemise tehnoloogia.

On vaja jätkata maavarade kaevandamise territoriaalskeemide koostamist maakondadele, näidates neis kõigi maavarade varude ja perspektiivalade paiknemise, geoloogiliste uuringute suuna ja karjääride võrgu arengu. Haldus- ja maareformi toetamiseks tuleb koostada territoriaalskeemid valdadele. Otstarbekas on uurida turgu idas ja läänes, leidmaks soodsaid ekspordivõimalusi rikastatud ja töödeldud maavarade, esmajoones nendest valmistatud toodetele; siseturul määrata turu- uuringutega kõigi mineraalsete ehitusmaterjalide tarbimisvajadused kasutusalade kaupa: mida, milleks, kui palju, kuhu ja millal vaja läheb, samuti asendusmaterjalide (ka jäätmete) kasutamise võimalikkus ja tasuvus. Turu-uuringute baasil, andmepankadele, territoriaalskeemidele ja rakendusuuringutele tuginedes saab koostada optimaalsed vedude skeemid, nähes ette ümberlaadimisjaamade asukohad, sadamad jne.

Salvestada kogu teave arvutisse - kõigi loodusvarade ühtsesse andmepanka, koostada maavarade kaevandamist-kasutamist korraldavad matemaatilised mudelid, varustada raalidega kõik kaevandajad, kontrollijad ja tarbijad.

HÜROGEOLOOGIA JA EHITUSGEOLOOGIA

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

EHITUS- JA HÜDROGEOLOOGIA EESTI OSKUSKEELEST

Kristjan Riet[3]

Kahe samamahulise naabereriala - ehitusgeoloogia ja hüdrogeoloogia oskuskeele võrdlus pakub huvi nii erialade endi kui ka keeleloo seisukohalt.

Ehitusgeoloogia eesti oskuskeel on üsna arenenud. Ilmunud on eesti-vene (1962) ja eesti-vene-inglise (1965) kollektiivsed oskussõnastikud; oskuskeeles on palju tüvesid (aine oma nimetuski on rõhutatult eestipärane), liigestussõnastatud (näit. irdpinnaste oma on eesti keele seisukohalt korrektsed. Mitmel puhul on vene laenudele eelistetud inglise omi ("penetreerimine"). Puuduseks võib pidada mõne üldisema sõna tähendusala kitsendamist ("teim") või ka laiendamist ("kivi") eesti üldkeelega võrreldunа. Kakskeelses tööpraktikas põhjustavad jätkuvalt vigu aga tõlkenihked liigestussõnastutes ("...kõvaplastne, poolkõva" - "...polutvjordõi, tvjordõi"; "niiske, märg..." - "malovlažnõi..."). Oskussõnakorrastust ja -loomet vajavad mõned ehitusgeoloogia kõrvalharud (näit. kaljupinnase nimetuste ja tugevusastmete osas).

Hüdrogeoloogia eesti oskuskeel on vähearenenud. Ilmunud on vaid üksikautori (Tšeban, 1975) eesti-vene oskussõnastik, veel üks, filtratsioonikatseid käsitlev (Riet) on trükis. Oskuskeel on tugevalt venepärane, teda on püütud eri isikute poolt eri määral eestistada, mistõttu esineb lahknevusi asutuste keelekasutuses ("veehorisont", "veelade" ja "veeladestik" tähendavad vastavalt GK, REI ja GI tõlgenduses sama asja). Hüdrogeoloogia omadest näivad enam takistuseks olevat isiksuslikud ja ametkondlikud põhjused.

Allakirjutanu peab vajalikuks hüdrogeoloogia eesti oskuskeele täiendamisel ja uuendamisel lähtuda järgmistest põhimõtetest:

1. Liigestussõnastud kujundada tõlkenihketa olemasolevate naabersõnastute suhtes (näit. hüdrostratigraafia sõnastu moodustamisel biogeostratigraafia malli järgi olgu vastavus "veelade" - "vodonosnõi gorizont").

2. Paaris- või vastandsõnad olgu kõlalähedased, soovitavalt sama silpide arvu ja vältega ("veelade" - "veepide", "vettomav - vettpidav").

3. Lähimõisteliste sõnarühmade moodustamisel kasutada sama tüve "uhtpumpamine", "uhtpuhumine"...).

4. Sobiva omasõna puudumisel eelistada võõrsõnu mitmeomasõnalisele ümberütlemisele ("debitomeetria").

5. Algupärase oskussõna evitamisel anda talle kohe ka vene (inglise) vaste ("tingsurveline" - "uslovno napornõi").

6. Kasutada eesti keelele omaseid, kuid Euroopa suurkeeltes puuduvaid võimalusi kesk- ja lõpuliidete abil sõnatähendusi laiendada ("veetaseme alandamine, alanemine, aland" - "poniženije...").

Vaadelgem ka mõlema eriala oskuskeele tähtsamaid alussõnu "pinnas" ja "põhjavesi" võõrkeelte taustal. Erinevalt keeltest, kus "grunt", "soil", "Boden", "maaperä" seostuvad vastavas üldkeeles millegi alumisega, osutub "pinnas" eesti üldkeeles ilmselgelt millelegi ülemisele. Tuntud keeltest erineb ka meie "põhjavesi", sest selle liitsõna esmesel poolel pole iseseisvat tähendust eesti (ehitus-)geoloogia oskuskeeles (lähim sõna on "aluspõhi"), sõnadel "podzemnaja voda", "ground water", "Grundwasser", "põhjavesi" see aga vastavas võõrkeeles on. "Pinnase" ja "põhjavee" kui alussõnade selline ebakohasus võimendub nende liitmisel ja kooskasutamisel. Nii kiputaksegi ikka ja jälle ka eriala keelekasutuses vastandama "pinnavett" "põhjaveele", viimast seostama aga "aluspõhjaga". Kuna sõnaajalooliselt on (terminoloog R. Kulli andmeil) eesti põhjavesi vanem kui "pinnas", võib ehk ka eesti ehitusgeoloogiat oma naabererialade suhtes kooskõlastamata sõnaloomade pärast süüdistada mõnes hüdrogeoloogia oskuskeele hädas.

HÜDROGEOLOOGISTE UURINGUTE SEISUND JA PERSPEKTIIV EESTIS

Leo Vallner[2]

Käesolevaks ajaks on kogu Eesti territooriumil tehtud hüdrogeoloogiline kaardistamine mõõdus 1:200000 ja peaaegu 2/3 % ulatuses veel ka melioratiiv-hüdrogeoloogiline kaardistamine mõõdus 1:50000. Pikaajaliste proovipumpamiste andmetele tuginedes on arvutatud põhjavee tarbevarud 27 linna ja asula jaoks rohkem kui 50 uurimispaigas. Süstemaatiliste pidevate põhjavee taseme ja kvaliteedi vaatlustega alustati 1945. aastal, kusjuures praegu kuulub vaatlusvõrku ligikaudu 1000 kaevu kõikides olulistes põhjaveeladestikkudes. Uuritud ja evitatud on rida mineraalvee leiukohti. Regionaalse geofiltratsiooni probleemide selgitamiseks on läbi viidud kogu territooriumi hõlmav põhjavee miinimumäravoolu hüdromeetriline kaardistamine. Veehaarete ja kaevanduste mõju prognoosimiseks on tehtud mitmete ulatuslike piirkondade geohüdrodünaamilisi modelleerimisi. Nimetatud uuringute tulemusi esitavad enam kui 600 käsikirjalist aruannet Eesti Geoloogia Fondis ja üle 250 artikli mitmesugustes teaduslikes või tootmisalastes

ajakirjades ning kogumikkudes. Kõige selle tõttu võib Eesti territooriumi pidada hüdrogeoloogiselt suhteliselt hästi uurituks.

Edaspidi peaks Eestis üheks tähtsamaks hüdrogeoloogiliseks uurimissuunaks olema põhjavee kvaliteedi kujunemine tehistingimustes, kusjuures erilist tähelepanu tuleb pöörata ülemiste põhjaveekihtide pidevalt laienevale nitraatreostumisele. Selleks on tarvis organiseerida küllalt tihe kogu Eestit haarav vaatluspunktide võrk, mis koosneks olemasolevatest kaevudest ning sobivalt valitud allikatest. Veeproove analüüsiks tuleb võtta vaatluspunktidest vähemalt igal aastaajal. Lisaks säärasele regionaalsele vaatlusvõrgule on tarvis luua 5-10 komplekssete pikaajaliste statsionaarsete vaatluste võrku hüdrogeoloogilistele tüüpaladele. Sinna tuleb rajada erineva sügavusega põhjavee vaatluskaevud ning pinnasesse paigutada lüsimeetrid. Nii vettandvate kui ka suhteliselt vettpidavate kihtide filtratsiooni- ja migratsiooniparameetrid peavad olema korrektselt määratud proovipumpamistega. Väljakud on tarvis seadmestada meteoroloogilisteks vaatlusteks ja pinnavee äravoolu määramiseks. Komplekssed vaatlused annavad võimaluse põhjavee ingredientide dünaamika detailseks uurimiseks ja regionaalse vaatlusvõrgu andmete interpreteerimiseks.

Teiseks oluliseks hüdrogeoloogilise töö suunaks peaks kujunema võimaluste otsimine ordoviitsiumi-kambriumi ja kambriumi- vendi veeladestiku varude paremaks kasutamiseks. Nimetatud kihtides on nii palju hügieeniliselt laitmatut põhjavett, et sellest jätkuks kaasaegsega võrdse üldise veetarbe puhul vähemalt 1000 aastaks. Pinnavee ja ülemiste põhjaveekihtide suureneva reostumise tõttu tuleb hakata sügavaid põhjaveeladestikke Tallinna piirkonnas ja Kirde-Eestis senisest tunduvalt intensiivsemalt ekspluateerima. Vastavat küllaldaselt motiveeritud veemajanduslike ja tehnoloogiste soovituste väljatöötamiseks on tarvis luua hüdrogeoloogilste püsimudelite süsteem, mis võimaldaks digitaalmodelleerimist kasutades uurida geofiltratsiooni mitmesuguseid variante. Modelleerimise juures võib osutuda väga perspektiivseks lõplike elementide meetod, kuid selle juurutamiseks on vaja eelnevalt lahendada rida spetsiifilisi programmeerimisülesandeid. Hüdrogeoloogiline modelleerimine peaks kulgema mitmeastmelisena. Kõigepealt tuleb läbi viia regionaalne modelleerimine, mis annab üldise ettekujutuse uuritavatest protsessidest ja selgitab täiendavate eksperimentaaltööde vajaduse. Pärast seda on sobiv asuda eriküsimuste selgitamisele detailmodelleerimist kasutades.

Mereveega otseselt seotud kambriumi-vendi veeladestiku modelleerimise usaldatavus sõltub oluliselt Soome lahe akvatooriumil levivate kihtide filtratsiooni- ja migratsiooniparameetritest. Vimaseid saab korrektselt määrata vaid mereveest täielikult isoleeritud puuraukudes, mille rajamiseks läheb tarvis puurplatvormi või eriliselt seadistatud laeva. Niikaua kuni säärast väga kulukat puurimisviisi pole võimalik kasutada, tuleb s^elfi hüdrogeoloogiliseks uurimiseks maksimaalselt rakendada mitmesuguseid geofüüsika meetodeid. Väärtuslikku teavet võivad anda ka saartele ja maismaa mereranda rajatud erinevaid sügavusintervalle avavad vaatluskaevud, kust tuleb süstemaatiliselt võtta veeproove keemiliseks ja isotoopanalüüsiks. Kambriumi-vendi veeladestiku intensiivse ekspluateerimise piirkondades on vaja proovimispumpamistega uurida kristalse aluskorra ja sellel lasuvate suhteliselt vettpidavate setete hüdrogeoloogilisi parameetreid. Lisaks sellele tuleb hakata määrama ordoviitsiumi-kambriumi ja kambriumi-vendi veeladestiku ning neid piiravate eralduskihtide migratsiooniparameetreid kogu Põhja-Eestis,

et õigesti hinnata suure tootlikkusega töötavate veehaarete reostuskaitstust. Hüdrogeoloogilise modelleerimise tulemused on tarvis tõestada kestvate proovipumpamistega, mis peavad andma veendumuse, et arvutuslikud prognoosid ka tõepoolest realiseeruvad.

Väga oluline on veel üldkasutatava hüdrogeoloogilise andmepanga loomine. See hõlbustab nii teaduslikke kui ka rakenduslikke uuringuid ning tõstab nende resultatiivsust.

MÄÄRAMATUSE PROBLEEMIST EESTI ALUSPÕHJA HÜDROGEOLOOGILISE EHITUSE UURIMISEL

Priit Jõgar[2]

Teave veelademete ja veepidemete täpsest paiknemisest Eesti aluspõhjas, s.h. ordoviitsiumi ja siluri karbonaatsetes kivimites ning devoni terrigeensetes setetes on üheks oluliseks eelduseks põhjavee varude arvestamisel. Aktuaalsena viimase aastakümne jooksul lisandub ka põhjavee kvaliteedi probleem, mis oleneb suurel määral veepidemete levikust, omadustest ning paksusest. Hüdrogeoloogilise informatsiooni omaette valdkonda kuuluvad andmed kivimite veejuhtivuse ning põhjavee survekõrguse kohta.

Need teabeliigid sisaldasid kuni viimase ajani suuremal või vähemal määral määramatust, mis avaldub: a) hüdrogeoloogilise ehituse generaliseerimises, s.t. võimalikult väheste üksuste kasutamises, b) üksikute andmete (näit. veejuhtivuse puhul) absolutiseerimises ja laiendamises suurele areaalile, c) üksikandme absolutiseerimises mitme ja enama sama liigi andme suhtes. Hüdrostratigraafia generaliseerimine on omane nii N. Liidu hüdrogeoloogiateadusele kui ka maailmapraktikale. Hüdrogeoloogilise ehituse detailiseerimine kui omaette probleem on kirjanduse andmeil uurimisobjektiks kerkinud alles viimae paari aasta jooksul.

Eestis on nimetatud detailiseerimine kerkinud päevakorda objektiivsete vajaduste sunnil (Pandivere veekaitseala, Kabala fosforiidikaevanduse probleem, detailuuringud põhjavee reostumise alal). Detailiseerimine on hüdrogeoloogias seotud puurimisega ning hüdrogeoloogiliste protseduuride (mõõtmiste, pumpamiste, proovimiste) kohaldamisega mõistlikult väikeste intervallide suhtes. 1972-85 a. keskmisemõõtkavalisel kaardistamisel seda võimalust ei kasutatud, küll aga on seda tehtud mõningal määral detailuuringutel.

Hüdrogeoloogiliste parameetrite väärtustele on iseloomulik suur hajuvus, mis teeb igasuguse klassifitseerimise ning ka rajoneerimise tavaliste kriteeriumide (95% tõenäosus) alusel võimatuks. Seetõttu hüdrogeoloogiliste puuraukude arvu suurendamine ka 2...10 korda ei suurenda oluliselt teavet hüdrogeoloogilise ehituse ja tingimuste kohta, kuid on ohtlik, sest võib halvendada hüdrogeoloogilist olukorda. Appi tuleb võtta määramatuse ületamine olemasoleva informatsiooni alusel, mida annavad: a) kaudsed ja otsesed tunnused, b) kaudsed meetodid, mille alusel saadakse keskmised parameetrite (tunnuste) väärtused hüdrostratigraafilise ühiku või rajooni suhtes, c) kaalukoefitsentide

kasutamine, mis aitab reguleerida ühe või teise tunnuse kaalu väljundi, s.t. klassifikatsiooni saamisel.

Kaudseteks tunnusteks hüdrogeoloogilise ehituse määramisel võivad olla: põhjaveelademe piesomeetriline tase, põhjavee keemiline koostis (sealhulgas ka iga keemilise komponendi kui ka radioaktiivse isotoobi tasemel), aluspõhja litoloogiline koostis, vooluhulkade karotaaži tulemused, põhjavee äravoolu moodulid. Erakordselt suure - otsese tunnuse kaaluga on kivimite filtratsioonimoodul.

Klassifitseerimise ja rajoneerimise aluseks on erinevus eri klasside (hüdrostratigraafiliste üksuste, rajoonide) keskmiste vahel. Vastavalt sellele, kuidas need keskmised on saadud, kas a) erinevate üksuste üksikandmete baasil või b) matemaatiliste protseduuride (vähimruutude meetodi, tinglike tõenäosuste, faktoranalüüsi jm.) abil, esinevad need keskmised suurema või vähema täpsusvaruga sõltuvalt dispersioonist. Praktikas tavaliselt ei piisa andmeid, et teostada tõenäosulikult vaieldamatu kalssifitseerimine. Selleks peab üksikandmete hajuvus olema piisvalt väikse või keskmiste erinevus piisavalt suur (see omakorda sõltub ka üksikandmete arvust). Kasutades rangelt tõenäosuslikke kriteeriume (näit. Studenti või hii-ruut kriteeriumi), ei saaks Eesti aluspõhja kivimites eraldada mitte ühtegi veeladet.

Iga tunnus võib olla iseseisvalt klassifitseerimise aluseks. Praktikas võib aga kasutada mitme tunnuse koosmõju. Kui nad annavad ühesuguse tulemuse (klassifikatsiooni), siis tõenäosused liituvad.

Klassifikatsiooni kriteeriumid ja nende korrektne kasutamine ei ole hüdrogeoloogias olnud kunagi eriliseks probleemiks; klassifitseerimist teostatakse peamiselt intuitiivsetel alustel. Tänu eelpooltoodud printsiipidele on võimalik olemasoleva informatsiooni alusel eraldada veelademed Eesti aluspõhjas 70-85% tõenäosusega (võrdluseks - litoloogilise tunnuse abil on tõenäosus 60%). Nimetatud metoodikat rakendades on Eesti aluspõhjas eraldatud väiksemad (kuni 40-60 m paksused) veelademed. Töö tulemused on osaliselt publitseeritud.

HÜDROGEOÖKOLOOGILISTEST UURIMISTÖÖDEST EESTIS

Hella Kink[2]

Vesi , sealhulgas inimtegevuse eest kõige paremini kaitstud põhjavesi, on Eestis muutumas üheks ohustatuimaks loodusvaraks. Vee seisund on ka olulisim faktor kogu keskkonna kvaliteedi hindamisel.

Ökohüdrogeoloogiliste-hüdroloogiliste maastiku-uuringute eesmärgid on järgmised:

— pinnaveekogude (jõgede, järvede) ning maapõues veega küllastatud kihi moodustumise ja dünaamika selgitamine, lähtudes süsteemsuse printsiipidest;

— vee loodusliku kaitstuse (stabiilsuse) hindamine piirkondlike maastikuliste, geomorfoloogiliste ja geoloogiliste ning kohalike (eriti aeratsioonivööndit silmas pidades) tingimuste alusel;

— tehismõjurite (tööstus, põllumajandus) ning nende koosmõju hindamine;

— vee seisundi ja selle muutuste ajaline hindamine maastikutüüpide ja vesikondade kaupa (teoreetiline lähenemine) ja maavaldajate (administratiiv-üksuste - vabariik-maakond-vald- majand) kaupa (rakenduslik lähenemine);

— ainebilansi koostamine, mis peab vee kvantiteeti ja kvaliteeti kajastama.

Põllumajandusmaastikel on tähtis lämmastiku ja fosfori bilanss. Soode hindamisel tuleb arvestada nende geneesi. Maismaa soostumisel liivapinnastele tekkinud rabade seisund on kergesti kahjustatav, kuivõrd neil puudub põhjas vettpidav kaitsekiht - sapropeel. Järvede ja jõgede hindamisel on oluline määrata ümbritsevate toitealade põhjavete looduslik kaitstus.

Kohalike (mõõtkava 1:10000) ja regionaalsete (1:50000 ja 1:100000) hüdrgeoökoloogiliste uurimistööde tulemusena on selgunud nn. konfliktalad:

— Harju ja Viru lavamaa: reostus pärineb tööstustest, kaevandustest ja põllumajandusest;

— Lahkme-Eesti, eriti Pandivere kõrgustik: reostus pärineb põllumajandust;

— Kesk-Eesti tasandik: reostus pärineb põllumajandusest.

Koormus läheneb kriitilisele piirile ka Lõuna-Eesti kõrgustikel, üsna kõrge on see ka saartel. Lausalist reostust esineb seni Kirde- ja Kesk-Eestis, mujal on see koldeline.

SAAREMAA HÜDROGEOKEEMIAST

Rein Perens[1]

Saaremaa põhjavee keemilist koostist on viimastel aastakümnetel uurinud mitmed hüdrogeoloogid - P. Vingissar, A. Pill, H. Kink, L. Savitskaja , A. Viigand, M. Metsur jt. Vähem on käsitletud üksikute komponentide levikut ja ajalist muutlikkust.

Niiske ja suhteliselt jahe kliima on soodustanud Saaremaa aluspõhja karbonaatste kivimite murenemist, mistõttu looduslikes tingimustes on siluri põhjavee kompleksi ülemises osas kujunenud valdavalt hüdrokarbonaatne magneesiumilis- kaltsiumiline vesi. Horisontaalse ja vertikaalse hüdrokeemilise vööndilisuse kujunemisel on määrav tähtsus olnud ümbritseval merel.

Looduslikes tingimustes valitseb mageda põhjavee ja soolase merevee vahel hüdrodünaamiline tasakaal, mis määrab ka difusioonivööndi iseloomu. Viimase paksus ja laius sõltub eelkõige mageda põhjavee liikumise kiirusest. Saaremaa kagurannikul, kus põhjavee surve gradient on väiksem kui 0,001, ületab vee mineralisatsioon kohati 1 g/l ja difusioonivööndi laius ulatub 1,0-1,5 kilomeetrini. Lääneranniku, kus Saaremaa Keskkõrgustiku läheduse tõttu surve gradient on suur, mere mõju ei avaldu.

Väljakujunenud hüdrodünaamiline tasakaal muutub põhjaveekihtide tarbimise tagajärjel, mille tulemusel võib kujuneda depressioonilehter hüdraulilise kallakuga mere poolt maismaale. See põhjustab soolaka merevee sissetungi põhjaveekihtidesse, mille intensiivsus sõltub veehaardest väljapumbatava vee hulgast ja põhjaveekihtide loodusliku

toitumise vahekorrast. Nii suurenes Orissare alevis 1987.a. põhjavee tarbimise kahekordistumisel Cl^- sisaldus järsku 100- 300 mg/l-lt 475-500 mg/l-ni. Ka Kuressare linna Unimäe veehaarde ligi 30-aastase ekspluatatsiooni kogemus osutub eelkõige Cl^- - iooni sisalduse sõltuvusele väljapumbatava vee hulgast ning põhjavee looduslikest toitumistingimustest.

Muutused vee keemilise koostises võivad avalduda juba suhteliselt lühiaegse katsepumpamise käigus. Orissares suurenes Cl^- sisaldus 10-päevase pideva katsepumpamise ajal 47,9 mg/l-lt kuni 194,6 mg/l-ni ja Nasva asulas 76,9 mg/l-lt 130,5 mg/l-ni. Samal ajal SO_4^{2-}, Ca^{2+} ja Mg^{2+} sisaldus praktiliselt ei muutunud. Üksikute puurkaevude ümber, mis töötavad ainult mõned tunnid ööpäevas, sügavaid depressioonilehtreid ei ole tekkinud ja põhjavee keemiline koostis on olnud suhteliselt stabiilne.

Märgatavat mõju põhjavee mineralisatsioonile ja Cl^- sisaldusele ei ole avaldanud isegi selliste suurte maaparandusobjektide nagu Audla poldri ehitus. Selle Saaremaa idaosas paikneva objekti piires on põhjaveetase intensiivse pumpamise tagajärjel (10-15 tuhat m^3/ööpäevas) alanenud kuni 1 m alla merepinna. Lisaks tektoonilisele rikkevööndile on seal nähtavasti soodsalt mõjunud ka äravoolukanalile ehitatud kaitsetamm ja veehoidla, mis hoiab mageda vee taset merepinnast kõrgemal, tekitades sellega soolasele mereveele vastusurve.

Üldise hüdrogeokeemilise fooni ajaliste muutuste uurimiseks on Saaremaa ja Muhu jagatud autori poolt 5 omavahel erinevaks alaks, mille piires hüdrogeokeemilised tingimused on enamvähem sarnased. Üksikute alade vee keemilise koostise komponentide keskmiste sisalduste arvutused on teinud enda väljatöötatud metoodika järgi P. Jõgar. Saadud tulemused peegeldavad põhjavee keskmist keemilist koostist uuritavatel ajalõikudel - 1963.a., 1975- 1980.a. ja 1987-1991.a. sügavusintervallides kuni 30 m, 30-50 m ja üle 50 m. Saadud tulemused näitavad põhjavee keemilise koostise suhtelist püsivust viimase kolmekümne aasta kestel.

Makrokomponentide pindalalise leviku osas on kõige seaduspärasem Cl^--levik, mis sõltub mere kaugusest, põhjavee hüdraulilisest gradiendist, kohalike toitealade esinemisest. Seepärast mitmel pool mineralisatsiooni ja Cl^- sisalduse isojooned kordavad hüdroisohüpside kuju. Ka kõrgendatud SO_4^{2-} sisaldusega piirkonnad (üle 100 mg/l) kattuvad täielikult soolaka põhjavee levikualadega.

Saaremaa Keskkõrgustikult ja tema pikenduselt Eikla- Tagavere-Taaliku joonelt toimub mere suunas SO_4^{2-} pidev suurenemine 20-30 mg/l-lt kuni 100-200 mg/l-ni. Anomaalselt kõrge SO_4^{2-} sisaldus on Audla poldri piirkonnas (243,6-327,8 mg/l).

HCO_3^- suhtes on täheldatav kloor-ja sulfaatioonidele vastupidine levikupilt. Kõige suuremad sisaldused (400-500 mg/l) on saadud Saaremaa keskosas. Merele lähenedes, eriti ida-ja lõuna suunas, HCO_3, sisaldus väheneb 200-250 mg/l-ni.

Katioonidest on parima lahustuvuse ja migratsioonivõimega Na^+ ja K^+. Nende kontsentratsioon Saaremaa keskosas, Litoriinamere tasemest kõrgemal ei ületa 10-30 mg/l-ni. Mere suunas Na^+ sisaldus pidevalt suureneb kuni 200-300 mg/l-ni, korrates üldiselt Cl^- ja SO_4^{2-} muutusi. Kuigi Mg^{2+} ja Ca^{2+} sisaldus ja levik on palju stabiilsemad, võib täheldada ka nende komponentide sisalduse suurenemist mere suunas.

Kuigi ühe või teise komponendi kõrgendatud sisaldus ei muuda vett joogiks kõlbmatuks, võib nende üheaegne rohke esinemine põhjustada üldise mineralisatsiooni ja ka-

reduse suurenemist üle lubatud normide. Nende seaduspärane suurenemine toimub veelahkmelt mere suunas.

Keemilise koostise ajalised muutused ja soolsuse suurenemine on täheldatav peamiselt põhjavee intensiivse ekspluatatsiooni tingimustes.

TUNNELKOLLEKTORITE EHITUSGEOLOOGIAUURINGUTE KOGEMUSI

Kristjan Riet[3], Eik Eller[3], Aadu Sedman[3], Igor Podshibjakin[3]

REI 1980-ndate aastate üheks oluliseks töösuunaks on olnud ka alisatsiooni tunnelkollektorite uurimine, põhiliselt Tallinna loode- ja Tartu lõunaosas (kokku 12 km). Tulemusena on laekunud väärtuslikke üld-, ehitus- ja hüdrogeoloogilisi teadmisi ja täiendatud uuringumetoodikat.

Kuna haakuvad tunnelitrassilõigud moodustavad 2...3 km pikkusi ahelaid, kus kaevandisamm ei ületa 50 m ja uurimissügavus on kohati enam kui 30 m, on oluliselt täpsustatud vastavate piirkondade, s.h. keerulise geoloogiaga mattunud ürgorgude lõikeid. Nii avastati Tallinna Lilleküla mattunud oru kirdeveeru liigestav sälkorg, oru keskosas aga mattunud aluspõhjakünnis, seal piiritleti ka (füüsikalis-mehaaniliste näitajate põhjal) mere ja liustikujärvesetted savikompleksis. Tartu Raadi-Ropka mattunud oru lääneveerul aga selgitati ilmselt erivanuseliste (kuid geotehniliselt lähedaste) moreenide lasuvussuhteid.

Kuigi tunneliuuringutel on hangitud olulist lisateavet ka nõrga savipinnase geotehniliste omaduste kohta (eriti põhjalik andmestik on Lilleküla ülinõrgast liivsavist, mis ei kandnud isegi läbinduskilpi), tuleb tunnelitöid hinnata eeskätt aluspõhja ehitusgeoloogia arengu seisukohalt. Vajadus detailselt käsitleda kambriumi ja devoni (pool-)kaljupinnaseid sundis allakirjutanuid uuringuaruannetes alul rakendama A. Raukase (1981) üldgeoloogilist lõimiseklassifikatsiooni, tõdedes aga viimase seostamisraskusi ehitusgeoloogilise irdpinnaste omaga, looma alternatiivse ehitusgeoloogilise aluspõhja purdpinnaste liigestuse (Riet, 1988). Koostöös TPI- ga on põhjalikult teimitud devoni kaljupinnast, kusjuures tõestati statistiliselt pinnase valdav vaegtugevus.

Tunneliuuringutel on leitud eeldatust märksa veerikkamaid põhjaveekihindeid. Nii saadi Merimetsas liustikujõe liivalasundi veejuhtivuseks 400-500 m^2/ööp., mis muuseas võimaldas siia kavandada põhjveehaarde. Hüdrogeoloogist huvi pakub ka tunneliuuringul avastatud omapärane maapinnast kõrgema veesurvetasemega arteesianõlv Lillekülas.

Tähelepanu väärivad mõned kasutatud erivõtted tunneliuuringute välimetoodikas. Hüdroloogiliste puuraukude filtreid on paigaldatud surveveelisse liiva puurmeister H. Mäe menetlusel, kus otsast avatud filtertorund vibreeritakse lamamveepidemeni, uhtpuhastades torundi sisemuse suruõhuga. Filtrit on ümbritsetud puistega läbi lahtikäiva otsikuga terastorurammvaia. Saviliivapinnase veeläbilaskvuse hindamiseks on evitatud valamiskatseid vähendamaks filtritakistusest tulenevat viga. Pumpamiskatseid üle 15 m sügavuse põhjaveekihindi uurimiseks on eelistatud teha suureläbimõõdulistest ehitusliku

veekõrvalduse löökpuuraukudest (tõestanult tellijale nende eelneva rajamise vajaduse tunnelitrassile). Pudeneva puursüdamikuga devoni liivakivi lõiget on täpsustatud PIKA-tüüpi penetreerimisagregaadi radiokarotaažiseadme abil. Väheveeliste (moreeni-) puuraukude tamponeerimisel on täitematerjali tihendatud puuragregaadi suruõhuga.

Tunneliuuringute andmetöötlusse on varasemaid uuringumaterjale kaasatud tavalisest suuremas mahus, nende abil on püütud hinnata veelademete ja -pidemete levikut vähemalt 100 m laiuses trassikoridoris. Kuna tunnelilõigetes esineb pinnaseid arvukalt, on neid süstematiseeritud hierarhiliselt, kasutades 3- või 4-astmelist liigestust (kompleks, kiht, alakiht, erim), kusjuures uutele trassilõikudele edasi minnes on varasemat süsteemi vähemalt liigestuse kõrgemate astmete osas jätkatud. Kuna tunneliehitusel on pinnase filtratsiooniomadused tähtsamad tugevusomadustest, on savipinnase liigestamisel eelistatud lõimis kriteeriumi plastsusele (Lillekülale on muuseas iseloomulik plastsuselt saviliivne, kuid lõimiselt peentolmliivne üleminekupinnas) ja pinnast eristatud ka veeilmingu järgi südamikpuurimisel (Ropka moreenis).

Ehitusgeoloogiliste tavauuringutega võrreldes on tunneliuuringutel suurem tagasiside, kuna pakutud süvalõiget saab hiljem tunneli läbindamisel vahetult kontrollida. Seni on REI uuringuandmed olnud õiged.

LÕUNA-EESTI MOREENPINNASE GEOTEHNILISTE OMADUSTE SÕLTUVUS VEESISALDUSEST JA VÄETISELISANDITEST

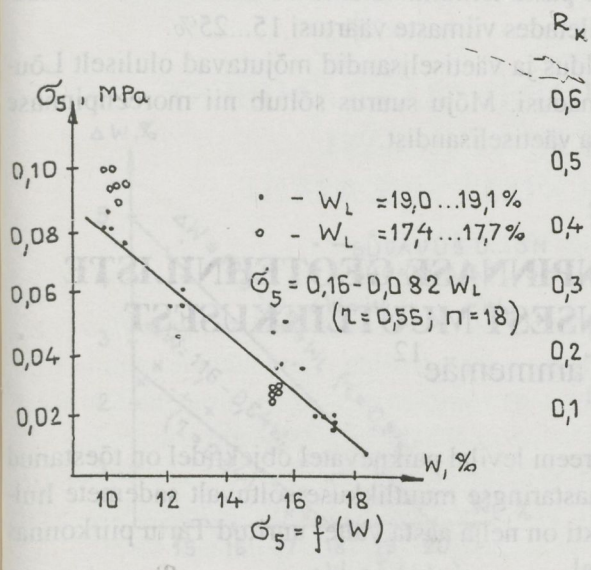
Olavi Tammemäe[12] ja Uile Lemberg[3]

Lõuna-Eesti moreenpinnas on väga tundlik veesisalduse muutustele. Et täpsustada pinnase geotehniliste omaduste sõltuvust veesisaldusest w, teimiti Tartust Aardla polügoonilt võetud rikutud struktuuriga proove. Määrati nihketugevus tasapinnalise nihke- ja üheteljelise surveteimiga ning koonustugevus.

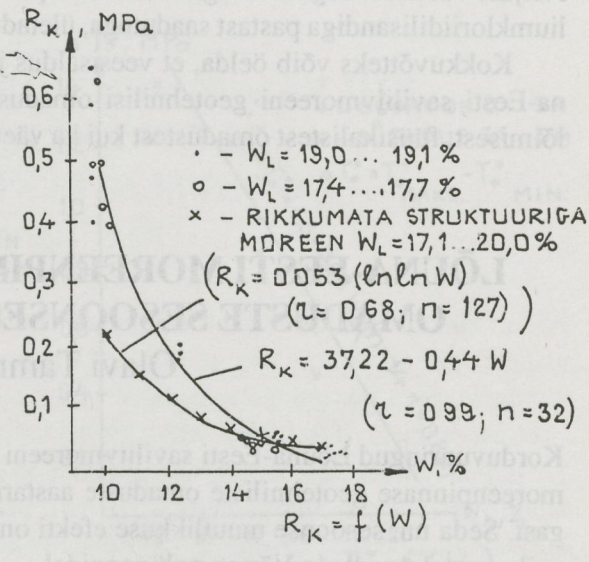
Pastad valmistati fraktsioonidest <2mm. Õhkkuivadest proovidest tehtud erineva w-ga pastade kuivtihedus ρ_d viidi väärtuseni 1,90 T/m^3 (pastadel w=17% oli ρ_d=1,88 T/m^3). Kuna laboritingimustes on ühtlaselt tihendatud proovikehade saamine võimatu ja proovid kuivavad väga kiiresti, on teimimistulemused mõneti hajuvad.

Tasapinnalisenihketeimi tulemuste regressioonanalüüs andis sõltuvusele $[tau]_4=f(w)$ kõrge korrelatsioonikordaja ($r\approx0,95$); vertikaalsurve oli vahemikus σ=20-240 kPa. Eri pastade ühetelgse surveteimi kriitilise surve σ_5 ja penetratsiooni koonuseritakistuse R_k sõltuvus w-st on toodud joonisel 1. ja 2.: joon. 2 on esitatud ka rikkumata struktuuriga teimimistulemused (P. Kildjeri järgi), kust selgub, et intervallis w=13-15% on rikkumata struktuuriga proovi ja pasta R_k tulemused väga lähedased.

Sageli paiknevad Lõuna-Eesti moreenilevilal olevad ehitusobjektid varem põllumajanduses intensiivselt kasutatud alal. Aastakümneid on seal kõrgete saakide nimel kasutatud rohkelt mineraalväetist. Loodusringlusse sattudes osa väetisest omastati taimede poolt, osa on mõjutanud moreenpinnase omadusi.



O. Tammemäe, U. Lemberg. Joon. 1.



Joon. 2.

Eri väetiste mõju moreenpinnase geotehnilistele omadustele uuriti rikutud struktuuriga proovidel. Erineva w-ga pastad valmistati, kasutades 5%-lise naatriumnitraadi, ammooniumfosfaadi, kaaliumkloriidi ja 2%-lise superfosfaadi lahuseid. Teimiti ka pastat, millele oli lisatud kõigi nelja väetise segu (17%-line lahus). Kuigi väetiselahuse mõju pinnasele oli looduses toimuvaga võrrelde väga lühiajaline (ca 48 tundi), saadi teimimisel huvitavaid tulemusi.

Selgus, et väetiselisand vähendas optimaalse veesisalduse w_{opt} (proctorteimi järgi) väärtust 11,3%-lt 9,1...10,1%-ni, samal ajal kui ρ_d väärtus mõnevõrra kasvas - 1,96 T/m^3-lt 2,05 T/m^3-ni (naatriumnitraadi lisandiga pastal kaasnes w_{opt} vähenemisega 11,3%-lt 10,1%-ni ρ_d vähenemine 1,96 T/m^3-lt 1,93 T/m^3-ni). Minimaalne w_{opt} ja maksimaalne ρ_d on seotud kaaliumkloriidilisandiga.

Lisandid üldiselt tõstavad voolavuspiiri w_L ja plastsuspiiri w_p. Maksimaalne efekt on seotud kaaliumkloriidilisandiga (naatriumnitraat siiski mõnevõrra vähendab w_L ja w_p väärtusi).

Väetiselisandiga pasta ühetelgse surve ja penetratsiooni tulemustest selgub, et lisandid tõstavad ka σ_5 ja R_k väärtusi. Kõige suurema efekti annab kaaliumkloriidilisand, mis suurendab R_k väärtust 50% ja väärtust 100% kraaniveega töödeldud pastaga võrreldes (siingi tuleb märkida, et naatriumnitraadi lisand vähendab R_k väärtust ligikaudu 25%). Neljast väetisest segalahusega töödeldud pasta teimimistulemused on võrreldavad kaaliumkloriidilisandiga pastast saadutega, ületades viimaste väärtusi 15...25%.

Kokkuvõtteks võib öelda, et veesisaldus ja väetiselisandid mõjutavad oluliselt Lõuna-Eesti saviliivmoreeni geotehnilisi omadusi. Mõju suurus sõltub nii moreenpinnase lõimisest, füüsikalistest omadustest kui ka väetiselisandist.

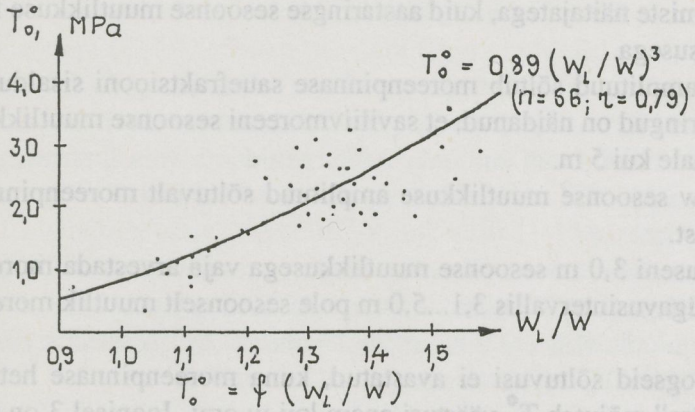
LÕUNA-EESTI MOREENPINNASE GEOTEHNILISTE OMADUSTE SESOONSEST MUUTLIKKUSEST

Olavi Tammemäe[12]

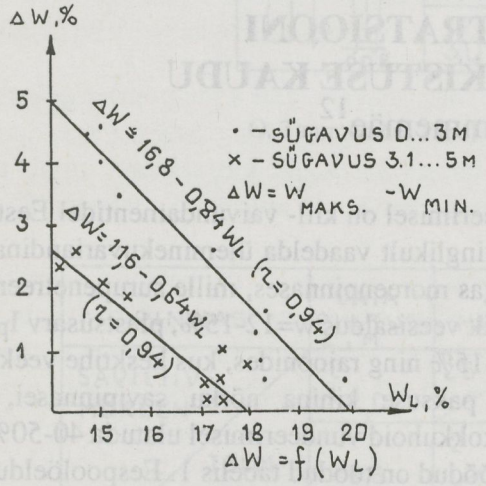
Korduvuuringud Lõuna-Eesti saviliivmoreeni levilal paiknevatel objektidel on tõestanud moreenpinnase geotehniliste omaduste aastaringse muutlikkuse sõltuvalt sademete hulgast. Seda nn. sesoonse muutlikkuse efekti on nelja aasta vältel uuritud Tartu piirkonnas paiknevatel Aardla ja Võnnu polügoonidel.

Uuringute objektiks on põhiliselt olnud moreenpinnase loodusliku veesisalduse w ja sellest sõltuva surupenetreerimise koonuseritakistuse T_0° sesoonne muutlikkus. T_0° sõltuvus w ja moreenpinnase sauesisaldust kaudselt iseloomustavast voolavuspiiri w_L väärtusest on esitatud joonisel 1.

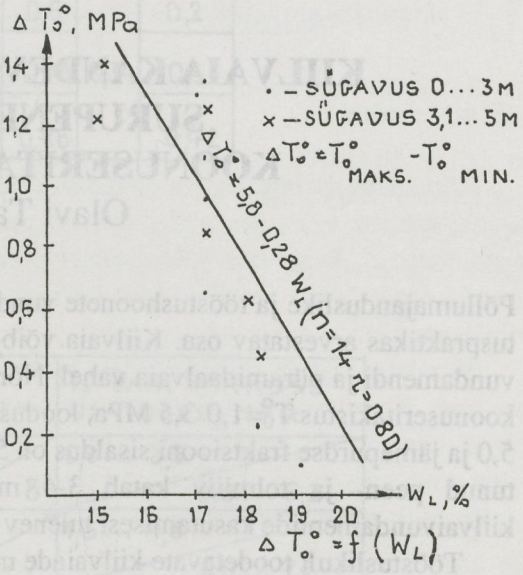
Uuringutulemustest selgus, et moreenpinnase minimaalsed w ja sellest tulenevalt maksimaalsed T_0° väärtused on seotud ajavahemikuga enne külmunud maapinna sulamist (veebruar-märts) ning maksimaalsed w ja minimaalsed T_0° väärtused ajavahemikuga enne maapinna külmumist (november-detsember).



O. Tammemäe. Joon. 1.



Joon. 2.



Joon. 3.

Ka võivad klimaatilised kõrvalekalded paljude aastate keskmisest (kestvad vihma- või kuivaperioodid) esile kutsuda moreenpinnase geotehniliste omaduste juhusliku muutlikkuse võrreldes keskmiste näitajatega, kuid aastaringse sesoonse muutlikkuse foonil on see teisejärgulise tähtsusega.

Sesoonse muutlikkuse amplituud sõltub moreenpinnase sauefraktsiooni sisaldusest ning lasuvussügavusest. Uuringud on näidanud, et saviliivmoreeni sesoonse muutlikkuse mõjutsoon ei ulatu sügavamale kui 5 m.

Joonisel 2 on esitatud w sesoonse muutlikkuse amplituud sõltuvalt moreenpinnase lasuvussügavusest ning w_L-st.

Nagu näha, pole sügavuseni 3,0 m sesoonse muutlikkusega vaja arvestada moreenpinnases, mille w_L>20%. Sügavusintervallis 3,1...5,0 m pole sesoonselt muutlik moreenpinnas, mille w_L>18%.

T_0° muutlikkuses analoogseid sõltuvusi ei avastatud, kuna moreenpinnase heterogeensusest põhjustatud "müra" mõjutab T_0° väärtusi enam kui w omi. Joonisel 3 on toodud T_0° sesoonse amplituudi üldine sõltuvus w_L-st sügavuses 0....5 m.

Seega osutub vähese sauesisaldusega saviliivmoreeni (w_L <20%) geotehniliste omaduste sesoonne muutlikkus kuni sügavuseni 5 m ehitusgeoloogiliste uuringute andmete interpreteerimisel kindlasti arvessevõtmist vajavaks faktoriks.

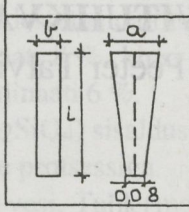
KIILVAIA KANDEVÕIME MÄÄRAMISEST SURUPENETRATSIOONI KOONUSERITAKISTUSE KAUDU

Olavi Tammemäe[12]

Põllumajanduslike ja tööstushoonete vundeerimisel on kiil- vaivundamentidel Eesti ehituspraktikas arvestatav osa. Kiilvaia võib tinglikult vaadelda üleminekuvariandina lint-vundamendi ja püramidaalvaia vahel. Nõrgas moreenpinnases, mille surupenetreerimise koonuseritakistus T_0°=1,0-3,5 MPa, looduslik veesisaldus w=12-15%, plastsusarv I_p=3,5-5,0 ja jämepurdse fraktsiooni sisaldus on 5-15% ning rajoonides, kus kesktihe veeküllastunud peen- ja tolmliiv katab 3-4 m paksuse kihina nõrku savipinnasei, võib kiilvaivundamentide kasutamisest tulenev kokkuhoid vundeerimisel ulatuda 40-50%-ni.

Tööstuslikult toodetavate kiilvaiade mõõdud on toodud tabelis 1. Eespoolöeldu põhjal on aktuaalne eri mõõtmetega kiilvaiade kandevõime eelnev määramine. Vastavas kandevõimetöötluses kasutati järgmisi kiilvaiade staatilise vertikaalkoormamise tulemusi (tabel 2).

Uurimaks kiilvaia kuju mõju kandevõimele, katsetati saviliivmoreenis (T_0°=3,8-4,5 MPa, jämepurrusisaldus 10-15%) ja tolmliivas (T_0°=1,3-2,3MPa) staatilise vertikaalkoormamisega vastavalt 7+7 mudelvaia (mõõtmed a=0,3-0,6 m, b=0,15-0,3 m, L=1,0-1,5 m ja V=0,034-0,135 m^3). Selgus, et kiilvaia kandevõime sõltub mitte niivõrd vaia kujust, kuivõrd vaia üldmahust (V).

ESKIIS	MÕÕDUD, M			MAHT V, M^3
	L	a	b	
	2,0	0,6	0,3	0,2
	2,5	0,73		0,3
	3,0	0,86		0,42

O. Tammemäe. Tabel 1.

PINNAS	VAIA PIKKUS L, M	HULK	T.° VAIA PIKKUSE ULATUSES, MPa
SAVILIIV-MOREEN	2,0	25 / 8	0,9 ... 2,9 / 5,9 ... 6,2
TOLM- JA PEENLIIV, VEEKÜLLASTUNUD	2,5	2 / 7	1,6 ... 4,3 / 6,0 ... 7,5
	3,0	7 / 3	1,5 ... 3,6 / 5,2 ... 7,4

Σ 52

Tabel 2.

Koormuskatsete koormus-vajumgraafikutel S=f(P) määrati proportsionaalsuspiir P_3. Kiilvaia vajum koormusel P_3 on nii moreen- kui liivpinnases küllaltki ühtlane, jäädes vastavalt piiresse 7,5-10,0 mm ja 5,0-7,5 mm. P_3 ületaval koormusel kasvab vajumisintensiivsus oluliselt.

Välikatsematerjali töötlus näitab, et P_3 ületamisega kaasneb funktsiooni S=f(P) märgatav hajumine. Kui koormuseni P_3 on vajum seotud põhiliselt pinnase elastse deformatsiooniga, siis P_3 ületamisel hakkavad üha suuremat mõju avaldama vaia ümbritsevas pinnases tekkivad lokaalsed purunemistsoonid. Meie senine praktika lubab P_3 tõlgendada kui vaiale lubatud arvutuskoormust.

Eelmainitud pinnastes koormatud 66 metallmudelkiilvaia ja raudbetoonkiilvaia katseandmete regressioonanalüüsi järgi võib öelda, et vaiale lubatud arvutuskoormus on suure tõenäosusega (korrelatsioonikoefitsient 0,95) määratav vaia V,m^3 ja pinnase keskmise T_0^o,MPa (vaia pikkuse ulatuses) põhjal sõltuvusest

$P_3=102+184V*\overline{T}_0^o$, kN

NÕRKADE PINNASTE GEOTEHNILISTE OMADUSTE PARANDAMINE PÕLEVKIVITUHKVAIADEGA

Allan Noor[3], Erik Puura[4], Peeter Talviste[13]

1. Sissejuhatus

Nõrkadele savipinnastele ehitamisel võib märgatavat efekti anda pinnase eelnev tugevdamine nn. sideainest vaiadega. Arenenud riikides kasutatakse sellist meetodit juba aastakümneid, kusjuures sideainena on laialdaselt kasutatud kustutamata lupja, mille pinnast tugevdavad omadused on küll tunduvalt halvemad kui näiteks tsemendil, kuid viimase kasutamist piirab kõrge hind.

80-ndate aastate lõpus alustati Eestis pinnase sideainest tugevdamise võimaluste uurimist. Nimetatud töö on tehtud põhiosas riikiliku finantseerimiseta, tulemusi on avaldatud mõnes väiksemas aruandes ning diplomitöös. Sideainena kasutati põlevkivituhka, kuna tema omadused on lähedased tsemendile ja hind lubjale. Uuriti tugevdatud pinnase omaduste ja mineraalkoostise muutumist aja jooksul.

2. Mineraalkoostise muutused.

Põlevkivituha sideainelisuse põhjustavad põletamise käigus tekkivad mineraalid ja kaltsiumalumosilikaatne amorfne faas. TÜ mineraloogiakabinetis uuriti röntgenilise faasianalüüsi (RFA) ja diferentsiaaltermilise analüüsi (DTA) meetodil muudatusi mineraalosa koostises tuha kokkupuutel veega. Kasutati Balti SEJ lendtuha 2 fraktsiooni: tsüklontuhka (osakeste keskmine d=30-150 [müü]m) ja filtrituhka (d [müü]m). Kvantitatiivse analüüsi meetodi väljatöötamisel võrreldi RFA tulemusi Eesti TA ETUI-s teostata-

va ratsionaalse keemilise analüüsi tulemustega. Selgus, et maksimaalse veaga 2 % on võimalik RFA-ga määrata tuha peamiste mineraalide sisaldust. Eriti edukaks osutub RFA ja DTA kooskasutamine tuhkade hüdratiseerumisprotsessi jälgimisel, kus kustutamata lubja (CaO), anhüdriidi ($CaSO_4$) ja alumosilikaatse faasi arvel tekivad portlandiit ($Ca(OH)_2$), kips ($CaSO_4*2H_2O$), ettringiit ($3CaO*Al_2O_3*3CaSO_4*31.5H_2O$) ja 13-veeline kaltsiumaluminaat ($4CaO*Al_2O_3*13H_2O$). Valmistatud katsesegude tsüklontuhk+vesi ja filtrituhk+vesi (vee liias) RFA+DTA eri ajavahemike järel selgitas järgmised muutused mineraalkoostises:

1. CaO seotakse täielikult 7-8, anhüdriit 11-15 päeva möödudes;
2. CaO seotakse samaaegselt portlandiidi ja ettringiidi koostisesse, nende vahekorra määrab vaba CaO ja $CaSO_4$ suhtvahekord kuivas tuhas (tuha tüüp), tsüklontuhas on CaO 21 % ja $CaSO_4$ 6 %, filtrituhas CaO 10 % ja $CaSO_4$ 11 %;
3. 4-5 päeva möödudes hakkab tekkima paralleelselt ettringiidiga kipsi (kuni 4 %), mis 14-15 päeva järel seotakse täielikult ettringiidi koostisesse;
4. kui $CaSO_4$ on seotud ettringiiti, hakkab portlandiidi ja amorfse faasi arvel moodustuma 13-veeline kaltsiumaluminaat;
5. aktiivsem hüdratiseerumine lõpeb ligikaudu 30 päeva möödudes, mineraalide koostisse seotakse kristallvett 20-22 % tuha algmassist (tuha mass suureneb 1,2 korda);
6. 50 päeva möödudes täheldati tsüklontuhas portlandiiti 19 %, ettringiiti 22 %, 13-veelist kaltsiumaluminaati 8 %, kipsi 0 %, filtrituhas portlandiiti 3 %, ettringiiti 41 %, 13-veelist kaltsiumaluminaati 6 %.

Beliidi-([beeta]-Ca_2SiO_4) sisaldus polnud RFA-ga fikseeritavas osas vähenenud- tegemist on pikemaajalise protsessiga.

Segude tuhk+savi+vesi, Tuhk+moreen+vesi hüdratiseerumise RFA+DTA näitas, et muudatused tuha mineraalses koostises neis segudes on üldiselt analoogsed ja sama kiired lisandivaba tuha hüdratiseerumisega. Erinevustena ei moodustu neis segudes aga kipsi ja (ilmselt putsolaanreaktsioonide arvel saviosakestega) on portlandiidi osakaal väiksem.

3. Pinnase geotehniliste omaduste muutused

Uuriti tuhalisandiga Pärnu viirsavi ning Lõuna-Eesti punakaspruuni moreeni omaduste muutumist aja jooksul. Rikutud struktuuriga pinnaseproovidele lisati kindlas %-kogusesBalti SEJ elektrifiltrite tuhka (eripind 4000 cm^2/g). Segud säilitati vee all temperatuuril ca 15 kraadi. Pinnaseomaduste muutumist jälgiti 6 kuu jooksul. Määrati pinnase veesisaldus, voolavuspiir ning üheteljeline survetugevus.

Kohe peale segu valmistamist väheneb segu veesisaldus võrreldes loodusliku pinnase veesisaldusega vastavalt kuiva tuha hulgale. Voolavuspiir kasvab hüppeliselt umbes 50 % võrra esialgsest väärtusest, kusjuures suurenemine sõltub lisatud tuha kogusest. Voolavuspiiri väärtus suureneb moreenil esimese 7 päeva jooksul kiiresti, edasi kiirus väheneb ning lõpliku väärtuse omandab segu kolme kuu jooksul. Viirsavil samasugust tendentsi ei märgatud, voolavuspiir suureneb hüppeliselt ning stabiliseerub.

Ühheteljeline survetugevus suureneb nii moreenil kui ka viirsavil tunduvalt (vastavalt 50-150 korda ja 12-30 korda võrreldes loodusliku pinnase tugevusega). Suurem tuhalisandi hulk moodustab tugevama segu. Tugevuse kõige intensiivsem kasv toimub esimese 7-8 päeva jooksul, s.o. aja jooksul, millel täielikult seotakse CaO. Edasi tugevuse kasvu intensiivsus väheneb, ent on siiski märgatav. Nn. sekundaarse tugevuse kasvu kiirus sõltub tuhasisaldusest segus, suurema tuhasisalduse korral on sekundaarse tugevnemise osatähtsus suurem.

Kuna tuha-pinnasesegu paisub, uuriti ka selle ajalist kulgu. Selgus, et paisumine (nii vee all kui õhus, nii positiivsel kui negatiivsel temperatuuril) lõpeb 7-8 päeva jooksul.

4. Järeldused

1. Põlevkivituhk võib osutuda väga perspektiivseks materjaliks pinnase tugevdamisel, kuna tema pinnaseomadusi parandav võime on lähedane tsemendile, hind aga lubjale.

2. Põhilised protsessid toimuvad segus (tuhk+pinnas) esimese nädala jooksul, edasi moodustunud lubivai tugevneb ühe ning 3-6 kuu pärast omandab lõpliku tugevuse.

3. Käsitletud probleemi uurimine on vaja viia laborist loodusesse, mis nõuab aga finantseerimist.

AUTORITE INDEKS

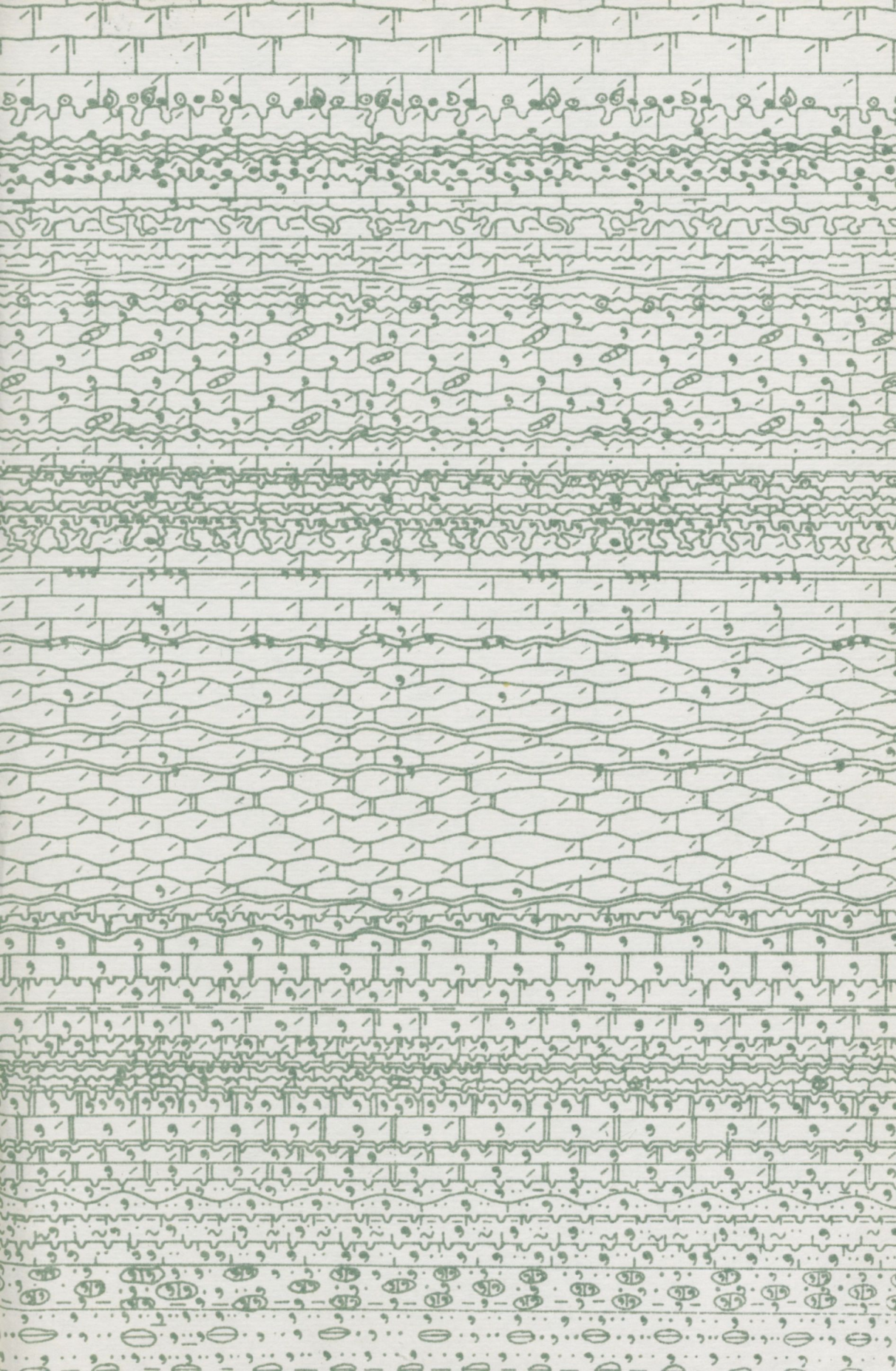
AUTHORS' INDEX

Einasto, Rein 34
Eller, Eik 89
Fälth, Carina 71
Hang, Tiit 57
Heinsalu, Ülo 20
Jaanus, Alar 42
Jõgar, Priit 85
Jürgenson, Erika 32
Kajak, Kalju 18, 45
Karukäpp, Reet 55
Kattai, Vello 75
Kauranne, Leevi Kalevi 16
Kink, Hella 86
Kivisilla, Jaan 26, 27
Kleesment, Anne-Liis 32
Koff, Tiiu 61
Lemberg, Uile 90
Loog, Aadu 15, 64
Lutt, Jaan 47
Mark-Kurik, Elga 44
Mens, Kaisa 36
Miidel, Avo 54
Miller, Urve 18
Mokrik, Robert 74
Murdmaa, Ivar 34
Mägi, Silvi 38
Nemliher, Jüri 67
Noor, Allan 96
Orru, Mall 76
Orviku, Kaarel 51
Perens, Helle 78
Perens, Rein 87
Petersell, Valter 28
Pirrus, Enn 21
Podshibjakin, Igor 89
Pukkonen, Eduard 74
Punning, Jaan-Mati 60
Puura, Erik 72, 96
Puura, Ivar 65, 67
Puura, Väino 3, 12, 23
Rajamäe, Raivo 60
Raudsep, Rein 10, 63
Raukas, Anto 3, 46
Reinsalu, Enno 68
Rennel, Gea 50
Riet, Kristjan 82, 89
Rubel, Madis 33
Saadre, Tõnis 40
Sakson, Maire 56
Sedman, Aadu 89
Shogenova, Alla 70
Sildvee, Heldur 29
Sundblad, Krister 27
Suuroja, Kalle 23, 25
Talviste, Peeter 96
Tammemäe, Olavi 90, 92, 94
Tammik, Priit 48
Tavast, Elvi 52
Teedumäe, Aada 77
Tiirmaa, Reet 21
Tomberg, Eino 80
Vaher, Rein 30
Vaikmäe, Rein 59
Vallner, Leo 83
Vilo, Ago 14

ORGANISATSIOONIDE NIMEKIRI

LIST OF INSTITUTIONS

1. Eesti Geoloogiakeskus
2. Eesti TA Geoloogia Instituut
3. Riiklik Ehitusuuringute Instituut
4. Tartu Ülikooli Geoloogia kateeder
5. Eesti TA Ökoloogia ja Mereuuringute Instituut
6. Tallinna Tehnikaülikool
7. Geological Survey of Finland
8. Stockholm University
9. Uppsala University
10. NSVL TA Okeanoloogia Instituut
11. Leedu Geoloogiainstituut
12. Eesti Keskkonnaministeerium
13. A/S "Geotehnika Inseneribüroo"



EESTI GEOLOOGIA SELTS

ESTONIAN GEOLOGICAL SOCIETY

Eesti TA Geoloogia Instituut — Institute of Geology. Estonian Academy of Sciences
Eesti Geoloogiakeskus — Geological Survey of Estonia

EESTI GEOLOOGIDE ESIMENE ÜLEMAAILMNE KOKKUTULEK
FIRST WORLD MEETING OF ESTONIAN GEOLOGISTS

Tallinn - Lohusalu 9 - 14.09.1991

EESTI GEOLOOGILINE EHITUS JA MAAVARAD: SÜMPOOSIUMI MATERJALID

GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF ESTONIA: SYMPOSIUM MATERIALS

TALLINN 1991