

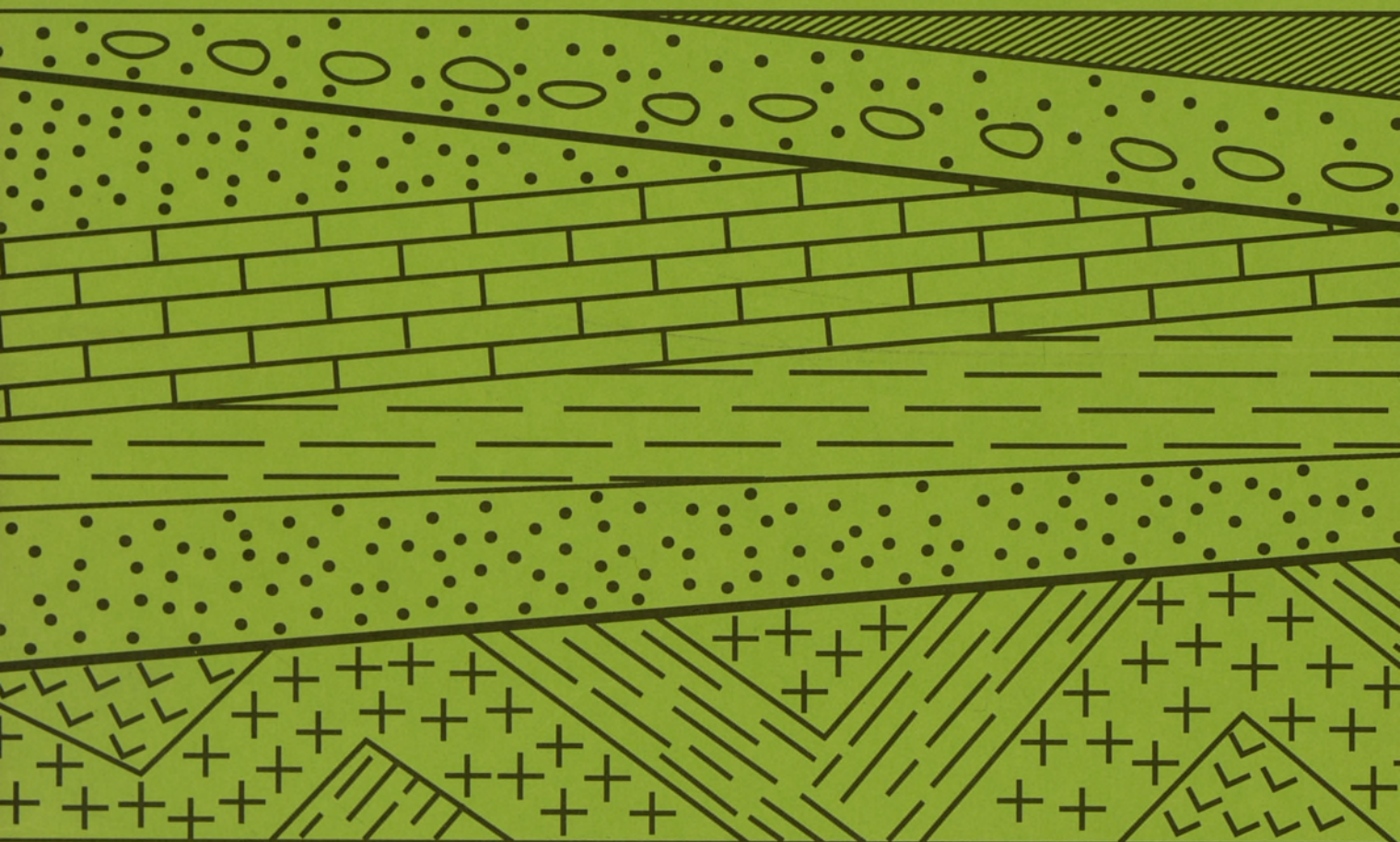
XEF 01

15379



Enn Pirrus

EESTI GEOLOOGIA



AAAAAAAAAAAA
AAAAAAAAAAAA
AAAAAAAAAAAA
AAAAAAAAAAAA
AAAAAAAAAAAA
AAAAAAAAAAAA
AAAAAAAAAAAA

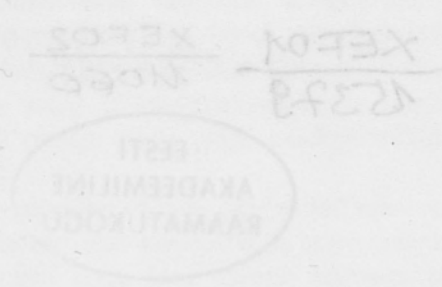
TALLINNA TEHNIKAÜLIKOOL

Mäeinstituut

SISSEJAHATUS	4
ÜLDKÜSIKUSED	5
ALUSKORD	8
1. Aluskorra üldisus	8
2. Aluskorra pealispind	9
3. Aluskorra kihtid	10
4. Aluskorra murenemiskoonik	14
PEALISKORD	15
Aluskiht	15
VENO (VENO-komplekt)	18
KAMBRÜM	22
ORDOVITSEUM	28
SILUR	37
DEVON	43
Kariibid	49
Permian	50
PLEISTOOS	53
Holoos	58
TEKTOONIKA	63
LÕPETAMISEKS	66
KIRJANDUST	70

ENN PIRRUS

EESTI GEOLOOGIA



SUNDKESKPLAAR

Keene kirjandus Ann Gomscheit
© Enn Pirrus, 2001
ISBN 9985-59-235-8

TTÜ
KIRJASTUS

Tallinn 2001

ESTI AKADEEMILINE RAAMATUKOGU

ENN PIRRUS

ESTI GEOLOGIA

SUNDEKSEMPLAR

$\frac{XEFO1}{15379}$ $\frac{XEFO2}{11060}$



Kaane kujundanud Ann Gornischeff

© Enn Pirrus, 2001

ISBN 9985-59-232-8

00-INFOTRÜKK

UIT

1995

Sisukord

SISSEJUHATUS	4
ÜLDKÜSIMUSED	5
ALUSKORD	8
1. Aluskorra uuritus	8
2. Aluskorra pealispind	9
3. Aluskorra kivimid	10
4. Aluskorra murenemiskoorik	14
PEALISKORD	15
Aluspõhi	16
VEND (VENDI kompleks)	18
KAMBRIUM	22
ORDOVIITSIUM	29
SILUR	37
DEVON	43
Kokkuvõtteks	49
Pinnakate	50
PLEISTOTSEEN	53
HOLOTSEEN	56
TEKTOONIKA	63
LÕPETUSEKS	69
KIRJANDUST	70

Siis tuleb alles vaadata, kas on võimalik – kaaluda üheskoos nii tektoonilisi aspekte kui ka tektoonilist rütmilisust.

Mis siis ikkagi määrab tektoonilise pinge või regiooni – antud juhul Eesti – geoloogilise arengu ja seega ka tema geoloogilise rütmilisuse – kivimite paigutuse ja paigutusvõime?

Sel puhul ei ole olulist rolli sellel, millisel määral ole paikneb, milles kliimavööndis ta asub, milline on ta kõrgus maanähtavusest, milles elustega on ta naaberriigid. Kõik need, mis peavad geograafiliselt olema võrreldavad, on kogu aja üle 4,5 miljardi aastase ajaloost kehtinud määrad, mis on muutunud ja antud piirkonnas võrreldavalt vaheldunud. Tähtsaks, et Põhja-Eestis avanevad orovõttekumid lubjakivid on kuhjunud troopilise vööndi meredes, kvartsaaridest ja muudest määradest tektoonilise arktilise kliimavööndi ajaga alles hiljuti. Sügaval aluskorras leiame granitide intrusiooni, mis viitavad troopilise kliimavööndi lausa põlvkondade geoloogilistele olulistele sätetele jne. Kõik see võib praegu kosta ja talleks ekslikult mõelda, nagu oleksid need seaduspärasustest võimalik kuu mingil loogilisel kordal (joon. 1B).

Nii see kõik ei ole. Ala geoloogilise elituse põhjonnid määrab ära tema paiknemine tänapäevases geograafilises plaanis – teisisõnu, võib arvata võtta kogu regiooni geoloogilist arengupilti tervikuna.

Järeldada jaotatuna ligestubki kogu Maa olulist kaimaks põhielementiks (joon. 1). Eestiks – geograafiliselt, kus meil on väga õnne (ca 10 km) ja koosneb peamiselt aluslühikest ja üla-aluslühikest magnakivimist. Tema peamised kihid – granitid ja rütmilised koosnev stratifikaar – on väga arhaised. Sest on kuulsad ja väga spetsifilised geoloogilised protsessid. On selge, et Eesti vöendilise vööndis ei kudu. Tähtsaks on määritatud kumutusvööndid või digimini määritatud vööndid, kus meil on peaks (50-70 km) ja alluvad või allub praegugi võimsate tektooniliste liikumistele. See on võrd võrdkivimid välja nende ligest horisontaalsusest, muutunud nad kurdudeks ja teebestatud murangutega üksikpikkudeks. Neis piirkondades tegutsesid vulkaanid, sügavuses pubitsevad magmaprotsessid, aeg-ajalt tekivad tugevad maavärinad. Tänapäevases kaardipildis on neis piirkondades alati märksa suurem piklikuks venitatud kurdmaetikkuvööndidena (Andid, Kordjeerid, Alpid, Kaukasus, Himaalaja, Tian-Shan, vanematest – Uural, Skandinaavia) või vulkaaniliste saarehõlkena (Kamilla, Kurilid, Jaapan, Malaisia jt.). Vanemas geoloogilises kirjanduses nimetati neid ka geotektooniliseks, lähtuvad sellel vältsenud kõikumiskumil absoluutselt geotektoonilisest

SISSEJUHATUS

Eesti geoloogilise arenguloo ja sellest tuleneva maapõue kivimilise ehituse eripära tundmine on vajalik paljudes tegevusvaldkondades. Nimetagem näiteks maavarade otsimist ja kasutuselevõttu, ehituste projekteerimist, veevarustusküsimuste lahendamist, keskkonnateenistust ja looduskaitset ning muidugi ka üldist loodustunnetust tervikuna. Kahjuks puudub siiani niisugune kokkuvõtlik ülevaade, mis annaks tervikulise ja süstematiseeritud ettekujutuse Eesti geoloogia küllaltki keerukast ainevaldkonnast, oleks samas piisavalt kättesaadav käsiraamatulise teatmematerjalina ja abistaks õppureid vastavas enesetäiendustöös. Siin-seal hajusalt avaldatud materjale küll leidub, kuid nad käsitlevad kas üksikvaldkondi või on, vastupidi, liialt lakoonilised ja üldised. Pealegi on mitmed varasemad publikatsioonid tugevasti aegunud, eriti stratigraafilise alusmaterjali osas, mis viimastel aastakümnetel on tugevasti täiustunud.

Seda lünka püüabki täita käesolev kirjutis. Tuginedes paljuaastasele õpetamiskogemusele Tallinna Tehnikaülikooli mäeinstituudis, püütakse selles võimalikult lihtsas ja arusaadavas vormis luua ettekujutus Eesti ala ehituse ja arenguloo põhijoontest, sulgemata seejuures asjasthuvitatud lugejale teed ka detailsemate allikate juurde. Koostamisel toetatakse peamiselt 1997. aastal ilmunud ingliskeelsele monograafiale "Geology and Mineral Resources of Estonia" (Tallinn, 1997) ning kasutatud on ka A. Rõõmusoksa raamatu "Eesti aluspõhja geoloogia" (Tallinn, 1983) ja A. Raukase "Eestimaa viimastel aastamiljonitel" (Tallinn, 1988) aegumatut andmestikku. Neist allikatest pärinevad ka põhilised illustratsioonid.

Mõistagi peegeldavad raamatu rõhuasetused koostaja arusaamu ja seetõttu pole materjal vaba teatud subjektiivsusest ning ühekülgsusestki, kuid ta peaks olema siiski piisav hädavajalike alusteadmiste omandamiseks käsitletava piirkonna geoloogia põhijoontest.

ÜLDKÜSIMUSED

Asudes käsitlema teatud territooriumi geoloogiat või geoloogilist ehitust, seisame kõigepealt küsimuse ees, mida selle mõistega piiritleda. On ju pikematagi selge, et iga piirkonna geoloogilised iseärasused on väga erinevad, keerukad ja detailse vaatluseni laskudes on probleemid ka praktiliselt ammendamatud. Seetõttu tuleb alati teha teatud valik, leppida kokku nii vaatluse all oleva territooriumi maakoore käsitlemise sügavuse kui ka detailsuse osas. Nii piirduetaksegi tavaliselt antud territooriumil vahetult inimtegevuse sfääri jäävate kivimikompleksidega (Eesti ala sügavaimad puuraugud on 700–800 m), ainelise koostise seisukohast aga enamasti vaid põhiliste kivimikooslustega, laskumata üksikkivimiteni, rääkimata mineraalide, kristallide või koguni keemiliste elementide tasemest. Viimased on, mõistagi, väga vajalikud, eriti maavarasid kasutavates ainevaldkondades, kuid need leiavad vajalikku käsitlemist eri kursustes ja eri uuringutes – sedamööda, kuidas nendesse probleemidesse süvenetakse.

Niisiis paelub meid antud käsitluses kõigepealt Eesti alal leviva maakoore kõige ülemine osa ca 1 km ulatuses ja erinevate kivimitüüpide ja nendega seonduvate maavarade suhtvahekorrad ning vastastikune paiknemine selles ruumiüksuses. Kuid siingi täheldame tavaliselt erinevaid juurdeminekuid ja rõhuasetusi.

Geoloogile on mingi ala geoloogia eelkõige selle territooriumi arengulugu – s.t. üksteisele ajaliselt järgnenud sündmuste arengulooline lahtiharutamine. Määrab ju just see levivate kivimite iseloomu ja koostise, nende põhiomadused ja paiknemise geoloogilises läbilõikes, nende "head ja vead" – s.t. ka kasutamisevõimaluse rakendusülesannetes, eeskätt maavarana.

Geoloogilise informatsiooni üldtarbijale – sellesse kategooriasse kuulub näiteks mäeinsener, ehitaja või maavarasid kaevandav ettevõtja-ärimees – pole regiooni arengulugu kuigi tähtis. Teda huvitab üksnes lõppresultaat: kivimite paiknemine ja omadused, maavarade olemasolu, kihtide paksused, varude suurus, kivimite füüsikaline tugevus, lõhelisus, veeläbilaskvus jne. Ala geoloogiline arengulugu ei lähe talle enamasti korda, kuigi sellest ju kõik tulenebki. Geoloog seevastu ei suudaks tekkelugu tundmata nimetatud põhiparameetreid ligilähedaseltki või usaldusväärset prognoosida. Geoloogilis-ajaloolise taustata oleks nende põhiandmete hankimiseks tarvis teha väga mahukaid proovimis- ja läbindamistöid, mis praktikas on mõeldamatu. Ning andmete töötlemiseks ja üldistamiseks on igal juhul vaja sobivat taustsüsteemi – kohaseim selleks ongi ajalis-tekkelooline alus.

Niisiis tuleb selles valdkonnas minna kompromissile – käsitleda üheaegselt nii tekkeloolisi aspekte kui ka kujunevat lõpptulemust.

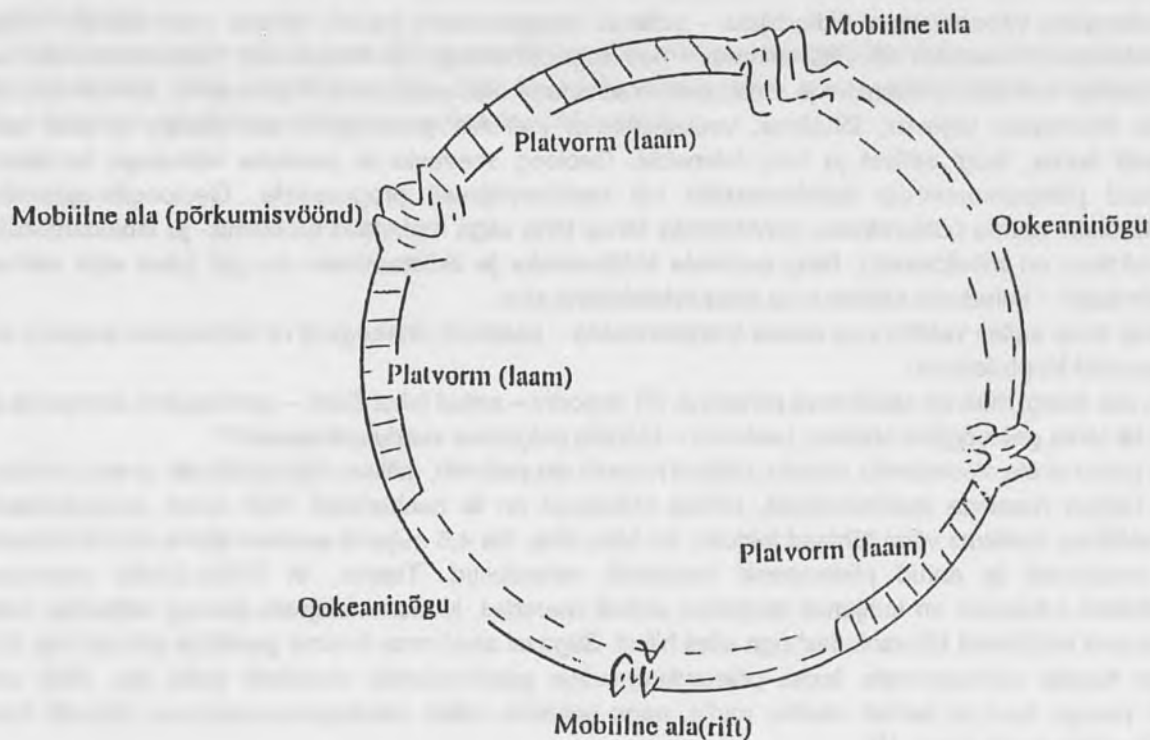
Mis siis ikkagi määrab käsitletava piirkonna või regiooni – antud juhul Eesti – geoloogilise arenguloo ja seega ka tema geoloogilise ehituse, teisisõnu – kivimite paigutuse seaduspärasused?

Sel puhul ei ole otsustavaks asjaolu, millisel mandril ala paikneb, millises kliimavööndis ta asub, milline on ta kõrgus maailma meretasemest, millise ehitusega on ta naaberalad. Kõik need, tänapäevases geograafilises olustikus väga tähtsad faktorid, on Maa pika, üle 4,5 miljardi aastase ajaloo kestel mitmeid kordi muutunud ja antud piirkonnaski korduvalt vaheldunud. Teame, et Põhja-Eestis avanevad ordoviitsiumi lubjakivid on kuhjunud troopilise vööndi meredes, kvaternaariajastu jääaeg vabastas meie territooriumi arktilistest kliimaoludest aga alles hiljuti. Sügaval aluskorras leiame graniitide intrusioone, mis viitavad hoopis teistsugustele, lausa põletavkuumadele geoloogilistele olustikele sellal jne. Kõik see esineb praegu koos ja tekitab eksliku mulje, nagu polekski selles seaduspärasusetuses võimalik luua mingit loogilist korda (joon. 1B).

Nii see siiski ei ole. Ala geoloogilise ehituse põhijooned määrab ära tema paiknemine tänapäevases geostruktuurses plaanis – teisisõnu: tuleb arvesse võtta kogu regiooni geoloogilist arengupilti tervikuna.

Jämedalt jaotatuna liigestubki kogu Maa olustik kolmeks põhielemendiks (joon. 1). Esiteks – ookeanideks, kus maakoor on väga õhuke (ca 10 km) ja koosneb peamiselt aluselistest ja ultraaluselistest magmakivimitest. Tema pealmised kihid – graniidikiht ning settekivimitest koosnev stratifäär – on välja arenemata. Seetõttu kulgevad siin väga spetsiifilised geoloogilised protsessid. On selge, et Eesti sellesse vööndisse ei kuulu. Teiseks on mäestikulisel kurrutusvööndid või õigemini mobiilsed vööndid, kus maakoor on paks (50–70 km) ja allunud või allub praegugi võimsatele tektoonilistele liikumistele. See on viinud settekivimid välja nende algsest horisontaallasuvusest, muljunud nad kurdudeks ja rebestanud murrangutega üksikplokkideks. Neis piirkondades tegutsevad vulkaanid, sügavuses pulbitsevad magmaprotsessid, aeg-ajalt tekivad tugevad maavärinakolded. Tänapäevases kaardipildis on niisugused alad markeeritud piklikuks venitatud kurdmäestikuvöönditena (Andid, Kordiljeerid, Alpid, Kaukasus, Himaalaja, Tjan-Šan, vanematest – Uural, Skandinaavia) või vulkaaniliste saareahelikeks (Kamtšatka, Kuriilid, Jaapan, Malaisia jt.). Vanemas geoloogilises kirjanduses nimetati neid ka geosünkliinideks, lähtuvalt sellal valitsenud kõikumliikumisi absoluutiseerivast geotektoonilisest

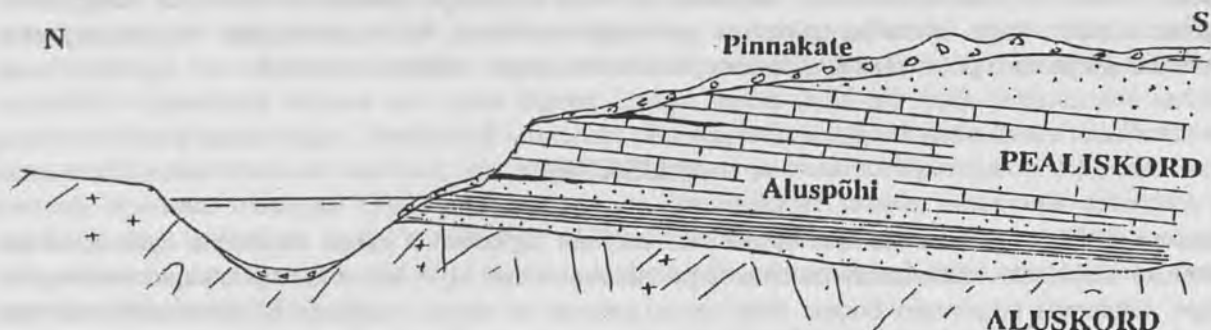
kontseptsioonist. On mõistetav, et Eesti ala ei kuulu ka niisugusesse võõndisse. Kolmandaks maakoore struktuurielemendiks on mandrialadel kõige ulatuslikumalt levivad jäigastunud lavad – mandriplaadid, platvormid, kraatonid, lavamaad, kilbid või laamad – heal lapsel palju nimesid. Neil aladel on selgesti välja kujunenud kahekorruseline ehitus – all suures sügavuses (40–50 km) paikneval koorealusel ülemineku-kihil lasub graniitse koostisega, kurrutatud ja jäigastunud moondekivimite võõnd, mis on oma formeerumise lõpetanud maakoore osa, ja selle peal teine, valdavalt röhtsatest, meres kujunenud settetikivimitest koosnev osa – stratisfäär. Sellest jäigastunud plaatjast maakoore osast ei ulatu enam läbi Maa sügavuses toimivad endogeensed jõud. Need plaadid triivivad aeglaselt maakoore alusel plastilisel kihil – astenosfääril, kiirusega 1–10 cm aastas. Plaatide omavahelistes kokkupuutekohtades võivad tekkida uued mobiilsed võõndid, eemaldumiskohtades basaldikihtalused hiigelrebendid – riftid ja basaltse magma sissevool (magmatism, vulkanism). Survekohtades võib aset leida ka ühe plaadi sukeldumine teise alla (Benioffi võõnd, subduktsioon), mis võib kutsuda esile maavärinaid, vulkanismi ja graniitse magma tekke. Plaatide keskosas tekivad rebendirikked ja laugjad kuppelkurrud haruharva, veelgi harvem täheldatakse nõrku maavärinaid, juhuslikke kuumade vesilahuste või gaaside sissetunge. Niisugused lavamaad moodustavadki tänapäevaste mandrite tuuma, sageli omavahel liitunult. Näiteks kujundavad Ida-Euroopa, Ida-Siberi, India ja Hiina vanad lavamaad Euraasia mandrituuma. Ka Eesti paikneb niisugusel jäigastunud plaatlaval – Ida-Euroopa platvormil, mis on kujundanud tema arenguloo ja praeguse geoloogilise ehituse.



Joon. 1. Maakoore ehituse põhitüübid

Tuleb aga märkida, et kõik tänaseks jäigastunud lavamaad on läbinud kunagi mobiilsete võõndite staadiumi. Vähemalt kauges geoloogilises minevikus, kui kogu maakoore oli veel noor ja peaaegu tervikuna kujutas endast liikuvat ja endogeensetest protsessidest pulbitsevat võõndit. Tarduvate magmamassiivide ja kurdudeks muljutud kivimikihtide paksenedes muutus osa maakoorest aga piisavalt paksuks ja tihedaks, nii et hilisemad süvaprotsessid sellest enam läbi ei suutnud murda. Edasine toimus siin juba aeglaste liikumiste mõjul – aeg-ajalt tungis nendele lavadele madalmeri, kujunesid röhtsad kattelavimikihid; siin-seal meri taandus, algasid uhte- ja kulutusprotsessid, mõnikord kuhjusid kontinentaalsed jõe-, järve-, liustiku- või soosetted.

Sellise arenguloo tõttu on kõigil lavadel (platvormidel) selgesti eristatavad kaks osa, kaks üksteise peal lasuvat struktuurikorrust (joon. 2).



Joon. 2. Eesti geoloogilise läbilõike liigestus

1. **ALUSKORD** – alumine, kurrutatud, kuid juba aguaegkonnas täielikult jäigastunud tard- ja moondekividest koosnev osa. (Van. nimet. vundament – vene ja ingl. k. mõjul). Tard- ja moondekivimite kristallilise ehituse tõttu nimetatakse sageli kristalseks aluskorraks.
2. **PEALISKORD** – peamine, valdavalt rõhtsatest settekivimitest koosnev osa. Mõnes regioonis, sealhulgas ka Eestis, jaguneb pealiskord veel kaheks iseseisvaks osaks.
 - 2a. **Aluspõhi** – vanadest kõvastunud settekivimitest koosnev alumine osa.
 - 2b. **Pinnakate** – pudedatest kõvastumata setetest ja setenditest (meie alal kvaternaariajastu savidest, liivadest, moreenist ja turbast) koosnev ülemine osa.

Eesti alal on selline alajaotus eriti kontrastne tänu sellele, et kõvastunud settekivimid pärinevad meil vaid vanaaegkonnast (400–600 mln. aastat tagasi). Sellele järgneb ulatuslik lünk läbilõikes, mis ei ole jättnud meile settekivimeid. Alles seejärel kujundas pealetungiv jäämass veel kõvastumata ja vaid osaliselt hilisemate protsesside poolt töödeldud kvaternaariajastu (uusaegkonna lõpp) setted. Viimased ei ole oma lühikese eksisteerimisaja tõttu suutnud märkimisväärselt kõvastuda ja seetõttu me neid harilikult kivimeiks ei nimetagi (setted, setendid) – neid saab kaevata labidagagi!

Kirjeldatud erinevuste tõttu on Eesti geoloogia käsitlemisel mõiste “pealiskord” jäänud tagaplaanile ja kogu kivimite kooslust ülalt alla vaadates võime eristada siin kolme iseseisvat kompleksi:

Pinnakate	}	Pealiskord
Aluspõhi		
Aluskord		

Neis mahtudes asume käsitلهma Eesti geoloogilist ehitust, järgides seejuures eraldatud maapõueosade formeerumisprotsessi ajalist kulgu.

Enne aga veel ühest Eesti geoloogilise arenguloo spetsiifilisest joonest – nimelt tema paiknemisest Ida-Euroopa platvormi äärealal. Teisisõnu – Eesti paikneb Ida-Euroopa lavamaa, s.o. settekivimitega kaetud platvormiosa serval, vahetult settekivimitega katmata platvormiosa, eelkambriumilise vanusega Balti või Fennoskandia kilbi naabruses. (Sageli räägitaksegi Eesti asumisest kilbi lõunanõlval, mis ei ole just päris täpne, sest asume pigem ikka kilbi jalamil.) Niisiis tuleb meil eristada **platvormi** piires kaht osa, kaht erineva sisuga terminit: lava – settekivimite ehk pealiskorruga kaetud valdavat platvormivööndit, ja kilpi, kus pealiskord settekivimite näol puudub või on esindatud vaid õhukese pinnakattega (nt. Soome).

Mida Eestile praktiliselt või sisuliselt tähendab see paiknemine kahe nimetatud vööndi äärealal? Esiteks seda, et meie alal on pealiskorda moodustavate settekivimite paksus suhteliselt väike – Tallinnas ja põhjarannikul vaid 100–150 m piires, lõuna poole, tõsi küll, see paksus järk-järgult suureneb (500–700 m). Teiseks, sellest tulenevalt kuulub ka aluskord meie alal perspektiivse rakendustegevuse sfääri ja seepärast tuleb teda siin sihikindlalt uurida. Meenutagem Jõhvis avastatud rauamaaki, Uljaste ümbruse polümetallide ilminguid, Tallinna–Maardu graniidiprojekti vms. Kolmandaks, ja ehk kõige tähtsamaks, tuleb aga pidada seda, et meist põhja pool vahetult maapinnal avanev aluskord on pidevalt toitnud Eesti ala settebasseine murendmaterjaliga, kord rohkem, kord vähem, eriti suures mahus aga viimasel jääajal. Seega on meie kivimite alati arvestatav lähedalpaiknevate aluskorrakivimite mineraalne mõjutus. Selle hoolikas tundmaõppimine aitab selgitada ka paljanduva kilbi enda arengulugu ajalõikudes, mida seal

puuduvate settekivimite tõttu on võimatu otseste uuringutega teha. See seob meid Fennoskandia regiooniga ühtseks lahutamatuks tervikuks, nagu settekivimite endi uurimine seob meid teisalt tihedalt Rootsi, Poola, Läti, Leedu, Venemaa, Valgevene ja Ukraina aladega. Seetõttu on Eesti alal üsnagi tähtis võtmespositsioon väga ulatusliku piirkonna geoloogia uurimisel. Eesti geoloogide töö on tugevate traditsioonidega seda positsiooni järginud ning leidnud maailmas väärikat tunnustust.

ALUSKORD

Eesti geoloogilise läbilõike alumine osa – aluskord, mis katkematult jätkub sügavuste suunas, ei ole vahetuks uurimiseks kättesaadav ka oma kõige ülemises osas: ta ei avane kusagil maapinnale ning ka kõige väiksemas sügavuses Soome lahe saartel paikneb ta allpool veepinda, kaetuna seejuures veel kvaternaariajastu setenditest pinnakattega. Seetõttu on ka aluskorra tundmaõppimine raskendatud ja selleks tuleb kasutada kaudsemaid teid: puursüdamike piiratud andmestikku ja geofüüsikalisi mõõtmisi.

1. Aluskorra uuritus

Esimesed arvestatavad vihjed Eesti aluskorra kohta pärinevad Tartu Ülikooli professoritelt M. Engelhardtilt ja E. Eichwaldilt, kes 19. saj. lõpul, omamata küll otseseid kivimimaterjale sellest, oletasid analoogia põhjal Soome tüüpi kivimite jätkumist meie alale. 1864. aastal leidis see kinnitust Peterburis, kus esimene puurauk tõigi settekivimite alt välja niisugused kivimid. Esimene puurauk Eesti aluskorda rajati 1898–1899. aastal Aserisse puurkaevuna ning sellest saadi kätte vaid lõõkpuurimisele kaasnevaid kivimikilde, mille kohta tehti, paraku, vaid hiljem kaheldavaiks osutunud järeldusi (H. Lindenbein, L. Rüger, 1923).

Süsteemaatilisem Eesti aluskorra uurimine algas geofüüsikaliste meetodite abil 20. sajandi esikümnenditel. Esmalt olid need detailsed magnetomeetrilised uuringud geodeesia- ja navigatsiooniuülesannete tarvis (A. Hernet, R. Livländer jt.), mis aga võimaldasid esile tuua rea positiivseid magnetilisi anomaaliaid Muhu väina, Kolga-Jaani, Türi linna ja mõnes teises piirkonnas. Eriti silmatorkavaks osutus 1924. aastal leitud Jõhvi anomaalia (6 km linnast idas). See äratas huvi magnetrauamaakide otsinguteks ja 1937.–1939. aastal jõutigi siin pärast suuri ettevalmistustöid esimeste ülestõstetud südamikega puuraukudeni. Jõhvi anomaalia puuriti kaks sügavat (500 ja 700 m) puurauku, mis avastasid meie aluspõhjakivimeis küll suhteliselt lahja, kuid paksuselt ulatusliku magnetiitrauamaagi. Nende puurimiste hingeks olid Tallinna Tehnikaülikooli esimesed mäendusprofessorid J. Kark ja A. Linari-Linholm. Viimane on neist puurimistöödest kirjutanud ka haarava kokkuvõtte (Linari, 1940). Kuid geoloogilises mõttes olulisim oli ehk samade magnetanomaaliade pildist lähtuv Tartu Ülikooli geoloogiaprofessori A. Öpiku järeldus (Öpik, 1935) selle kohta, et tõenäoliselt jätkuvad Eesti alal Lõuna-Soomes levivad svekofenniidsed struktuurid ja kivimid. Hilisemad uuringud kinnitasid seda veenvalt.

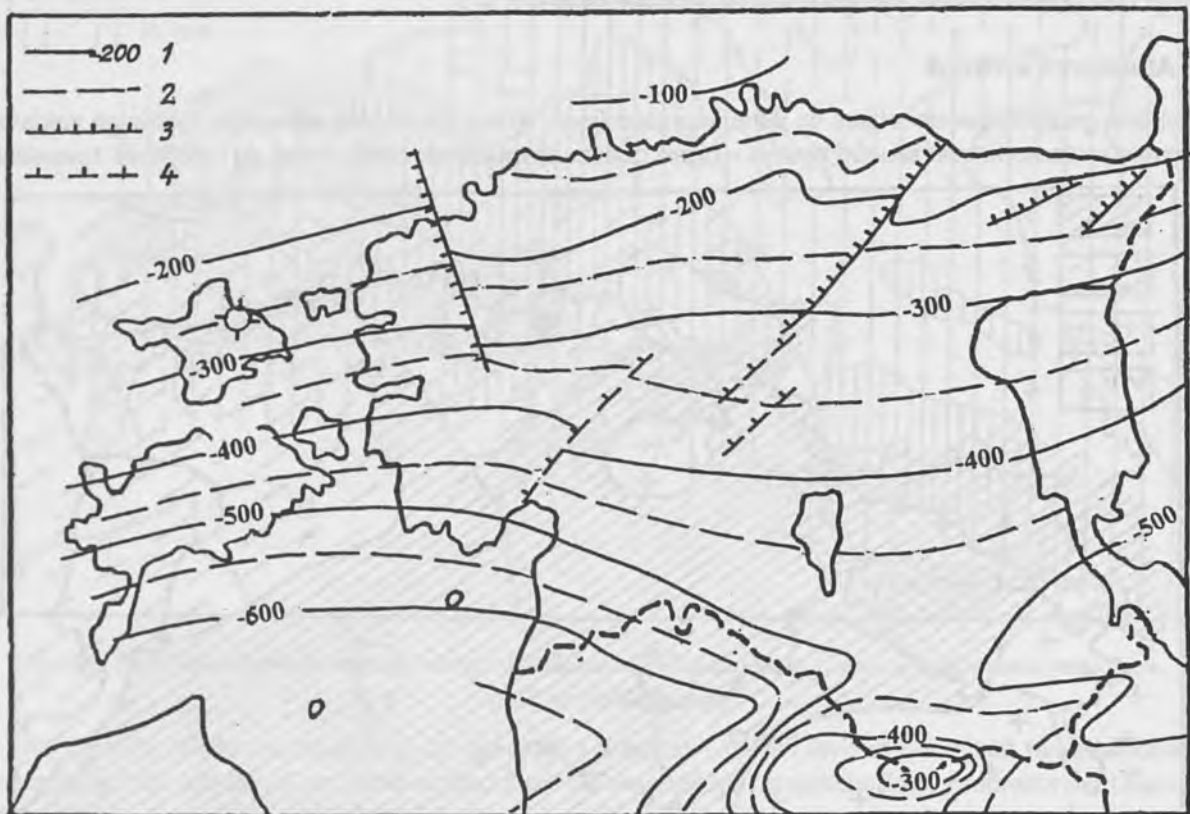
Geofüüsikalised meetodid olid valdavaks Eesti aluskorra uurimisel ka vahetult pärast Teist maailmasõda – algul maapealsete meetoditega Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudis (V. Maasik, E. Pöbul), alates 1958. aastast ka aeromeetoditega NSVL spetsialiseeritud geofüüsikaorganisatsioonide osavõtul. Nende andmete interpreteerimisel valitses tektoonilis-struktuurne suund, vähem saadi sellal tähelepanu pöörata aluskorrakivimite olemusele. Nagu geofüüsikaliste meetodite puhul ikka, tehti andmete tõlgendamisel ka ekslikke järeldusi. Esimesed sõjajärgsed puuraukud rajati aluskorda Pranglil (maagaasi otsingud – 1946), Väimelas (1947), Võhmas (1948), Võrus (1951–1953). 1967. aastal alustas Eestis mitme nimetuse all tegutsenud riiklik geoloogiateenistus aluskorra süsteemaatilist kaardistamist puurimistega Põhja-Eesti aluskorra väikese sügavuse (alla 200 m) võõndis. Sellele lisandus kohustusliku 2–5 sügava puurangu rajamine kõigil Eesti keskmõõdulise (1:200 000) geoloogilise kaardistamise lehtedel. Selle tulemusel kasvas kiiresti uurijatele kättesaadava kivimaterjali hulk. 1977. aastal oli Eestis aluskorrakivimiteni jõudnud juba ligemale 250 puurauku (praeguseks on nende arv vähemalt kahekordistunud). Tartu Ülikoolis algas hoogne petrograafiline uurimistöö, kujunes viljakas noorte spetsialistide kaader (T. Kuuspalu, J. Kirs, V. Klein, M. Niin, H. Koppelmaa, J. Kivisilla), lisandus geostruktuurne-tektooniline aspekt (V. Puura, R. Vaher, K. Suuroja), maagiotsinguline ja geokeemiline suund (V. Petersell, J. Kivisilla) ning murenemisprotsesside jälgimine (V. Vanamb, K. Utsal jt.). Ilmus kokkuvõtlik monograafia "Eesti kristalne aluskord" (autorite kollektiiv, Moskva, 1983, vene k.). See monograafia andis esimese ülevaatliku pildi aluskorra ehitusest ja hilisemad uuringud on toonud sellesse üksnes täpsustusi. Toetus ju töö soliidsele alusmaterjalile: kasutati 235 puurangu südamikke, millest valmistati umbes 1000 petrograafilist õhikut ja tehti üle 900 keemilise analüüsi, rääkimata muudest

eriuringutest. Hiljem on lisatud olulisi täpsustusi kivimikomplekside vanuse kohta, toetudes uusimatele isotoopdateeringutele (Puura, Huhma, 1993), samuti kivimeid kujundanud moondeprotsesside termodünaamiliste tingimuste kohta. Nimelt selgus, et varem arhaikumini (e. ürgaegkonna) vanuseks peetud kivimikompleksid tuleb siduda küll ainult proterosoilise, s.t. aagaegkonna ajaraamidega, seega ajavahemikuga 2,6–1,6 miljardit aastat tagasi. Noorimad kivimid – rabakivi tüüpi graniitide lõikuvad massiivid – dateerivad viimase arvu üpris täpselt. Seega toimus meie ala lõplik jäigastumine umbes poolteist miljardit aastat tagasi. Seejärel oli siin tohtu pika aja, umbes miljardi aasta kestel maailmamere pinnast kõrgemale tõstetud maismaa, kus kulgesid tasandus- ja murenemisprotsessid, vähemalt selle perioodi lõpuosas. Aluskorra pealispind meie alal on hämmastavalt tasane, suuremate astangute ja orgudeta ning suhteliselt hästi ja ühtlaselt säilinud murenemiskoorikuga. Viimane viitab selgesti tektooniliste kurrutusliikumiste peaaegu täielikule vaibumisele, vähemalt vahetult vanaaegkonna mere pealetungile eelnenud perioodil.

Kuna aluskorda tungivad puuraugud iseloomustavad vaid selle kõige ülemist mõnesaja meetri paksust osa, siis sügavamal lasuvate vanimate, võimalikult ka ürgaegkonda kuuluvate kivimite kohta on tänapäeval veel raske midagi tõepäraselt öelda.

2. Aluskorra pealispind

Puurimisandmete põhjal allub aluskorra pealispind suhteliselt lihtsale seaduspärasusele. Ta on võrdlemisi tasane, sügavneb ühtlaselt lõuna suunas asimuudil 160–200°, kallakusnurgaga 6–13' (2–4 m/km). Samad parameetrid on omased ka katvatele settelkivimitele. Mõnevõrra kiirem on aluskorra sukeldumine Lääne-Eesti saarte telgjoonel, kus monoklinaalne (üheselt laskuv) struktuur läheb sujuvalt üle suure vajumiskohta Balti süneklisi nõlvaks. Nii on aluskorra sügavus Kuressaares u. –540 m, samal laiusel paiknevas Viljandis ja Tartus aga 100 m vähem, vastavalt –430 ja –440 m (joon. 3).



Joon. 3. Eesti aluskorra pealispinna reljeef (Eesti kristalne aluskord, 1983).

Sügavused näidatud tänapäevase merepinna suhtes.

1 – samasügavusjooned, 2 – abisamasügavusjooned (50 m), 3 – uuritud tektoonilised rikked, 4 – oletatavad tektoonilised rikked

Aluskorra laskumine sügavuse suunas muutub ka Kagu-Eestis, kus Eesti–Läti piiril paikneval Lokno–Valmiëra tõusualal hakkab see 175 km pikkusel lõigul (alates Võrust) kiiresti tõusma, kerkides kuni –230 m sügavusele. Loomulikult on katvate settelkivimite paksus siin väiksem, selle tõusuala lael rida ladestuid

puudub hoopis (vend, kambrium, silur). Tõsi, Lokno–Valmiera struktuur on kohaliku (lokaalse) iseloomuga ja sellest lõuna poole aluskorra sügavnemine jätkub, ulatudes Läti ja Leedu idaaladel kuni 700–1800 meetrini.

Väärrib tähelepanu, et aluskorra pealispinnal ei ole seni avastatud eriti ilmekaid astangulisi vorme, erosioonilisi jäänuksaari ega selgepiirilisi orundeid. Astangud aluskorra reljeefis on märgatavad vaid tektooniliste rikkevööndite – Ahtme, Viivikonna ja Aseri rikke puhul, kus pealispinna kõrgus rikke eri tiibadel erineb 5–30 meetri võrra. Suurim on see Loode-Eestis paikneva Vihterpalu rikke juures, kus läänepoolne plokk on vajunud idapoolse suhtes umbes 50 m (joon. 3). Kõik need ebatasasused on aga ilmselt tingitud hilisematest liikumistest rikete piirkonnas ja nad kajastuvad ka katvate settekivimite rikutud lasuvuses. Välistegurite poolt kujundatud suuremaid erosioonilisi pinnavorme ei ole siiani usaldusväärselt dokumenteeritud – võimalik, et edaspidi neid leitakse.

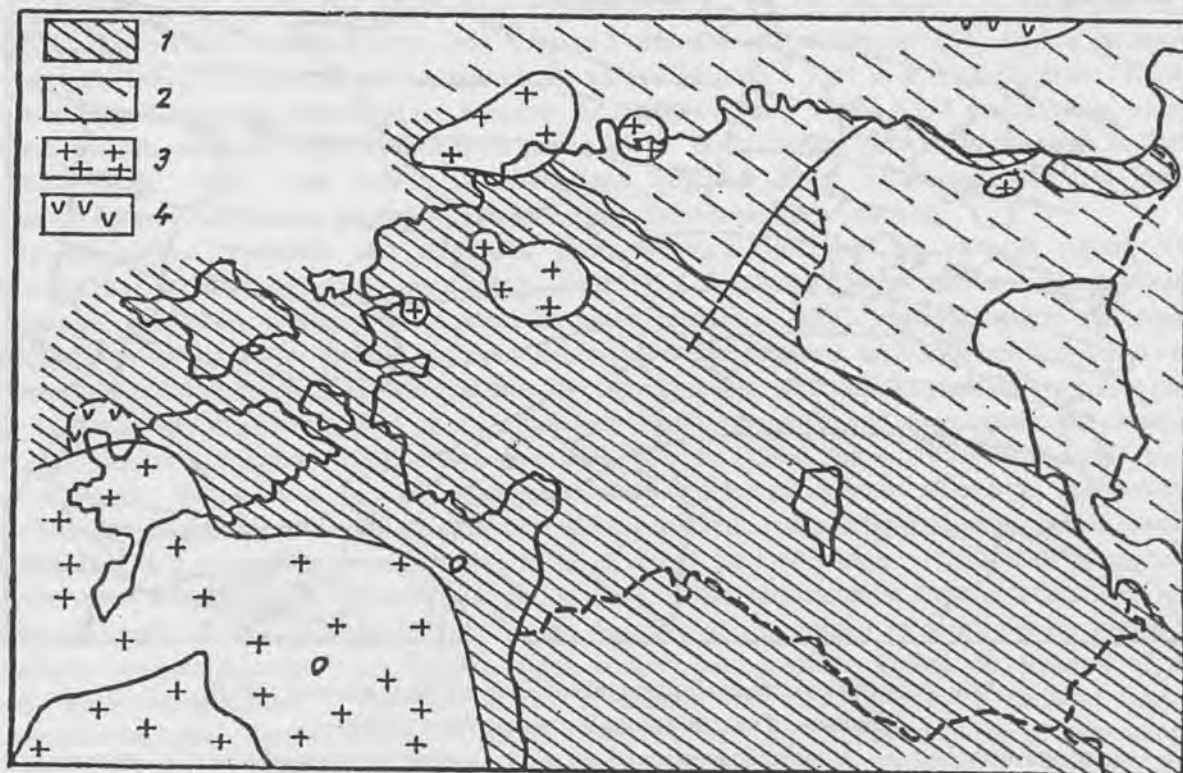
Kõrvalekaldeks normaalsest pildist on veel Kärkla ringstruktuur, mis tõenäoliselt on hiidmeteoriidi plahvatuskraater. Ta ulatub samuti läbi settekompleksi aluskorda, moodustades seal normaalväljast mitusada meetrit allapoole laskuva süvendi ja selle ümber 200 m kõrgemale tõusva purustatud kivimitest ringvalli. Struktuur on huvitav ja kontrastne, kuid moodustab aluskorra pealispinnal vaid anomaalse “punkti”, läbimõõduga kuni 5 km.

Umbes samalaadsed, kuid vastupidise suunaga lokaalsed struktuurid on ka mõnes kohas (Uljaste, Assamalla) avastatud aluspõhja pealispinna kerked, mis on samuti tekkelooliselt hilisemad. Nad on oma olemuselt huvitavad, kuid ei suuda oluliselt moonutada aluskorra pealispinna üldilmet.

Aluskorra reljeefi selline suhteliselt lihtsakoeline ehitus on suure rakendusliku tähtsusega – see võimaldab üsna täpselt ja usaldusväärselt prognoosida aluskorra sügavuse igas meid huvitavas Eestimaa punktis. See omakorda on erakordselt oluline puurimis- ja igasuguste läbindamistööde projekteerimiseks, sest üleminekul settekompleksist (pealiskorrast) aluskorda muutuvad põhimõtteliselt läbindamise tehnilised võtted: tuleb üle minna kõvasulamitelt teemantlõikeriistadele, muuta läbindamisdiameetrit, üle minna hüdrogeoloogiliselt teistlaadsetesse tingimustesse jne.

3. Aluskorra kivimid

Aluskorra geoloogiline siseehitus on üsna keeruline (joon. 4) ja paljuski veel ebaselge. Selles on valdavad tugevale metamorfismile allunud kivimid – niisiis peamiselt moondekivimid, milles on mõnikord tuvastatav



Joon. 4. Aluskorra peamiste kivimikomplekside levik (Geology and mineral resources..., 1997):
1 – Fe-, Mg-rikkad moondekivimid, 2 – Al-rikkad moondekivimid, 3 – hillised magmakivimite intrusioonid, 4 – neid saatnud purskekivimid

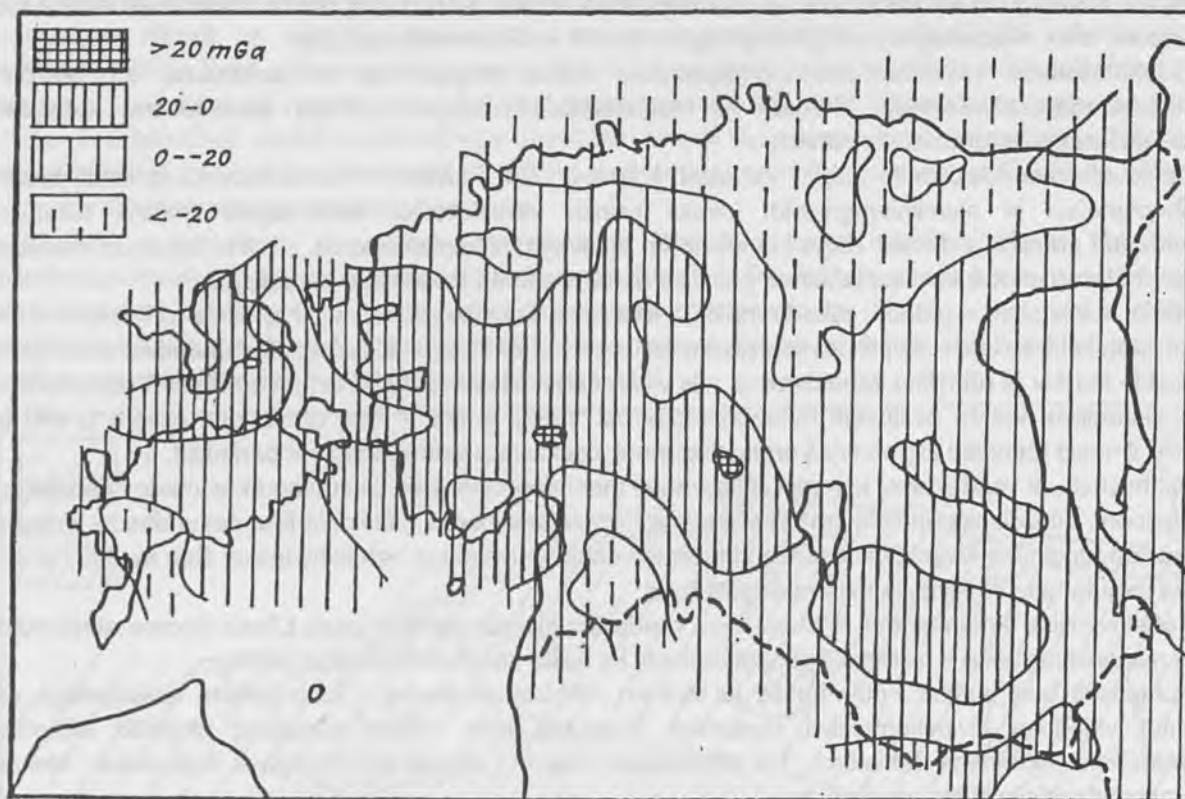
ka nende lähtematerjal nii vanade settekivimite, vulkaaniliste purskekivimite kui ka magmaliste süvakivimite näol. Peale keerukateks kurdudeks muljutud moondekivimite on aluskorras veel moondele allumata suhteliselt hiliseid (rõhutagem veel kord – moondele allumata!) juba jäigastunud varaplatvormilise etapi magmakivimeid, nn. rabakivigraniite (Riia intrusioon) või neile lähedasi porfüürseid kaaliumgraniite (5 massiivi: Naissaare, Neeme, Ereda, Taebla, Märjamaa) ja sama etapi vulkaanilisi kivimeid – Eestis kahe laiguna – Lääne-Saaremaal ja Soome lahes Suursaarel. Need magmakivimid esinevad isoleeritud ja suhteliselt väikeste massiivide või tühikutäidetena, läbimõõt piirdub mõnekümne kilomeetriga. Seega ei anna nad kivimite üldpildis erilist tooni, küll aga on väga kaalukad aluskorra tekkeloo mõistmisel.

Aluskorra kivimid võib nende koostise ja tekkelooliste iseärasuste põhjal jaotada kolme rühma, mis levivad Eesti alal omaette võrdlemisi selgepiiriliste võõnditena.

Lääne- ja Lõuna-Eesti rauarikkad (tumedad) gneisid

See kompleks hõlmab suurema osa Eesti territooriumist, õigemini kogu Tallinna–Pihkva joonest edelasse jääva piirkonna (joon. 4). Lisaks sellele ühtsele võõndile annab ta veel kaks haru (apofüüsi) idapoolsemale alale, mida tuntakse Tapa ja Jõhvi alavõõndite nime all.

Geofüüsikaliselt eristub see kivimikompleks kaardipildis üsna teravalt: talle on omased suurimad raskusjõu (gravitatsioonilised) ja magnetilised anomaaliad, s.t. selle võõndi kivimid on meie ala kõige tihedamad, sisaldavad palju rauda ja sellest tulenevalt ka magnetilist rauamineraali – magnetiiti (joon. 5).



Joon. 5. Eesti aluskorrakivimite tiheduse (gravitatsioonianomaaliade) kaart (Geology and mineral resources..., 1997 – modifikatsioon)

Ka kivimite välistunnuste poolest on see võõnd eristatav – selles levivad peamiselt tumedatoonilised moondekivimid. Valdavad on biotiit-amfibool-pürokseengneisid, ortoamfiboliidid, metagabrod, tsarnokiit-migmatiidid, dioriidid jt. Sellest loetelust on kasulik meelde jätta peamine tunnusjoon – keemiliselt koostiselt läheneb vaadeldav kivimikompleks aluselisele (gabrod, basaldid) või vähemalt keskmisele (dioriidid) kivimitüübile – siit ka arusaadav suur tihedus ja rauarikkus.

Kvarts-päevakivi- ja alumiiniumirikkeid gneisse on selles kompleksis vähe, kuigi nende kivimite teke hilisemas granitisatsioon- ja migmatatsioonitsükli on ka siin jälgitav ja teeb selle kompleksi ehituse äärmiselt keeruliseks ja mitmeastmeliseks. Nagu kogu aluskorras, nii ka vaadeldavas kompleksis ei ole tegemist väljapeetult ühesuguste kivimitega suuremal alal – enamasti on tegemist üksteisest keerukalt läbi põimuvate kehade ja läätsedega, mis on kurrutatud ja sageli püstiasendiski. Rõhutagem veel, et just selle vanima kivimikompleksi koostises esinevad ka magnetiidirikad kivimid, nn. magnetiitkvartsiidid, mis

on teada meil Jõhvis, samuti Põhja-Lätis (Staičele) ning mis kujundavad selle kivimikompleksi peamise rakenduspotentsiaali.

Kui peaväljast eristuvad Tapa ja Jõhvi alavööndid välja arvata, siis moodustab see vanimate kivimite kompleks kaardipildis selge loode-kagusuunalise vöötme, mida kirdest piirab alumiiniumirikka gneisivööndi levikuala (negatiivsed raskusjõu- ja magnetanomaaliad), edelast aga varaplatvormiliste süva- ja purskekivimite levila (Riia suurmassiiv, hoglandiumi purskekivimid Lääne-Saaremaal – Undva p.a.). Väärrib rõhutamist, et kirdepiiri markeerib teravalt antud vöötmes endas paiknev Paldiski–Pihkva alamvöönd väga tugevate ja iseloomulike positiivsete geofüüsikaliste anomaaliatega väljaga, mida varem eristati iseseisva struktuurivööndina.

Märkigem veel, et kogu rauarikaste gneisside kompleks on suuremas osas, eriti Edela-Eesti alal, läbi teinud väga tugeva moonde granuliitse faatsiese tingimustes. See tähendab, et kivimis toimunud mineraloogilised protsessid on lähtekivimeid tundmatuseni muutnud. Võime vaid oletada, et selleks on olnud valdavalt aluselise koostisega vulkaanilised, vähemal määral ehk sama koostisega süvamagma kivimid.

Ida-Eesti alumiiniumirikad (heledad) gneissid

See kompleks haarab Põhja- ja Kirde-Eesti, olles Tapa ja Jõhvi vanemate kivimite vöönditega jagatud kaheks osaks: Tallinna ja Alutaguse väljaks. Neil on mõningaid erinevusi – Alutaguse läbilõige näib olevat täielikum alumiste, pisut vanemate kivimikomplekside osas. Vöönd järgib Lõuna-Soomes avanevaid struktuure, olles nende katkematu jätkuna jälgitav ilmselt ka Soome lahe põhjas.

Geofüüsikaliselt väljendub see kivimikompleks üldiselt negatiivsete anomaaliatena, s.t. on eelkäsitletust märksa väiksema tiheduse ja magnetkarakteristikaga – seega rauavaesem, koostiselt hapudele kivimitele (graniitidele) lähedane.

Valdavate moondekivimite hulgas vaheldub kolme eri tüüpi kivimit – kvarts-päevakivigneissid, biotiit-amfiboolgneissid ja alumiiniumgneissid. Lisaks esineb intrusioonilisi, kuid hiljem gneisja tekstuuri omandanud graniite ja dioriite. Kogu kompleks on tugevasti migmatiseerunud, s.t. läbi imbutunud moonde oluliselt ülesulanud kivimitest tekkinud graniitse magma soonte ja läätsjate kehadega.

Niisiis tuleb silmas pidada selle kompleksi keemilise koostise vastavust hapudele või keskmistele magmalistele kivimitele – tüüpilisele graniitse maakoore osale. Teisest küljest vajab rõhutamist eriliste gneisside korduv ja rütmiline vaheldumine, mis viitab erineva koostisega ja selgesti kihitatud settekivimite või vulkaaniliste katete osalusele moondeprotsessis. Veelgi enam – reas gneissides esineb grafiiti ja püriiti – ilmseid tõendeid algmaterjali orgaanilist ainet sisaldavast settekivimilisest päritolust.

Siit tuleneb, et vaadeldavat kompleksi haaranud moondeprotsess ei ole suutnud kustutada algmaterjali tunnusooni. Tüüpiliseks on vaid granitisatsioon ja migmatiseerumine, s.t. fluüididerikka sekundaarse magma ja gaaside tungimine kivimilõhedesse ja väiksema vastupanuvõimega vahekihtidesse. See muidugi ei ole jättnud mõjutamata algvõimete mineraloogilist ilmet.

Settekivimilise lähtematerjali tõttu on kogu vaadeldav kivimikompleks, nagu Lõuna-Soome aluskordki, väga maavaradevaene – nii metallogeneetilises kui ka teiste kasutusvõimaluste mõttes.

Suhteliselt hea uuritus Põhja-Eestis ja täpsem rõõbistamisvajadus Lõuna-Soome läbilõigetega on tinginud vajaduse kivimikompleksi sisemiselt liigestada ning sellest tulenevalt üksikuid alljaotusi geograafiliste nimedega tähistada. Nii eristatakse Uljaste, Jägala ja Alutaguse kompleksi. Nende iseärasustel me siin lähemalt ei peatu.

Varaplatvormilised graniidid ja hoglandi efusiivid

See, kolmas kompleks, on aluskorras tunduvalt hilisem. Ta on kujunenud juba selgelt platvormilisel etapil, kui kurrutatud moondekivimid olid moodustanud juba suhteliselt kõrgele tõstetud jääga plaadi, mille sisemusse tungis tekkinud lõhesid mööda sügaval pulbitsev graniitne jääkmagma. Need magmakehad ei ole enam allunud hilisemale moondele, mis on nende kõige olulisem tunnus. Seega on nad värskeilmelised magmakivimid ja võivad moodustada kurrutatud kompleksil isegi kihilaadseid rõhtsalt lasuvaid katteid (hoglandium). Kuid ikkagi erinevad nad põhimõtteliselt pealiskorra settekivimeist (on täiskristallilised, mitte teralised kivimid) ning lokaliseeruvad kurrutatud aluskorra sisemuses. Seetõttu on nad viimasega seotud nii ruumiliselt kui ka vanuselisel, sest oma 1500–1600 miljoni aastase vanusega kuuluvad need magmakivimid hilisproterosoikumi algetappi.

Eesti alale ulatub edelast vaid ühe suurema rabakivigraniidi Riia massiivi kirdeosa (Sörve, Ruhnu, Riia laht). Tähelepanu väärib ka suur gravitatsiooniline miinimum Pärnu lahe piirkonnas, mis võib olla käsitletav kui Riia plutooni allapoole laienev "juureosa". Teised intrusioonilised massiivid – neid on teada 5: Naissaare, Neeme, Märjamaa, Taebla, Ereda – on oma mõõtmetelt väiksemad (10–30 km) ja esindatud rabakivilähedaste porfüürsete kaaliumgraniitidega. Nad lõikuvad valikuta erivanuselistes kivimikompleksidesse: Taebla ja Märjamaa edelapoolse võondi gneissidesse, ülejäänud – kirdepoolse kompleksi kivimitesse (joon. 4). Lisaks on teada efusiivsete kvartsporfüüride kattelistehade esinemine aluskorra pealispinna nõgudes kahe eraldi laiguna: üks Eesti ala kirdepiiri läheduses paikneval Suursaarel Soomõ lahes (Viiburi massiivi mõjusfääris), teine – Lääne-Saaremaal (Riia massiivi naabruses). Kahe mainitud suure rabakivimassiivi vahetu naabus lubab arvata, et need purskekivimilised katted on nimetatud süvakolletega otseses tekkeloolises seoses, moodustades ühtse magmaformatsiooni eri faatsiesed.

Oma hapu koostise ja mineraalse üldkarakteristika tõttu annavad ka selle kompleksi kivimid raskusjõu- ja magnetväljade kaartidel negatiivseid anomaaliaid, samuti on see magmakompleks äärmiselt maagivaene ja metallogeneetilist maavarakandjat endast praktiliselt ei kujuta. Küll võib aga kõne alla tulla just vähemoondunud graniitse kivimi enda tootmine nii kõrgemargilise ehituskilustiku kui ka monoliitkivi tarbeks. Niisugust rakendusvarianti Neeme maardla baasil Tallinna – Maardu ümbruses on isegi kaalutud!

* * *

Lõpetades ülevaate Eesti aluskorra põhilistest kivimitüüpidest, osutame veel ühele joonele aluskorra arenguloos. Nimelt on aluskorra pealispinnal avanevad moondekivimid teinud läbi erineva astme muutused. Põhja-Eesti piirkonnas on gneisid läbinud madalama moondeastme, *amfiboolse* faatsiese muutused, mis lubavad nende järgi teha veel tõepärasemaid otsustusi lähtekivimite iseloomu kohta. Lõuna- ja Edela-Eesti aladel on kivimid aga teinud läbi kõrgeima, *granuliitse* moondeastme, mille käigus nad on täielikult ümber kristalliseerunud ning lähenevad oma olemuselt pigem magmakivimitele. Mõistagi on nende lähtekivimite tuvastamine väga raske.

Oluline on aga see, et erineva moondeastme läbinud kivimite vaheline piir ei ühti Eestis kivimikomplekside piiriga, vaid lõikab neid ristisuunas (joon. 6). See näitab, et aluskorra areng on olnud väga keerukas ja mitmeetapiline ning et olulised moondeprotsessid on jätkunud veel pärast põhiliste kivimikomplekside kujunemist ja kurrutamistki. Nagu öeldud, eristuvad sel taustal üsna selgepiirilist hiliste magmasissetungide metamorfiseerumata kivimid.



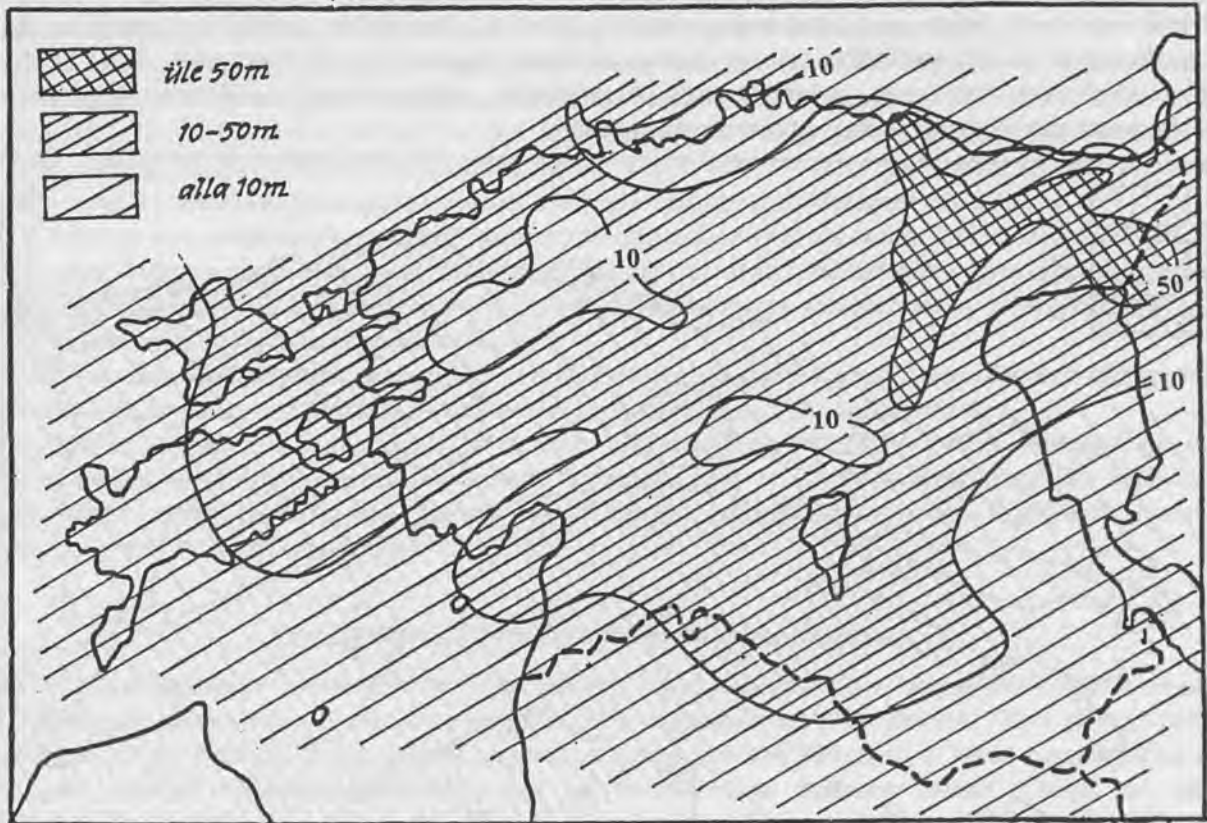
Joon. 6. Eesti aluskorrakivimite moondeulatuse põhilised võõndid (Geology and mineral resources..., 1997 – modifikatsioon)

4. Aluskorra murenemiskoorik

Aluskorra formeerumisprotsessile järgnenud pikk, peaaegu 1 miljard aastat kestnud maismaaperiood tasandas kõik selleaegses reljeefis avaldunud kurrutuse ebatasasused – mäed, nõod, tõstetud plokid ja langatused. Ala tektoonilise aktiivsuse raugedes oli see igati normaalne tagajärg ja omane paljudele regioonidele. Sama arusaadav on ka sellele tasandusprotsessile kaasnenu murenemine: sattusid ju moonde- ja tardkivimid aluskorra pealispinnal hoopis teistlaadsetesse eksogeneesivöö tingimustesse – päikese, õhuhapniku ja sademetevee mõju alla, teistsugusesse tasakaalusüsteemi. Neis hakkasid toimima murenemisele iseloomulikud füüsikalised ja keemilised protsessid. Aluskord kattus neist protsessidest mõjutatud saviseguse massiga, mida selle märgatava paksuse puhul nimetame murenemiskoorikuks.

Mõnevõrra arusaamatu geoloogias on aga see, et need vanaaegkonnaeelsed murenemisprotsessid olid juba täiesti sarnased nende nähtudega, mida jälgime hilisematelgi geoloogilistel perioodidel, olgugi et selleaegne olustik maa pinnal, näiteks hapniku- ja süsihappegaasisaldus atmosfääris, oli tänapäevasest tunduvalt erinev. Samavõrra raskesti seletatav on selle murenenud kivimikompleksi nii ulatuslik säilimine enne pealiskorda moodustanud settekivimite ladestumist (Soome alalt me sellist murenemiskoorikut ju ei leia – ta on kulutatud hilisemate välistegurite toimet). Viimane asjaolu lubab järeldada, et aluskorra murenemiseks olid tingimused Eesti alal väga soodsad – pidi olema küllaldaselt niiskust (sademeid) ja sooja, pidi olema tagatud ülalt filtreeruvate vete piisav vertikaalsuunaline drenaaž piki lõhesid ja tühimikke. Murenemiskooriku hea säilivuse tagas ilmselt aluskorra pealispinna suur tasasus ja katvate kihtide kiire ühetskükliline ladestumine sellele pinnale.

Nii või teisiti, murenemiskoorik on täheldatav enamikus aluskorda jõudnud puursüdamikes, paksusega mõnest meetrist 100–150 meetrini (joon. 7). Tõsi, olemasolev andmestik ei võimalda anda usaldusväärset pilti tema territoriaalsest levikust, sest murenemiskooriku paksus ei ole kõigil juhtudel üheselt määratud. Peamine raskus on selles, et kui murenemiskooriku ülapind on alati terav ja selge, on tema alumine piir üleminekuline ja vaieldavgi ning selle ühene määramine vajab detailset mineraloogilist uurimist, mida alati pole olnud võimalik teha.



Joon. 7. Eesti aluskorrakivimeil leviva murenemisvöö paksused meetrites.

Koostatud 91 puurangu andmetel (Eesti kristalne aluskord, 1983)

Igal juhul näitab uurimisandmestik, et murenemiskooriku paksus Eesti alal on väga hüplik – muutub järsult ka lähedalasuvais puuraukudes ja ühesugustes kivimites. Ühelt poolt näitab see kindlasti seda, et osa murendist on settekivimite moodustumise ajal või selle eel ära kantud, teiselt poolt aga annab see

tunnistust asjaolust, et tegemist on ilmselt mõlemat tüüpi murenemiskoorikuga – pindalalise, kõiki kivimimassiive haarava üldnähtuse ning joonelise – lõhede ja püstiasendisse kurrutatud vähem-vastupidavate kivimite kohal sügavuti leviva protsessiga. Mõlema tüübi üheaegne esinemine annabki väga muutliku paksusepildi.

Murenemisprotsess sõltub suuresti lähtekivimi iseloomust ja tema keemilisest koostisest. See määrab paljud mineraloogilised iseärasused. Need on Eesti alal ka üsna hästi selgitatud. Laskumata siinkohal üksikasjadesse, märgime, et otstarbekohane on eraldada murenemiskooriku vertikaallõikes nelja vööd (astet), mida geoloogid märgivad arvudega 0, I, II, III (alt üles).

0 vöö (aste). Kivim ei ole väliselt peaaegu muutunud. Petrograafiline analüüs näitab, et vaid äärmiselt ebapüsivate mineraalide sees on alanud sekundaarsete mineraalide tekkimine: plagioklassid seritsiidistuvad või peliidistuvad, pürokseenid ja amfiboolid serpentiniseeruvad või asenduvad osaliselt smektiitsete savimineraalidega.

I vöö (aste). Tumedad mineraalid on juba märkimisväärselt muutunud, umbes pool päevakividest on asendunud savimineraalidega. Kivimi algne struktuur ja tekstuur on aga veel jälgitavad.

II vöö (aste). Kivim on peaaegu tervikuna asendunud saviainega, kõvade teradena esinevad vaid väga püsivad mineraalid: kvarts, tsirkoon, rutiil ja mõned teised aktseessorid. Kivim on juba pude, kuid algse struktuuri ja tekstuuri üldised jooned on veel nähtavad. (Koos eelnenud vöödega moodustab see vöö nn. "struktuurse elluuviumi" taseme.)

III vöö (aste). Kivim on tervikuna muutunud savimassiks, läbi imbunud kolloidsete rauaoksiidide-hüdroksiididega, võivad esineda küll kvartsi jt. mineraalide terad, kuid algkivim pole enam tuntav ("struktuuritu elluuvium").

On arusaadav, et reaalses murenemiskoorikutes ei ole alati säilinud kõik vööd. Eriti sagedasti puudub kõige ülemine – III vöö, mis on kas lihtsalt kulutatud või suure pudedusastme tõttu purrimisprotsessis kaduma läinud.

Üksikute murenemisvööde paksused on väga muutlikud – sõltuvad lähtekivimi koostisest ja tema mehaanilise purustatuse astmest.

Oluline on rõhutada, et Eesti aluskorral paiknev murenemiskoorik on eranditult autohtoonse iseloomuga, s.t. kohapealsete kivimite arvel kujunenud. Ümbersettinud murenemiskoorikut, mis mõnikord viib väga väärtuslike kaoliinilasundite tekkele, siin leitud ei ole. Ka puuduvad igasugused andmed kaoliniidi lagunemisest lihtsateks Al-oksiidideks-hüdroksiidideks, s.t. boksiitideks. Selleks puudusid veel vajalikud eeldused, nagu kõigis teisteski sellevanuselistes murenemiskoorikutes (boksiidid ilmusid üldjuhul alates devonist, mil geoloogilistes protsessides hakkas osalema kõrgem taimestik ja muld). Mineraloogiliselt pakub huvi vaid murenemiskooriku hilisem mõjutatus kas lasuvate setete (šamosiidistumine) või madalatemperatuuriliste hüdrotermide poolt (sepioliit, talk). Need ilmingud Eesti läbilõikes on küll olemas, kuid mahuliselt on nad väga väikesed.

Niisiis ei kujuta huvitav geoloogiline objekt – aluskorra murenemiskoorik – olemasolevatel andmetel endast maavarakandjana erilist huvi. Küll on aga murenemiskooriku mõju tarvis hoolikalt arvestada kõigil aluskorra läbindamisega seotud rakendustöödel – muudavad ju väiksemadki murenemisnähtused tugevasti kivimite füüsikalisi omadusi, eelkõige survetugevust ja veesisaldust, aga ka kaeveõonte püsivust neis.

PEALISKORD

Tasandunud ja murenemisprotsessidest osaliselt kobestatud aluskorra pealispinnal lasuvad settekivimid, mis moodustavadki nn. pealiskorra. Viimasega tuleb nii igapäevases inimtegevuses kui ka ehitustegevuses ja mäenduses märksa enam kokku puutuda kui sügavamal lasuva aluskorraga. Geoloogilistele kehadele on pealiskorras iseloomulik, jällegi vastupidi aluskorrale, rikkumata algne rõhtsuunaline lasumus. Teisisõnu – selleks on selge kihilisus, mis väljendub kivimitüüpide katkematus ja ulatuslikus horisontaalsuunalises pidevuses ja nende kiires vertikaalsuunalises vahelduvuses. Selle põhjuseks on pealiskorda moodustavate settekivimite kuhjumine valdavalt merelises basseinis – varem settinud kihtide poolt tasandunud merepõhjale, kus settimistingimused horisontaalsuunas vaid vähehaaval muutusid, sõltuvalt vee sügavusest ja rannajoone kaugusest. Niisiis ei ole pealiskorra kivimid allunud enam suurtele hilisematele muutustele, vaid on läbi teinud aeglase ja pikaajalise kõvastumisprotsessi ning säilitanud seejuures paljuski oma esialgse ilme ja lasumuse. Mõned tektoonilised liikumised on pealiskorras siiski toimunud – varem sügaval merepõhjas lasunud kihid on mõnikord aeglaselt tõstetud

kõrgetele platoodele (lubjakivid Põhja-Eestis), nad on kohati läbitud lõhedest ja nende üksikud plokid võivad olla vertikaalsuunas üksteise suhtes paigastki nihutatud. Esineb ka kihtide paindeid lõhede ümber (fleksuurid), üksikuid kuplilaadseid kerkekurdusid (Uljaste, Assamalla), mõnikord ka väiksemaid pealeniikkeid (Toila). Kõik see ei suuda aga varjutada pealiskorra üldist plaatjas-kihilist ehitust, mis on tema peamine tunnusjoon ja mida on igal sammul tarvis arvestada ka rakendusgeoloogilistes ettevõtmistes (puurimine, kaevandamine, ehitamine jne.).

Nagu eespool öeldud, jaguneb pealiskord Eesti alal selgelt kaheks eraldi osaks – vanaaegkonna kivimitest koosnevaks aluspõhjaks ja sellel lasuvaks hästi noortest kvaternaariajastu setenditest koosnevaks pinnakatteks (joon. 2). Suur ajaline vahe nende tekkeloos tingib ka vaadeldavate komplekside peamise erinevuse – erineva kõvastumisastme. Aluspõhjas on meil tegemist kivimitega, mida ei saa purustada ega kaevandada neid eelnevalt mehaaniliselt lõhkumata. Pinnakate on esindatud aga peamiselt setetega, mida enamasti saab läbida ja kaevandada ekskavaatorikopa või koguni labidaga. Seetõttu on pinnakatte ja aluspõhja piiritlemine vertikaalläbilõikes enamasti väga lihtne, arusaadav ka geoloogiat vähetundvale isikule.

Kuid see pole aluspõhja ja pinnakatte eristamise ainus tunnusjoon. Teiseks oluliseks nähtuseks on kihtide erinev horisontaalsuunaline väljapeetus. Kui aluspõhja moodustavad merelised settekivimid levivad rõhtsuunas muutumata kujul kümneid ja sadugi kilomeetreid, siis pinnakattekihid on oma ilmelt palju hüplikumad, sagedasti järsult väljakiilduvad läätsjad lasundid. Viimane on, tõsi küll, omane just Eesti alale, kus pinnakatte moodustavad valdavalt maismaalistes või poolkontinentaalsetes tingimustes (mandrijää, järved, jõed, sood, madal mererand jne.) kujunenud setted. Loomulikult olid nende kujunemistingimused ruumis palju muutlikumad kui suure merebasseini veealustes tingimustes.

Nende kolme asjaolu – suure vanuselise erinevuse, erineva kõvastumisastme ja settekehade lasumiseloomu tõttu käsitleme neid pealiskorra eri osasid – aluspõhja ja pinnakate – rangelt eraldi.

ALUSPÕHI

Eesti aluspõhi (õigemini, aluspõhja kivimite kompleks) moodustab aluskorral 100–500 m paksuse pideva katte. Ta on selgelt väljendunud kihilise ehituse ja selle seaduspäraste muutustega ruumis. Aluspõhjativimite iseloom on Eesti alal siiski muutlik – praktiliselt pole kaht täiesti analoogilist vertikaalläbilõiget. See on tingitud nii erinevustest kihtide tekkeloos kui ka hilisematest kulutusprotsessidest, mis settimisega vahelduvatel maismaaperioodidel osa kihte lihtsalt hävitasid, osa aga meie ajani säätsid. Seega pole pealiskord siiski mitte korrapäraselt rõhtkihilise, vaid pigem läätsjalt jämedalamellilise ehitusega.

Eesti aluspõhja omapäraks on asjaolu, et selle moodustavad peaaegu tervikuna vanaaegkonna vanema osa – kambriumi, ordoviitsiumi, siluri ja devoni ladestu – kivimid. Selle nooremad ladestud (karbon, perm), kogu keskkladekond ja suurem osa uusladekonnast siin puuduvad. Tõsi, vanima, kambriumi ladestu all on veel üks settekeha kõige nooremast hilisproterosoikumist – vendi kompleksi settekivimid, mis aga ei muuda üldist pilti Eesti aluspõhjast, vaid pigem kinnitab eelöeldut. Lühidalt – Eesti on vanaaegkonna vanima osa (600–300 mln aastat tagasi kuhjunud kivimite) klassikaline esindusala ja sellisena on ta tunnustust leidnud ka kogu maailmas. Hilisemal perioodil oli Eesti valdavalt maismaa ja seetõttu pole sellest perioodist siia kihistusi jäänud. Enamgi veel – sellel hiiglaslikul ajalõigul on siin paljudgi hävitatud ja murendina maailmamere tagasi kantud.

Kuid Eesti aluspõhjal on veel üks väärtuslik erijoon, mis on põhjustatud tema asendist platvormilise lava ja kõrgetõstetud Balti kilbi kontaktialal. See on nimelt kivimite suhteliselt väike kõvastumisaste hilisemate protsesside toimet. Just selle tõttu, et nii vanad settekivimid ei ole siin kunagi vajunud suurematesse sügavustesse (tõenäoliselt mitte kunagi üle 1–1,5 km), on nad paljuski säilitanud oma algse ilme ja mineraalse koostise. Kujukaks näiteks on siin meie kambriumi esinduslikum kivim – sinisavi, mis on säilitanud oma plastuse, vaatamata 500–550 miljoni aastasele eksisteerimisele. Seetõttu saab sinisavi edukalt kasutada keraamikatööstuses. Mujal maailmas on sellevanuselised kivimid pöördumatult argilliitideks või savikiltadekski kõvastunud. Pudedaid kivimeid leiame Eesti läbilõikes ka liivakivide hulgas – nii sinisavi alt kui ka selle pealt (vendi liiva- ja savikivimid, Tiskre kihistu paekaldal, devoni liivakivid Lõuna-Eestis jt.). Paljusid neist võib kaevata labidagagi, suuri raskusi on puurimistöodel nendest koospüsiva südamikü väljatoomisega. Teinekord on neid kivimeid isegi pinnakatte kivimitega segi aetud (Põlva maakonnas on näiteks mitmeid ehitusliivakarjääregi devoni liivakividesse rajatud). Tugevasti tsementeerunud on meie aluspõhjativimite seas üksnes karbonaatkivimid – lubjakivid, dolomiidid ja merglid, mille kõvastumine toimus teatavasti vahetult settebasseinis endas kohe settimisajal või sellele järgnenud lühikesel ajalõigul.

See Eesti aluspõhja omapära – vanade settekivimite suhteliselt nõrk kõvastusaste, mida imetlevad paljud teiste regioonide geoloogid, paneb eesti geoloogide ette ka suure rahvusvahelise kohustuse – hoolikalt tundma õppida iidsete veekogude settimisprotsesside kulgu. Mujal, hilisematest kõvastumisprotsessidest mõjutatud kivimite baasil on seda võrratult raskem teha ja tulemused on ka vähem usaldusväärsed. Seda teed on Eesti geoloogia ka läinud. Üldise tunnustuse on saanud Balti siluri ja ordoviitsiumi basseinide settimisaegsete fatsiaalsete mudelite rekonstruktsioonid, samuti vendi ja kambriumi ajastu litoloogilis-paleogeograafiline tõlgendus. Vaid devoni osas on niisuguste uuringute põhirõhk nihkunud lõuna- või idapoolsematele aladele, kus nende kihtide levik on laialdasem ja paljanduvus maapinnal märgatavalt suurem. Eelnevast tuleneb, et Eesti geoloogilise ehituse käsitlemisel pühendatakse kõigis töödes ja aruteludes suurt tähelepanu just tekkeloolistele ja basseinilistele probleemidele. Mõnikord tundub koguni, et kivimiline aspekt oma rakenduslike võimalustega on jäänud põhjendamata tagaplaanile. Eelöeldu valgusel on selline rõhuasetus Eesti geoloogias aga igati mõistetav.

Enne, kui asume Eesti geoloogilist ehitust ja arengulugu vaatama alalõikude kaupa, tuleb pisut peatuda stratigraafilisel terminoloogial ja nomenklatuuril, millela on raske väiksemaid alajaotusi iseloomustada ja nende seoseid mõista.

Teatavasti jaguneb geokronoloogiline ajaskaala suurühikute aegkondade (ladekondade) järel põhiühikutena ajastuteks (kambrium, ordoviitsium, silur jt.) – neile vastavaid reaalseid kivimikomplekse nimetatakse ladestuteks. Ladestud omakorda jagunevad ladestikeks (alamkambrium, ülemsilur jne.) ka kahelise või kolmikliigestuse alusel. Need on ülemaailmselt kehtivad ühikud ja nende eristamine toimub biose arengus täheldatud sündmuste ja muutuste baasil, seega paleontoloogilisel alusel. Tänapäeval on ladestute ja ladestike piiride kohta olemas ka isotoopdateeringud miljonites aastates, mis annavad niisugusele skaalale selgelt geokronoloogilise ja ülemaailmselt kehtiva tähenduse.

Väiksemad ühikud on juba kohaliku tähtsusega ja need kannavad geograafilisi nimetusi selle koha või rahvusgrupi järgi, kus vastavad kihid esinevad kõige tüüpilisemal kujul või kus neid esmakordselt kirjeldati.

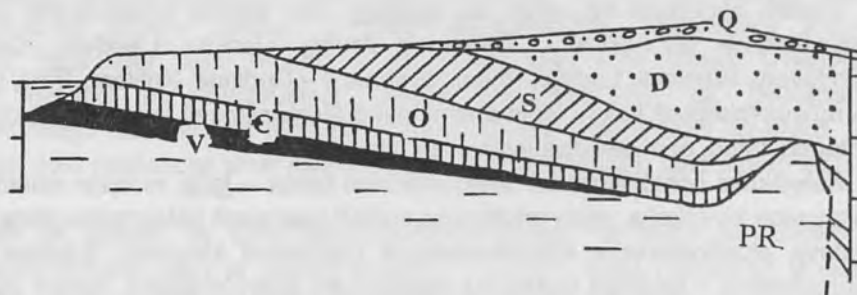
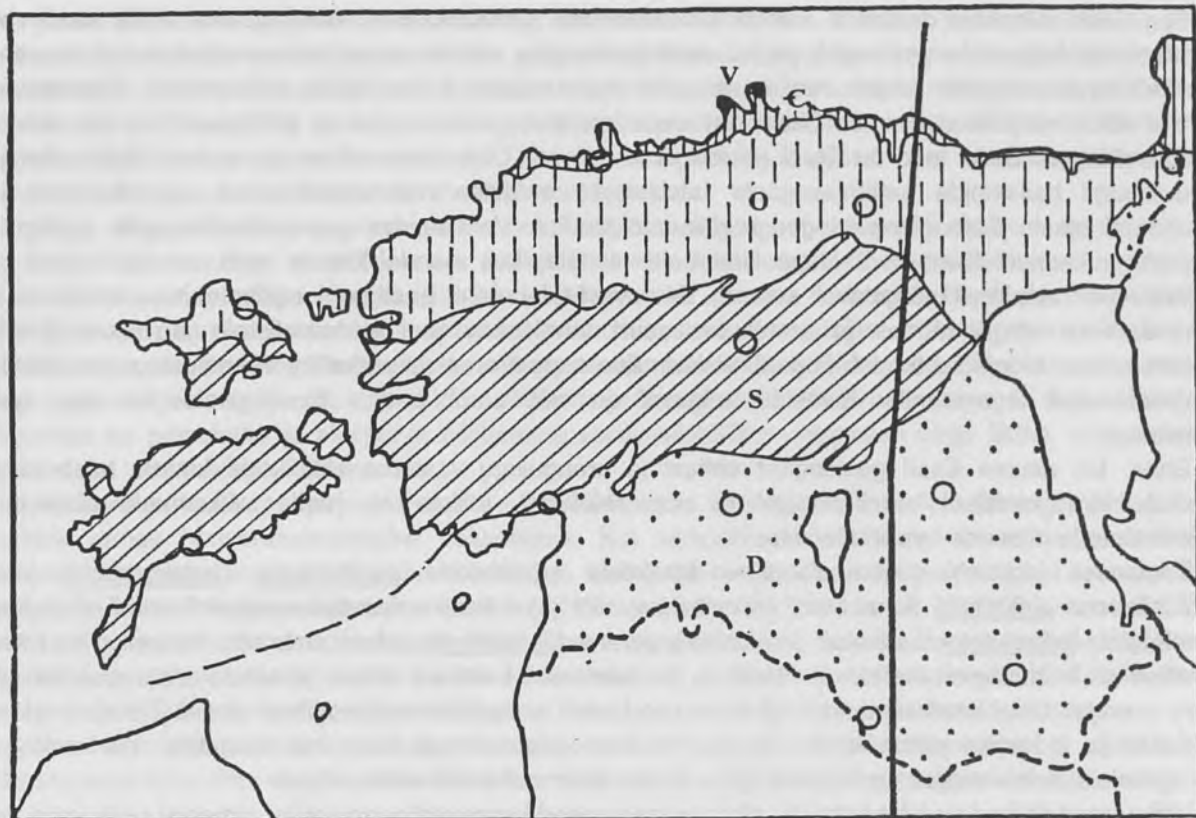
Suurim sedalaadi üksustest on ladejärk, mis samuti pretendeerib ülemaailmsele kasutatavusele. Ordoviitsiumis on neid 6 – Tremadoc, Arenig, Llanvirn, Llandeilo, Caradoc ja Asghill; siluris 4 – Llandovery, Wenlock, Ludlow, Pridoli; devonis 6 – Gedinne, Koblenz, Eifel, Givet, Frasné, Famenne. Need on rahvusvaheliselt kokku lepitud nimetused ülemaailmselt levivate liigestusüksuste jaoks. Osa neist on üldtunnustatud, osa veel diskussioonide objektiks.

Kohalikuks põhiühikuks on veelgi väiksem üksus – lade, mõnest meetrist kümnete meetriteni ulatava paksusega kivimkeha, mida eristatakse samuti peamiselt paleontoloogiliste tunnuste järgi – ta moodustub vastava elustikutaseme eksisteerimisajal kujunenud kivimeist. Edasine detailsem liigestus on juba puhtkivimiline – läbilõige jaotatakse reaalseteks kivimkehadeks, millest olulisemad on *kihistu*, *kihistik* ja *kiht*. Real juhtudel on neil teatavaid eeliseid lademetete ees, näiteks paleontoloogilise materjali vähese esinemise korral liivakivides ja savides, basseinide arengu lateraalsel (rõhtsuunalisel) analüüsil jne.

Ka need üksused kannavad Eesti oludes tüüpiliselt lähtuvaid geograafilisi nimetusi. See soodustab küll geoloogide üksteisemõistmist, kuid samas toob kaasa nimetuste ülikülluse, milles kõrvalseisjail on väga raske orienteeruda. Kuid see on juba geoloogilise töö spetsiifika ja sinna pole midagi parata.

Kasutusel on veel teisigi üksusi, nagu näiteks seeria, kihtkond, "kihid" jne., millel me käesolevas ülevaates eriti ei peatu või siis märgime nende olemasolu vajalikul juhul eraldi. Loetletud üksuste hierarhia peab aga olema silme ees igasuguse geoloogilise andmestiku süstematiseerimisel.

Pealiskorras esinevatele settekivimitele Eestis on omane mitte absoluutselt rõhtne, vaid nõrgalt lõuna suunas kallutatud lasumus. Kallakus on küll väga väike, keskmiselt vaid 10–15 kraadiminutit, s.o. 2–4 m ühe kilomeetri kohta, kuid siiski küllaldane selleks, et Põhja-Eestis maapinnal avanevad kihid lasuvad Lõuna-Eestis juba mõnesaja meetri sügavuses. See monokliinaalne lasumus (ühesuunaline kallutus) on tingitud valitsevatest tõusulikumistest meist põhja poole jääval Fennoskandia kilbi alal kogu sinise piirkonna pika geoloogilise ajaloo kestel. Selle nähtuse tagajärjeks on ka Eesti aluspõhjaavamuste kaardi omapära: erivanuselised kihid avanevad maapinnal küll veidi looklevate, kuid laiusesuunaliselt selgesti väljapeetud võõnditena, mis põhjast lõuna poole asendavad üksteist geoloogiliselt üha nooremate avamustega (joon. 8).



Joon. 8. Eesti aluspõhja geoloogiline kaart ja läbilõige (E. Kala, 1995 järgi).
 Indeksitega on näidatud ladestud (V, C, O, S, D, Q) ja aluskorra moodustav ladekond (PR)

VEND (VENDI kompleks)

See nimetus tavapärasel geokronoloogilises käsitluses veel puudub, kuigi sellega on seotud Eesti pealiskorra alumine osa – vanimad settekivimikihid 60–100 m paksuses. Seetõttu vajab vendi olemus lahtirääkimist.

Teame, et Maa hilisem ajalugu jaguneb kolmeks suureks etapiks: vana-, kesk- ja uusaegkonnaks (paleo-, meso- ja kainosoikum). Kõigile neile etappidele on iseloomulik eri arenguastmel olev bios, mis on tajutav nii looma- kui ka taimeriigi esindajate jäänustena vastava aegkonna setteis. Sellele hilisele Maa arenguetapi eelneb aquaegkond – proterosoikum, millal elanud organismidest teame väga vähe, enamasti on need olnud primitiivsed üherakulised, ainult taimeriigi või bakterite esindajad, kes ei omanud tugevaid koelemente ega mineraalset skeletti ja kelle jäänused ei saanud seetõttu kivimites säilida. Lisaks öeldule oli sel perioodil maakoore areng veel üldiselt väga rahutu – toimusid ulatuslikud vulkaanipursked, tektooniliste protsesside toimel rebestati kujunenud kihid plokkideks, muljuti kurdudeks, enamik kujuneda jõudnud settekivimitest sattus maa sügavustesse – kõrgete temperatuuride ja rõhkude mõju alla, nad kristalliseerusid ümber ja kaotasid oma algse ilme. Seetõttu leiame nn. eelkambriumist või, täpsemini, proterosoikumist, peamiselt tard- ja moondekivimeid, enamasti algsest horisontaallasuvusest

ka oluliselt nihutatud asendis. Esmaste settekivimite eristamine neis kivimikompleksides on tihti väga raske, rääkimata neis primitiivsete eluvormide registreerimisest ja uurimisest. Siit tulenebki järeldus, et paleosoikumi ja sellest vanemate kivimite vahel kulgeb Maa arengus väga tähtis ja terav piir, mis kajastub ka üldises geokronoloogias ja geoloogiliste uurimisviiside metodoloogias. Seda piiri käsitatakse Maa arengu suuretappide *krüptosoikumi* (eluvormide peidetud periood) ja *fanerosoikumi* (nähtavate eluvormide aeg) piirina. Paljudel juhtudel markeerub see piir ka geoloogilistes kehades väga teravalt – näiteks vanadel platvormidel, kus krüptosoikum on esindatud kurrutatud ja metamorfiseerunud aluskorrana, fanerosoikum aga horisontaallasuvuses settekivimitest koosneva pealiskorrana. Üldjoontes on pilt samasugune ka meil Eestis.

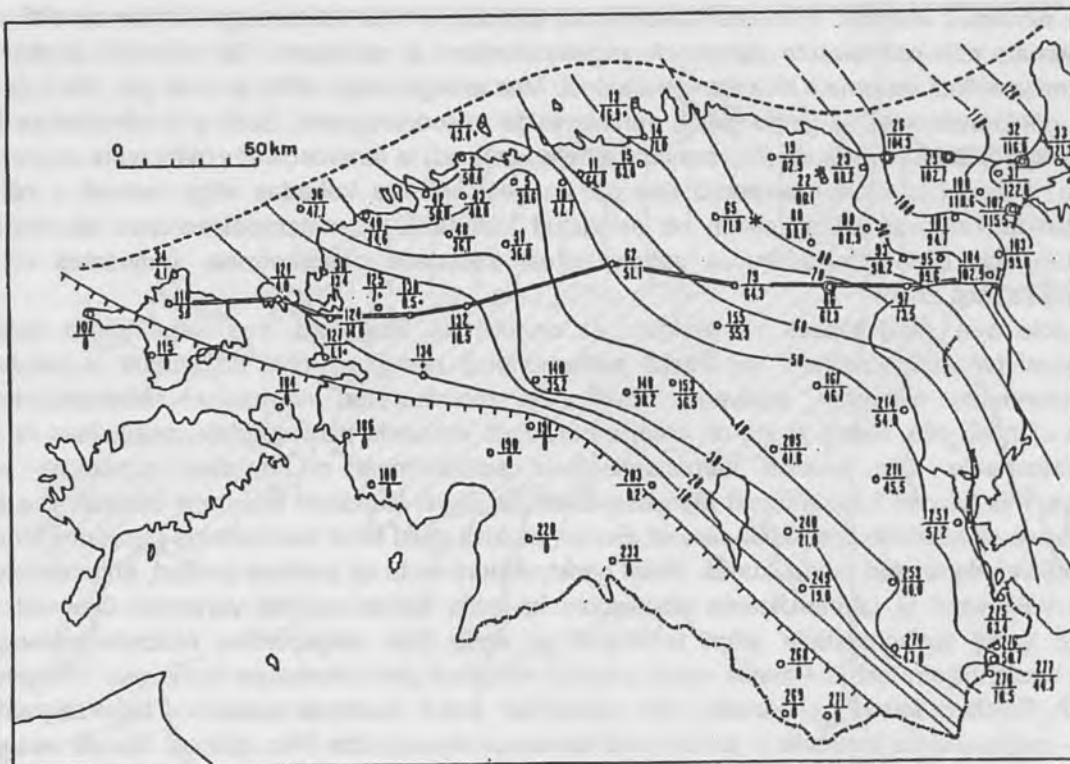
Ometi pole see siiski täpselt nii. Selgub, et on olemas läbilõikeid, kus kambriumile eelneva proterosoikumi (või krüptosoikumi või lihtsalt eelkambriumi) noorimad kihid on samuti rikkumata ja metamorfiseerumata olukorras, lasuvad rõhtsalt ning moodustavad normaalse settekompleksi – pealiskorra alumise osa. Seegi ilming on omane peamiselt vanadele platvormidele, sealhulgas ka Ida-Euroopa lavamaale. Siin levivad kambriumeelseid settekivimeid on hakatud nimetama vendi kompleksiks, mis tuleneb Läänemerest lõunasse-edelasse jääval laialdasel alal meie ajaarvamise algul elanud lääneslaavi hõimude veneedide nimest. Esmalt eraldati need kihid Ida-Euroopa platvormil Moskva ja Leningradi vahele rajatud puuraukudes. Sellel geostruktuuril on ta ka parimini uuritud, eriti seetõttu, et hiljem leiti Valgevene ja Lääne-Ukraina läbilõigetel ka selle settekompleksi vanemad üksused, mis võimaldasid vendi iseloomustada väga terviklikult ja anda talle selgepiiriline ajaloolis-geoloogiline tõlgendus. Veelgi hiljem leiti just nimelt vendi setetest rikkalikult pehmekehalise fauna (nn. “Valgemere bioota” või “Ediakari fauna”) jäänuiseid, mis võimaldas vendi käsitleda iseseisva biostratigraafilise üksusena – paljurakuliste loomade ja ka taimede formeerumisperioodina Maa ajaloos. Nende uuringute alusel tõstatati hiljem vendi kompleksile ladestu (ajastu) staatuse andmise küsimus, mis aga rahvusvahelises ulatuses pole veel lahendust leidnud. Ida-Euroopa vendiga samavanuselisi kihte on praegu teada maailma mitmest regioonist – Austraaliast (ediakaarium), Kanadast, Siberist (judoomium), Uuralist (“terminaalne” rifeus, kudaš), tõenäoliselt ka Hiinast (osa nn. siniumist). Nende kihtide uurimine ja stratigraafiline rööbistamine kestab rahvusvahelises ulatuses ja pole veel kaugeltki selge, milline nimetatud ünikutest murrab endale tee rahvusvahelisse nomenklatuuri.

Vend Ida-Euroopa platvormil jaguneb mitmeti. Mugavaim on ta jaotada kolmeks seeriaks: Viltšani, Volõõnia ja Valdai seeriaks. Neist kaks esimest moodustavad alamvendi, mis on suhteliselt piiratud levikuga, olles seotud peamiselt platvormi aluskorda lõikunud sügavate nõgude – aulakogeenide – lähiümbrusega. Ka oma olemuselt on alamvend iseäralik – selles puuduvad tüüpmerelised settekivimid. Viltšani seerias valdavad selleaegse mandrijääätumise kontinentaalsed setted (tilliidid, jääsulavetesetted), Volõõnia seeriale on iseloomulikud vulkaanilised ja püroklastilise lisandiga kivimid.

Ülemvendina käsitatav Valdai seeria on juba esindatud tüüpiliste settekivimitega ja ta jaotub kaheks suhteliselt iseseisvaks settimistsükliks, millest Eesti alale ulatuvad ainult noorimad – hilisvendi teise poole setendid (Kotlini lade). Needki hõlmavad vaid kirdepoolse osa Eesti territooriumist (joon. 9).

Kuigi vendi setted Eestis maapinnale ei avane, on nende levik ja liigestus hästi teada tänu arvukatele puuraukudele, mis läbisid neid kihte viimaste aastakümnete geoloogilise kaardistamise töödel. Olulise panuse vendi uurimisse andsid algul just kaardistamistöodel osalenud geoloogid A. Mardla, E. Erisalu, E. Kala, P. Vingisaar, K. Kajak, K. Suuroja, hiljem teadurid K. Mens ja E. Pirrus. Ühiste pingutuste tulemusena on siin välja töötatud detailne, kihistikeni viimistletud stratigraafiline skeem, mille kasutamine on end õigustanud ka praktikas (joon. 11).

Selle skeemi kohaselt on vendi setted Eestis esindatud kolme kihistuga. Alumise, valdavalt liivakividest ja aleuroliitidest koosneva, moodustab Gdovi kihistu (jaguneb kolmeks kihistikuks). Keskmine on esindatud Kotlini kihistu võimsa, kuid sümmeetriliselt liigestuva savilasundiga (jaguneb samuti kolmeks kihistikuks). Ülemine, Voronka kihistu, koosneb jällegi valdavalt liivakividest ja aleuroliitidest ning vastab vendi viimasele, regresseeruva basseini arenguetapile. Kihistute paksused on territoriaalselt küllaltki muutlikud, kuid siiski üsna lähedased, ulatudes tavaliselt 30–40 m piiridesse. Seega on vendi kivimite paksus Eesti idapiiril 80–100 m piires, kust nii lõuna kui ka lääne suunas toimub selle järkjärguline vähenemine (joon. 9).

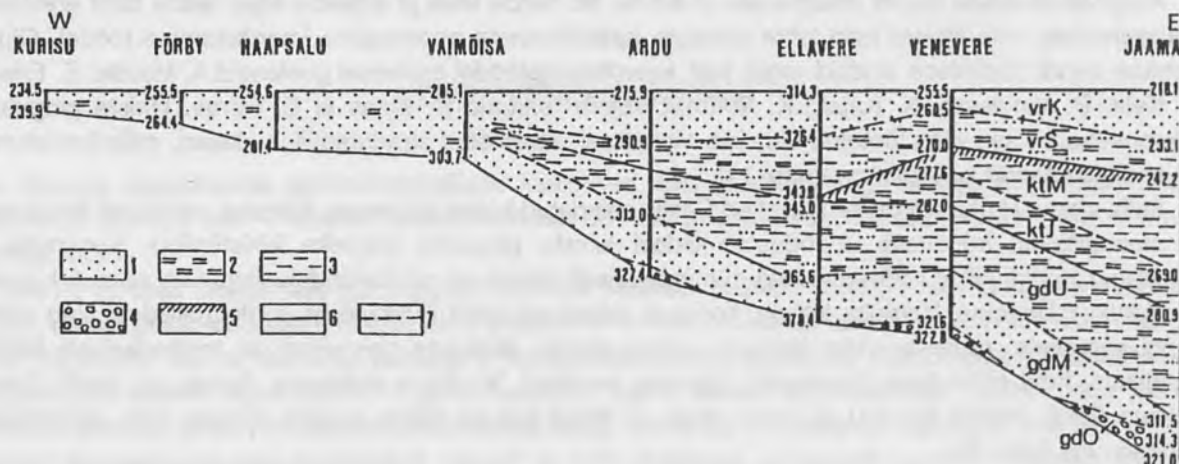


Joon. 9. Vendi kihtide levik ja paksused Eestis (Geology and mineral resources..., 1997).

Numbritega on näidatud puuraugu number (lugejas) ja kihi paksus (nimetajas), joontega samapaksusalad, hambulise joonega levikupiir ning topeltjoonega joonisel 10 toodud profiili asend

Niisiis on vendi läbilõige Eesti alal üsna lihtne. Kihistute eraldamist soodustavad siin kivimite erksad värvitoonid, mis muutuvad eri üksustes üsna seaduspäraselt. Nii on Gdovi kihistu vähegi savikomponenti sisaldavad kivimid kirjuvärvilised – halli- ja punaselaigulised, kohati, eriti allosas, intensiivselt punakaspruunid. Liivakividki on terade ümber moodustunud hematidisärgi tõttu sageli pruuni- või punakatoonilised, vähemalt roosakashallid, seda osalt ka rohke päevakivilisandi tõttu. Kotlini kihistu seevastu on esindatud üksnes hallitooniliste kivimitega, erandi moodustab vaid kohati tema ülaosa markeriv ookerkollane murenemiskoorik. Lasuv Voronka kihistu on allosas jällegi valkjashalli-punakaspruunikirju, ülemises liivakamas osas aga valge või helehall – alumistele kihtidele omane päevakivilisand neis liivakivides puudub.

Raskusi tekib vendi läbilõike liigestamisel vaid Eesti lääneosas, lääne pool Võrtsjärve–Tapa joont, millest kaugemale kaht kirjuvärvilist kihistut eraldav Kotlini hallide savide lasund ei levi (joon. 10).



Joon. 10. Vendi kihtide muutused laiusesuunalisel profiilil:

1 – liivakivid, 2 – aleuroliidid, 3 – savid, 4 – sorteerimata purdkivimid, 5 – murenemisilmingud, 6, 7 – kihistute ja kihistike piirid

Laskumata Eesti vendi läbilõike detailkõikumustesse, märkigem siiski, et eraldatud kihistud ja kihistikud peegeldavad väga hästi sellel ajalõigul meie alal valitsenud ja üksteisele järgnenud settimisolukordi ning on seetõttu selge fatsiaalse sisuga.

Nii on alumine – *Gdovi kihistu* suhteliselt kiiresti aluskorra pealispinnale kuhjunud liivade, aleuriitide või halvasti sorteeritud murendi kogum. Setetes valdav punavärvilisus, kihilisuse iseloom ja savikomponendi kõrge kaoliniidisisaldus näitavad üheselt, et kihistu näol on tegemist poolkontinentaalsete, kuigi ilmselt basseiniiliste moodustistega (rannatasandik, suur järv?). Kihistu levila ühtib vendi levikualaga, ta on paksem idaosas, ulatudes 40–45 meetrini.

Gdovi nimetus pärineb Peipsi-taguselt Gdovi (Oudova) linnalt, kus need kihid arvati tektoonilise rikke tõttu maapinnale tulevat. See seisukoht osutus hiljem ekslikuks – esmapüstitus aga on geoloogilises protseduuris kõige määravam ja seetõttu jäi geograafiline nimi püsima.

Lasuva *Kotlini kihistu* ladestumise ajal saavutas vendi basseini oma vajumismaksimumi. Selleaegne basseini hõlmas Ida-Euroopa platvormil hiigelala ja setted on kõikjal, vähemalt lasundi keskosas, esindatud omapäraste peenkihitatud hallide savide – nn. laminariitsavidega (nimi pärineb oletatavalt – nüüd ekslikuks osutunud vetika *Laminariitese* jäänuselt). Kotlini nimetus pärineb samanimeliselt saarelt Soome lahes, millel paikneb Kroonlinn.

Laminariitsavi peenekihilisus on sundinud uurijaid otsima tema tekkeloos analoogiaid jääjärveliste viirsavidega, vähemalt oletama tema sedimentatsiooniolustikus mingit kontrastselt toimunud rütmi, mis on süvavees ja rannast kaugel settinud savilasunditele ebatavaline. Ka otseste mereliste indikaatorite puudumine Kotlini savides (nagu kogu vendi läbilõikeski Eestis!) sunnib otsima sellele savilasundile mõnevõrra eksootilisemat tekkeskeemi, eeskätt tugevasti magestunud olustikku suhteliselt jahedas kliimavöös (Pirrus, 1992).

Kotlini kihistu paksus ulatub Eesti alal 60 meetrini. Narvast ida poole paksus pidevalt suureneb, moodustades Peterburi juures juba 100–200 m. Eesti geoloogid eraldavad Kotlini kihistus 3 kihistikku – Jaama, Meriküla ja Laagna (joon. 11). Kotlini kihistu lõpuperioodil väljus Eesti ala osaliselt vee alt – sellest annab tunnistust 2–7 m paksuse ookerkollaseks värvunud murenemiskooriku olemasolu tema pealispinnal (Mens, Pirrus, 1969, 1970).

Ladestik	Seerla	Lade	Kihistu	Kihistik	Lühilseloomustus
ÜLEMVEND	VALDAI	KOTLIN	VORONKA	Kannuka	Valged liivakivid
				Sirgala	Kirjuvärvilised aleuroliidid ja savid
			KOTLIN	Laagna	Hallid savid ja aleuroliidid
				Meriküla	Hall savi
				Jaama	Hallid aleuroliidid ja savid
			GDOV	Uusküla	Kirjuvärvilised aleuroliidid ja savid
				Moldova	Roosakad põlevakivirikad liivakivid
				Oru	Sorteerimata savi-liiva-kruusakivim

Joon. 11. Vendi stratigraafiline liigestus Eestis

Geoloogilise andmestiku põhjal ei saanud see kuivamaaperiood olla kuigi kestav – platvormi siseosas Vene aladel pole see registreeritavgi. Ka Eesti alal järgnes murenemiskooriku tekkele uus vajumine ja madalaveelise äärebasseini kujunemine. Selle settimisetapi kivimid moodustavad noorima – *Voronka kihistu*.

Eelmiste perioodidega võrreldes on aga Voronka-aegne settimisolustik paljuski muutunud. Selle olemus pole veel lõplikult selge, igatahes settematerjalis ei kajastu enam aluskorrakivimite otsene mõjutus ega ka Kotlini-aegne materjali kaugtransport. Voronka kihistu setted on mineraloogiliselt väga küpsed, vihjates intensiivsele keemilisele murenemisele sissekandealal või vähemalt selle settekiivimilisele koostisele. Selgesti on temas eristatavad kaks osa: alumine kirjuvärviliste savide ja aleuroliitide kompleks (Sirgala kihistik) ja ülemine puhaste valgete liivakivide kogum (Kannuka kihistik).

Peab veel lisama, et tervikuna levib Voronka kihistu praktiliselt ainult Eestis. Lõuna pool – juba Lätis – ta kiildub, samuti kiildub välja Peterburi suunas kusagil Kotlõ–Gatšina joonel. Siiski on kihistu ainsad paljandid teada just Leningradi oblasti lääneosast – Sista ja Voronka jõelt, kust kihistu on saanud ka oma nime (Mens, Pirrus, 1971).

Niisiis oli vendi settimisala taandumine Eestist küllaltki mõistatuslik mitmeastmeline protsess, mille suhted ülejäänud alade kihtidega vajavad veel selgitamist. Viimast takistab oluliselt teiste alade vendi puudulikum uuritus, aga ka täpsete korrelatsioonivõimaluste piiratus vendi kihtide rööbistamisel üldse. Igal juhul haaras Eestit piisavalt esimene platvormi pealiskorda formeerima hakanud settimisperiood, millele järgnes üldine maapinna tõus – ja alles pärast teatavat ajavahemikku kambriumi alguses – uus, juba normaalmerelise settimisolustikuga kambriumi mere pealetung.

Tuleb veel lisada, et rakenduslikku tähtsust vendi kivimid Eestis ei oma, kuna nad siin maapinnal ei avane. Voronka kihistu ülaosa liivad sobiksid muidu klaasitootmise ja metallurgia jaoks. Kihtide läbindamisel on tarvis arvestada nende suurt pudedust: liivaseid vahekihte ei suudeta tõsta maapinnale ka geoloogilisel puurimisel.

KAMBRIUM

Kambriumi ladestu kivimid moodustavad Eesti aluspõhjas katkematu 150–200 m paksuse kihindi, mis erinevalt vanematest vendi settekivimitest avanevad Põhja-Eesti kitsal rannaribal ka maapinnal. Kambriumi kihte uuriti põhjalikult aastatel 1965–1990 tänu rohkele puursüdamikumaterjalile ja kujunenud soodsale uurimisolukorrale. Viimasesest märkigem suurt rahvusvahelist huvi neil aastail kambriumi ajastuga seotud probleemi vastu, mis formeeris endises NL-s ühtseks kollektiiviks suure edukalt töötanud uurijategrupi, andis mitmeid ühiseväljaandeid koos Poola geoloogidega (NL–Poola ühistöögrupi kokkuvõttemonograafiad) ja rahvusvahelise stratigraafiateenistusega (Ida-Euroopa kambriumi korrelatsiooni skeemi väljatötamine jne.). Alates 1965. aastast töötas TA Geoloogia Instituudis püsivalt viljakas kambriumi tööruh (K. Mens, E. Pirrus), kes lülitas kõigisse ülalmainitud üritustesse ja töötas süstemaatilisel läbi kogu Eesti alalt laekunud uue materjali. Nende nimede kõrval tuleb märkida muidugi ka Eesti ala kaardistajaid – eeskätt A. Mardlat, E. Kala, K. Kajakut, S. Mägi, K. Suuroja jt., kes sellesse valdkonda oma panuse andsid, samuti episoodiliselt osalenud noori uurijaid E. Posti, M. Rätsepä, I. Paalitsat, I. Puurat. Eesti ala uurimisele osutasid märkimisväärset abi ka naaberlade mikropaleontoloogid – eeskätt N. Volkova, L. Paškevičiene, T. Jankauskas, V. Kirjanov, S. Hagenfeldt jt.

Varasematest uurijatest tuleb nimetada A. Mickwitzit, Fr. Schmidt, K. Linnarssoni ja A. Öpikut – paraku piirdus nende uuring üksnes Põhja-Eesti paekaldal avanevate kihtidega, mis moodustab tänaste ettekujutuste kohaselt vaid suhteliselt väikese osa kogu kambriumi läbilõikest Eestis.

Tuleb kohe öelda, et märgitud aastakümnete peamine uurimistulemus tõi esile just kambriumi läbilõike ootamatult suure muutlikkuse ja keerukuse Eesti aluspõhjas (joon. 12). Nii selgus, et siin kõige täielikumalt esindatud alamkambriumi ladestik koosneb kolmest erivanuselise allüksusest – seeriast,

Ladestik	Lade	Seeria	LÄÄNE-EESTI	PÕHJA-EESTI	KAGU-EESTI
ÜLEMKAMBRIUM			KALLAVERE	KALLAVERE TSITRE ÕLGASE	KALLAVERE PETSERI
					PAALA
KESKKAMBRIUM	PAHERIAI				
	DEIMENA	Delmena	RUHNU		
	KYBARTAI				
ALAMKAMBRIUM	RAUSVÉ	Aisčiai	IRBE		VAKI
	VERGALE		SOELA		
	LJUBOML'				
	DOMINOPOL'	Lirvi	TISKRE	TISKRE	
			LÜKATI	LÜKATI	
			SÖRU		
	LONTOVA	Balti	VOOSI	LONTOVA	LONTOVA
	ROVNO				

Joon. 12. Kambriumi stratigraafiline liigestus Eestis.

Kivimiline iseloomustus vt. joon. 13

mis omavad sõltumatu levikupildi ja on üksteisest eraldatud lünkade ja põiksustega, kujutades niisiis suuri iseseisvaid etappe kambriumi kivimite tekkeloos (Balti, Liivi ja Aisčiai seeria). Lisandusid ka uued andmed seni lihtsustatult käsitletud kesk- ja ülemkambriumist. Kõrvuti vertikaalse liigestatusega ilmnes asjaolu, et antud kivimkehad ja läbilõiked asendavad üksteist ka rajooniti: tuntuks saanud Põhja-Eesti läbilõikeosad näiteks Lääne-Eestis puuduvad. Seal levivad täielikul kujul hoopis alamkambriumi kõrgeimad osad jne.

Seepärast käsitleme kõigepealt kambriumi ülesehitust tema alajaotuste kaupa, seejärel näitame ära põhierinevused kolme peamise piirkonna – Põhja-Eesti paekaldalähedase ala, Lääne- ja Lõuna-Eesti piirkondade vahel.

Alamkambrium

Kambriumi vanim osa eraldatakse **Balti seeriana**. Balti seeria vanimad kihid meil puuduvad. Naaberladel Lätis, Leedus, Venemaal, Valgevenes ja Ukrainas on need kihid tuntud Rovno lademena. Niisiis jõudis alamkambriumi meri meie alale neist naaberregioonidest mõnevõrra hiljem.

Põhja-Eestis kuulub Balti seeriasse vaid üks kihistu – *Lontova kihistu* –, teisisõnu, meie klassikaline sinisavi maksimaalpaksusega ca 80 m. Tõsi küll, lääne suunas muutub savi järk-järgult liivavahekihtide-rikkamaks ja läänesaarte – väinade piirkonnas on need juba valdavad, mistõttu siin kannab kihistu *Voosi kihistu* nime. Mõlemad kihistud ühendatakse paleontoloogiliste leidude alusel ühte Lontova lademesse.

Tõepoolest, Lontova kihistu sinisavi on tüüpiliste mereliste joontega settekivim – temas esineb vaid meres elanud organismide jäänuseid ning üksnes meres tekkivat mineraali glaukoniti. Merelisele tekkeviisile viitavad ka fosfaadiilmingud, rikkalik püriidilisand, tekstuudid ja muidugi lasundi levik väga laial alal. Huvitav on neis savides karbonaatse komponendi täielik puudumine (primaarsel kujul) – see osutab savi ladestumisele suhteliselt jahedas kliimaolustikus, igatahes mitte ariidses või troopilises basseinis, nagu see on täheldatav lasuvate ordoviitsiumi ja siluri lubjakivide puhul.

Lontova kihistu (sinisavi) liigestub idaosas neljaks kihistikuks (Sämi, Mahu, Kestla, Tammneeme), *Voosi kihistu* läänes kolmeks (Taebla, Palivere, Tammneeme). Seejuures kõige liivavaesem savi paikneb lasundi keskosas – merebasseini kõige ulatuslikuma pealetungi perioodi kajastajana. Koostiselt on tegemist vähese kloriidilisandiga hüdrovilksavidega, nagu mereliste savidele üldiselt omane. Seetõttu on savi ka kergsulav ning vaid ehitusmaterjalitööstuses kasutatav. Tema mineraalses koostises on leitud huvitavad detailid – kolm generatsiooni hüdrovilku (illiiti), mis lubab üksikasjalikumalt taastada selle, meie läbilõike unikaalse kivimkeha tekkeloo.

Sinisavil on suur rakenduslik tähtsus – kogu Eesti keraamika- ja tsemenditööstus baseerub sellel tooraineliigil. Praegu töötab kaks karjääri – Aseri ja Kunda. Sinisavi selline tähtsus ei tulene niivõrd tema koostisest ja füüsikalistest omadustest, kuivõrd oleneb just tema tootmise soodsatest mäenduslikest tingimustest ja jämedamate kivimiosakeste puudumisest. Savi on väga ühtlase koostisega vähemalt 30 m paksuses (Kestla kihistik) ja sadade kilomeetrite ulatuses, mis võimaldab rajada suuri karjääre ja kaevandada väga tootlikult. Probleemiks on savi mitte eriti kõrge plastsus ja kahjulik püriidilisand, mis põhjustab näotuid ja kahjulikke kirmeid punasetoonilisel valmistoodangul.

Lõuna-Eestis kahaneb Lontova kihistu paksus kulutuse tõttu 30–40 meetrini, lääne suunas, nagu öeldud, asendub ta liivase Voosi kihistuga ja kiildub meie läänesaarte piirkonnas hoopis – osalt kulutuse, osalt aga selleaegse rannajoone läheduse tõttu.

Lontova kihistu sisaldab primitiivsete selgrootute loomorganismide jäänuseid *Platysolenites*, *Sabellidites*, *Aldanella*, mitmeid problemaatilisi vorme ja rohkesti püritiseerunud või aleuriiditaidisega roomamisjälgi. Trilobiite – kambriumile iseloomulikke vorme – ta veel ei sisalda. Seepärast käsitletaksegi Balti seeriat tervikuna sageli nn. trilobiidieelse kambriumina.

Liivi seeria

Liivi seeriasse loetavad alamkambriumi setted on keerukama ehitusega, üldsusele vähemtuntud ja koostiselt ning paksuseltki Eesti alal muutlikumad. Nad lasuvad selge katkestusega kas Lontova kihistul või meie läänesaartel (kus vend ja Lontova kihistu puuduvad) koguni aluskorra pealispinnal. Liivi seeria maksimaalpaksuseks meie alal on 70–80 m, kuid nagu öeldud, on see muutlik.

Eraldatakse kolm kihistut (alt üles): Sõru, Lükati ja Tiskre. Neist esimene – *Sõru kihistu* – levib läänesaartel ja mandri lääneosas ning on esindatud üsna ilmetute savikate aleuroliidide ja liivakividega; kohati esineb selles ka jänepurdseid kruusapindu. Kihistu maksimaalpaksused on Saaremaal, sealt jätkub ta edasi Lätimaale, kus on tuntud Oviši kihistu nime all. Kihistu moodustab Liivi seeria vanima

basaalse osa, millel on eeskätt teoreetiline tähtsus. Praktilisi kokkupuutepunkte meil Sõru kihistuga tema suure lasumussügavuse tõttu ei ole.

Lükati kihistu on enam tuntud eeskätt Põhja-Eesti paekaldal, kus ta tihti tuleb maapinnale ja kus ta lasub vahetult Lontova kihistul (Sõru kihistu Põhja-Eestisse ei levi). See 9–15 m paksune rohekashallide savide ja aleuroliitide vahelduv kompleks on vähemkogenud geoloogilegi lamavast sinisavist raskesti eraldatav, mistõttu tihti pannaksegi piir nende vahele ekslikult või käsitatakse ka Lükati kihistu alumist osa “sinisavina” laias mõttes. Seda segadust tugevdab ka rakenduslik aspekt – mitmes karjääris (Kopli, Kolgaküla) toodeti keraamikatooraineks ka Lükati kihistu alumist, peaaegu tervikuna savidest koosnevat 2–3 m osa. Tõsi, ülespoole savi osakaal pidevalt väheneb ja segavate aleuroliidikihtide osakaal kasvab.

Paleontoloogiliselt erineb aga Lükati kihistu lamavast Lontova savist kardinaalselt – siin esinevad trilobiitide, käsijalgsete, ostrakoodide ja mitmete teiste organismide (juhtvorm *Volborthella*) jäänused, kaovad Lontova kihistule omased püriidistunud roomamisjäljed, ilmuvad hoopis keerukamad, sageli väga rikkalike kooslustena esinevad uuristusjäljed kihipindadel. Hoolikal vaatlusel leiame sageli Lükati ja Lontova kihistute piiril iseloomuliku mustadest fosfatiseerunud veeristest jänepurdse konglomeraadikihi.

Lükati kihistu paksus väheneb lõuna suunas ja Tartu–Viljandi joonest kaugemal on ta läbilõikest juba kulutatud.

Tiskre kihistu on samuti tuntud Põhja-Eesti paekaldal. See Liivi seeriat lõpetav 15–20 m paksune kihistu on peaaegu kogu ulatuses esindatud valgete ühtlaseilmeliste jämedateraliste aleuroliitide või peeneteraliste liivakividega, milles leidub vaid üksikuid savivahekihte. Tiskre kihistu on intensiivse lainetuse mõjuvõõndis kujunenud madalmeresete, mis peaaegu ei sisalda elusorganismide jäänuseid. Vaid kihistu alumisel piiril leiame sageli õhukese mõnesentimeetrise kihi nn. *Mickwitzia*-konglomeraati, mis sisaldab mustade fosfatiseerunud aleuroliidiveeriste kõrval ka rohkesti ümardunud-plaatjaid käsijalgsete kodade fragmente. Selle kihi P_2O_5 sisaldus ulatub 5–8%-ni ja sisuliselt kujutab endast meie läbilõike esimest karpfosforiidilmingut.

Tiskre kihistus kohtame hajutatult palju püriiti. See teeb võimatuks selle muidu suhteliselt puhta ja hästisorteeritud liivalasundi praktilise kasutamise, näiteks klaasitööstuses, kuigi 19. sajandil sedalaadi katseid Viimsi poolsaarel ette võeti.

Tiskre kihistu kiildub samuti kiiresti lõuna ja ida suunas (ulatub Leningradi oblastis veel Luuga-tagusele alale), kuid tema levikukontuur pole väga täpselt ja usaldusväärselt määratletav. Esiteks on raskendatud Tiskre kihistu eristamine puursüdamikes lasuvast Soela kihistust Lääne-Eestis ja ka Vaki kihistust või oletatavatest keskkambriumi liivakividest Lõuna-Eestis. Teiseks puuritakse neid kihte kivimite pudeduse tõttu praktiliselt südamikuta. Piiritlemise aluseks on teatud mineraloogilised ja tekstuursed tunnused, levikueärasustest teadaolevad seaduspärasused ja mõned muud tunnused, mida oskab kasutada vaid kambriumi läbilõike hea tundja.

Liivi seeria sette kivimitega lõpebki meie klassikaline Põhja-Eesti paekalda kambriumi läbilõige (kui mitte arvestada laikudena esinevaid ülemkambriumi jääksaari). Paljudes kohtades lasub Tiskre kihistu kulutuspinnal juba ordoviitsiumi Pakerordi lademe liivakivi selles kohati sisalduva fosforiidi kihindina. See loob illusiooni, nagu moodustaks Tiskre liivakivi kambriumi kõrgeima taseme – seetõttu on teda varasemas kirjanduses käsitatud ka keskkambriumina. Tegelikult oleme jõudnud alles alamkambriumi keskpaika. Liivi seeria kivimid moodustavad ühe – Dominopoli lademe (varem Lükati, Talsi).

Aisčiai seeria

Põhja-Eesti paekalda rajoonist lääne ja edela suunas ilmuvad Liivi seeria peale alamkambriumi noorima settekeha – nn. Aisčiai seeria kivimid, mis oma nime on saanud tüüpalalt Leedus ja mis tegelikult kõige täiuslikumalt on esindatud Lääne-Lätis. Aisčiai seeria lasub jällegi põiksusega mitmesugustel kivimitel – Leedus ja Edela-Lätis aluskorral, Põhja-Lätis ja Eestis Liivi seeria erinevatel tasemetel (kord Lükati, kord Tiskre kihistul), idapoolsel mandrialal koguni Lontova kihistul. Niisiis ilmneb seeria alumisel piiril tähelepanuväärne põiksus ja tema siseehituski on küllalt keerukas. Seeria üldpaksus Läti ja Leedu alal ulatub 100–150 meetrini, Eesti alal, kus kulutusest on säilinud vaid seeria alumine osa, ulatub see enamasti 30–50 meetrini, olles suurim (50–60 m) ja esinduslikum Saaremaa kohal. Aisčiai seeria ei avane kusagil maapinnal – teda on tundma õpitud üksnes puuraukudest.

Seerias eraldatakse kolme kihistut – *Soela*, *Irbe* (varem Irbeni) ja *Vaki* kihistut. Neist kaks esimest lasuvad selgelt piiritletuina teineteise peal Eesti lääneosas, kolmas – Vaki kihistu – on aga käsitletav nende mõlema fatsiaalse erimina idapoolsetes Mandri-Eesti läbilõigetel, kus mõlemad eelnimetatud kihistud ei ole omavahel enam eristatavad.

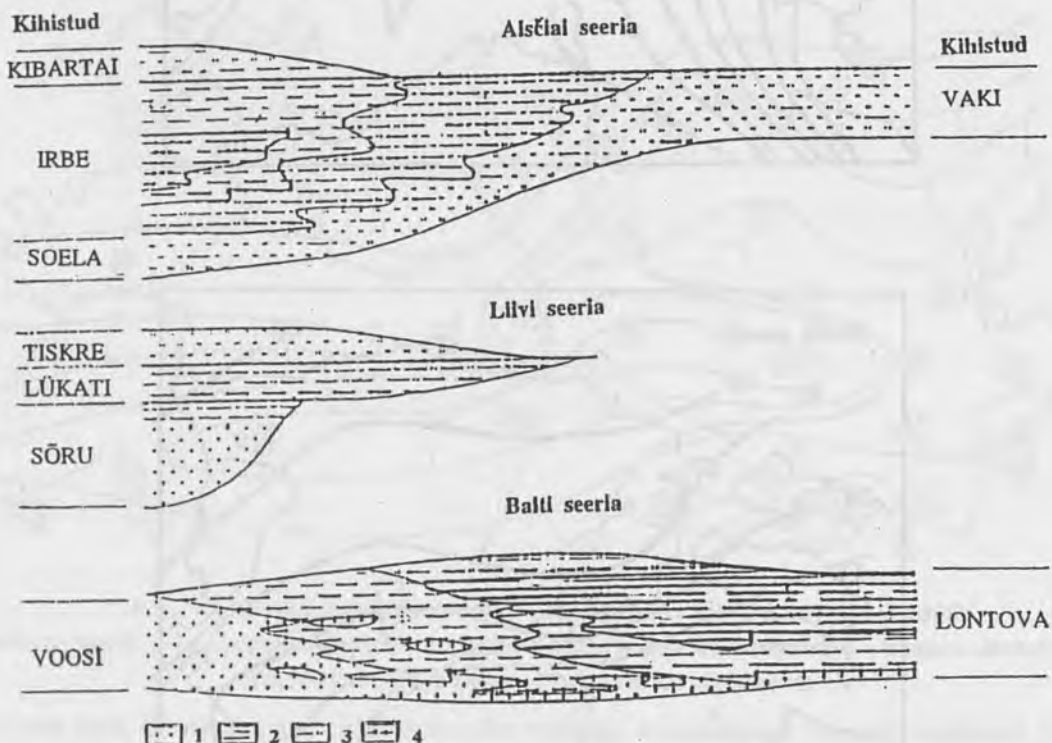
Kõik Aisčiai seeria kihistud on esindatud peamiselt aleuoliitide või peeneteraliste liivakividega. Kõige puhtam ja sorteeritum neist on Soela kihistu, kõige savirikkam Irbe kihistu, mis Läti suunas läheb üle ka savideks. Eesti alal on Aisčiai seeria kivimid väga paleontoloogiliste leidude vaesed, nende rööbistamine ja vanuseline tõlgendus toetub suures osas Läti ja Leedu uurimisandmetele, mis tänaseks on usaldusväärse standardi tasemel. Neilt aladelt on leitud ka trilobiidid, mis võimaldavad väga kindlalt määrata seeria asendi kambriumi üldläbilõikes.

Märkigem siinkohal vaid, et seeria savikad tasemed on väga roomamisjälgederikkad – pehmekehalised organismid on siin kõik savikad vahekihid lausa “läbi pööranud” ja kujundanud omapärase nn. “kraksten-tekstuuri” – intensiivse bioturbatsiooniilmingu. See on ka Irbe kihtide üheks oluliseks eristamiskriteeriumiks – selline nähtus on meie läbilõike teistes osades kordumatu.

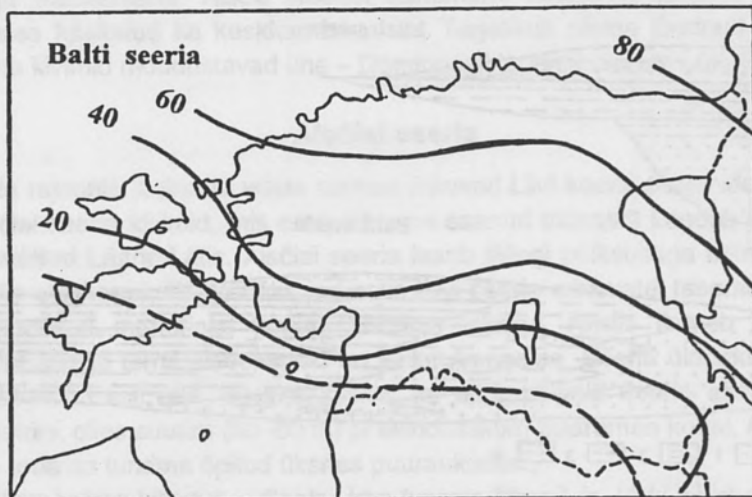
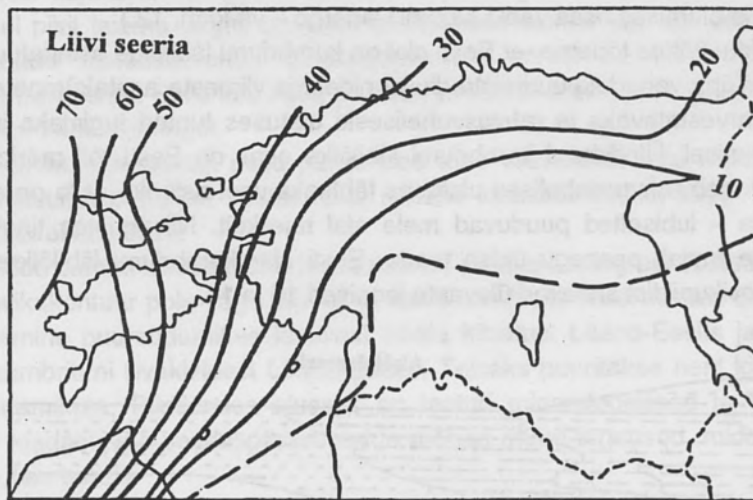
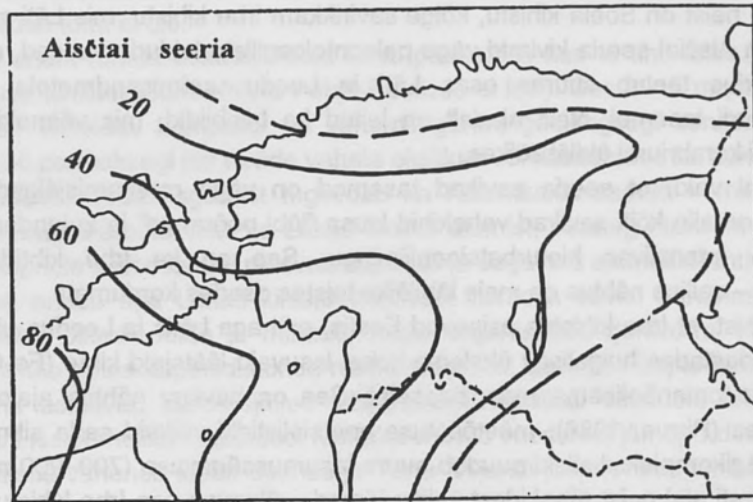
Vajab veel rõhutamist, et Irbe kihistus esinevad Eestis, eriti aga Lätis ja Leedus ulatuslikud settelised ooidraumaagid, moodustades hulgaliselt üksteise kohal lasuvaid läätsjaid kihte (Fe_2O_3 sisaldusega 30–50%) ja tervikuna ühe omanäolisema maagibasseini. See on huvitav nähtus ajaloolis-litoloogilises ja mineraloogilises mõttes (Pirrus, 1986), mäetööstuse spetsialistidki võiksid seda silmas pidada. Raken- duslik tähtsus sel maagikompleksil siiski puudub suure lasumussügavuse (700–900 m Lätis, 300–400 m Eestis) tõttu. Ka on Eesti alal neist maakidest vaid säilmed – ülemine osa Irbe kihistust on valdaval osal saartest, näiteks Hiiumaal, ära kulutatud ja ooidiliste vahekihtide paksus läbilõikes tühine. Eesti mandri- ossa rauamaagikihid ei ulatu – nad kiilduvad rannalähedasemate setete suunas loomulikult teel välja.

Aisčiai seeria setted kuuluvad kolme lademesse – Vergale, Rausve ja Kibartai, mida eristatakse peamiselt taimsete mikroorganismide alusel. Eestis leidub vaid alumise, Vergale lademe kivimeid. (Mõned autorid eraldavad seeria alumises osas veel Ljuboml'i lademe – vt. joon. 12.)

Kõike eeltoodut kokku võttes tõdeme, et Eesti alal on kambriumi läbilõige esindatud üsna täielikult just alamkambriumi osas. Tänu vanadele uurimistraditsioonidele ja viimaste aastakümnete hoolikale tööle on Eesti muutunud igati arvestatavaks ja rahvusvaheliseski ulatuses tuntud tugialaks just alamkambriumi arenguloo tundmaõppimisel. Ülejäänud kambriumi läbilõike osas on Eesti roll märksa tagasihoidlikum. Siinse alamkambriumi teeb rahvusvahelises ulatuses tähtsaks veel asjaolu, et ta on esindatud eranditult purd- ja savikivimitega – lubisetted puuduvad meie alal täielikult. Niisugustes tingimustes kujunenud kambriumi setteid pole mujalt peaaegu üldse teada. Eesti alamkambriumi läbilõikest ja siin eraldatud seeriaste pindalalisest levikupildist annavad ülevaate joonised 13 ja 14.



Joon. 13. Alamkambriumi seeriaste siseehitus laiusesuunalistel läbilõigetel:
1 – liivakivid, 2 – savid, 3 – aleuoliidid ja savid, 4 – götiitsed ooidmaagid

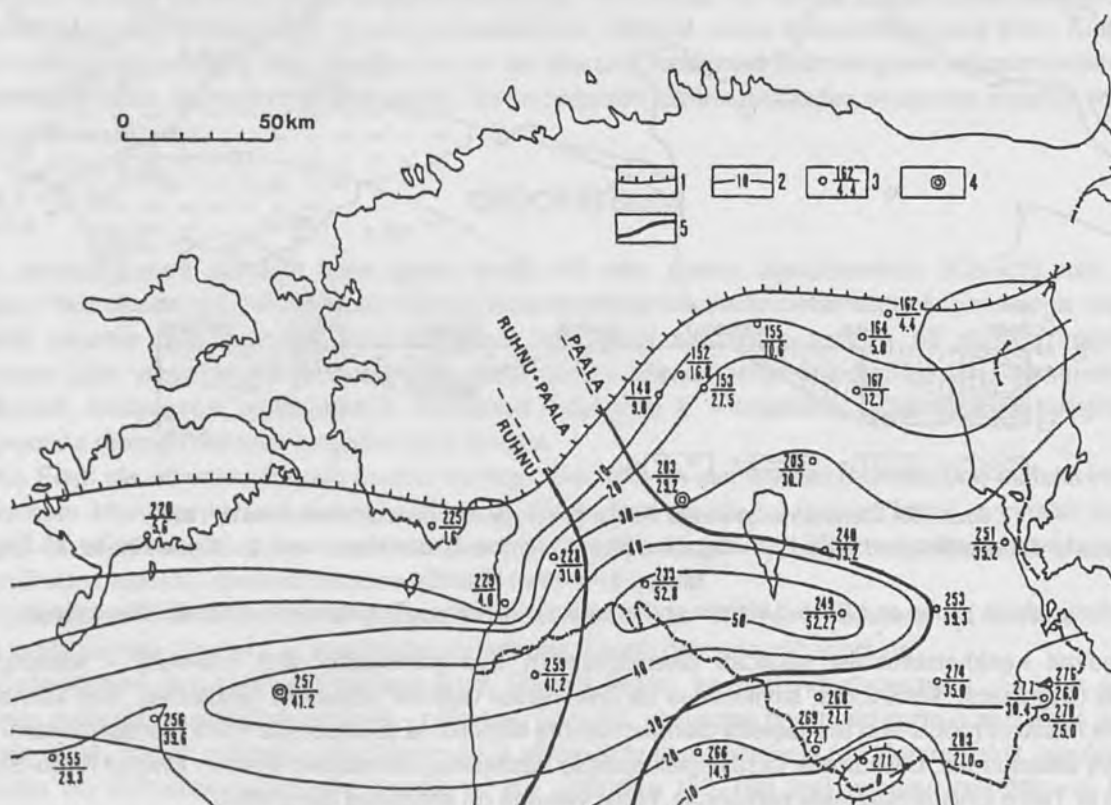


Joon. 14. Alankambriumi seeriade levik ja paksused Eestis

Keskkambrium

Keskkambrium on Eestis palju ebatäiuslikumalt esindatud: ta levib vaid Eesti lõunaosas – lõuna pool Kuressaare–Pärnu–Iisaku joont 10–40 m paksuse sorteeritud peenest liivmaterjalist kehana ja andmed tema kohta on äärmiselt napid (Pirrus, 1991). Viimane asjaolu on tingitud sellest, et puurimisel läbitakse pudedad keskkambriumi setted praktiliselt südamikku üles tõstmata, mistõttu uurijateni jõuab vaid väga vähene materjal. Sellestki pudeneb veel osa laiali südamiku ladustamisel või transpordil, samuti uurimistööga viivitamisel.

Siiski on keskkambriumi kohta õnnestunud koostada suhteliselt usaldusväärne levikukaart (joon. 15), mis osutab suurimatele paksustele Otepää ümbruses ja Ruhnu lähikonnas. Naaberladel olemasolevat silmas pidades on osutunud võimalikuks selle läbilõikeosa liigestamine kaheks kihistuks. Neist läänepoolne – *Ruhnu kihistu* – läheb sujuvalt üle Lääne-Läti ja Leedus esinevaks Deimena kihtideks, mis teatavasti on tähtsaim Balti nafta kollektor. Idapoolne eristatakse *Paala kihistuna* ja tekkelooliselt on ta seotud Moskva basseinis leviva keskkambriumi settekehadega (Sablini kihistu Peterburi ümbruses jne.). Paala kihistu peaks olema Ruhnu kihistust mõnevõrra noorem ja kusagil Pärnu–Häädemeeste–Abja ümbruses peaksid mõlemad kihistud lasuma ka Eesti alal teineteisel. Paraku ei võimalda piiratud puursüdamikumaterjal seda jälgida ning ka mineraloogilised kriteeriumid pole kihistute piiritlemiseks kuigi kindlad. Eesti idarajoonis lasub keskkambrium osaliselt Lontova sinisavidel – viimasel esineb sel puhul sagedasti hästi jälgitav murenemiskoorik, kohati isegi markeerituna valgete kaoliinsavidega. Enamikul juhtudel lasub Paala kihistu aga välisilmelt üsna samalaadsel alamkambriumi Vaki kihistul ja siis on keskkambriumi settekeha piiritlemisega suuri probleeme. Abistavad mõned mineraloogilised kriteeriumid, lähemalt on seda probleemi uuritud Põhja-Vooremaal (Mens, Pirrus, 1992).



Joon. 15. Keskkambriumi levik Eestis (Geology and mineral resources..., 1997):

- 1 – leviku põhjapiir, 2 – samapaksusjoon, 3 – puuraugu number ja paksus meetrites, 4 – kihistute stratotüüpsed läbilõiked, 5 – kahe kihistu koosinemise oletatav ala

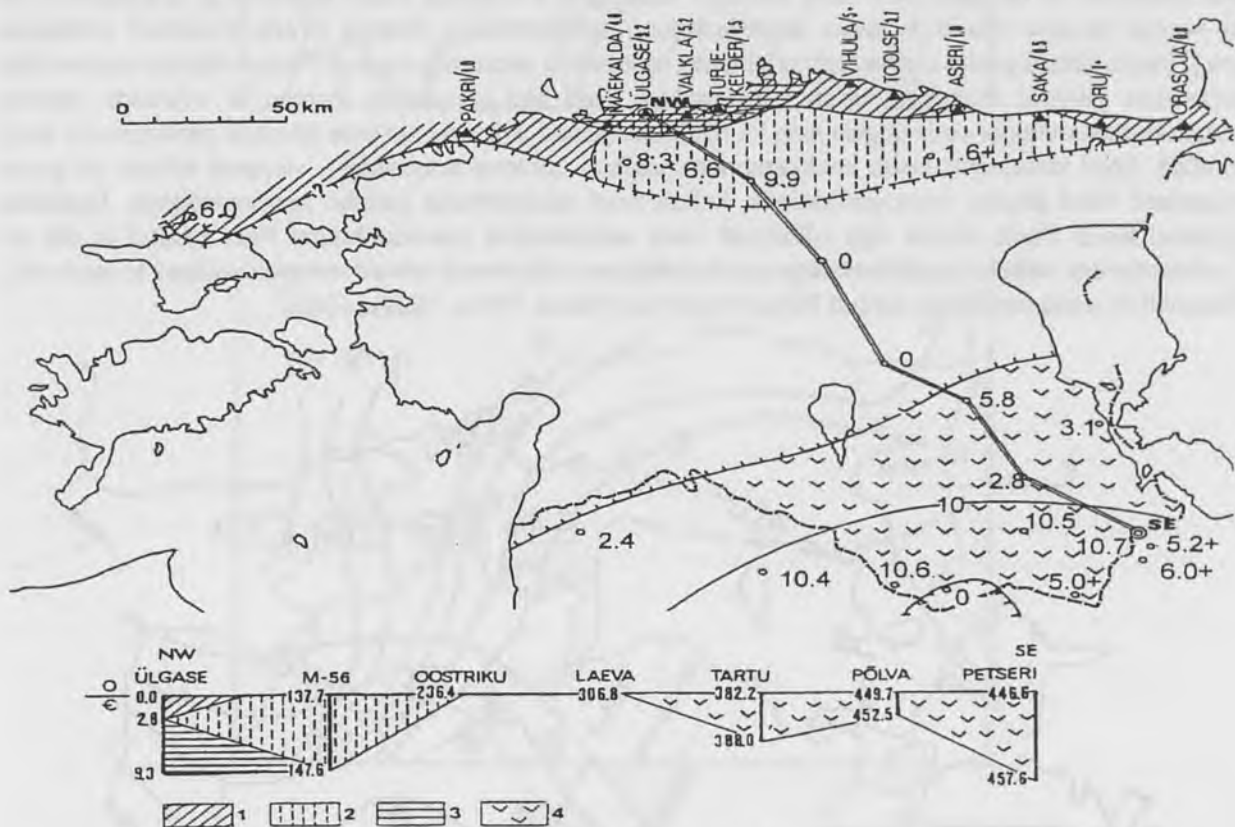
Märkigem veel, et mingisugust paleontoloogilist materjali vaadeldavast liivakivikompleksist Eesti alal leitud ei ole. Tema käsitlemine keskkambriumina tugineb naaberlade – Läti ja Venemaa – andmetele ning geoloogilist üldehitust silmas pidades on see väga tõenäoline.

Loomulikult moodustab 30–40 meetrini ulatuv kiiresti kuhjunud liivakivi vaid episoodi kogu keskkambriumi kestusest, seepärast tuleb arvata, et suurema osa sellest ajalõigust oli Eesti alal maismaaline kulutuspiirkond.

Rakenduslikku tähtsust ei näi keskkambriumi liivakivid omavat. Naftailminguid Eesti alal pole neis teada, pinnalähedase paiknemise korral sobiks nad ehk klaasliivaks.

Ülemkambrium

Ligilähedaselt sama pilt, mis ilmnes keskkambriumi puhul, kehtib ka ülemkambriumi kohta. Ka selle ladestiku setted on meie alal säilinud vaid üksikute isoleeritud jääklaikudena. Varasematel puurimistel on nad jäänud mõnikord hoopis dokumenteerimata. Need kivimkehad esinevad vaid Eesti põhjaosas – peamiselt Põhja-Eesti paekalda rajoonis (Tallinnast ida pool) ja uuesti sagedamini Kagu-Eestis, jätkudes siit edasi Vene ja Läti alale (joon. 16). Peeaegu kusagil ei moodusta need liivadest, aleuriitidest (harvem savikaist vahekihtidest) koosnevad setted üle 10 meetri ulatuvat lasundit, enamasti piirdub nende paksus mõne meetriga. Mõned ülemkambriumi kihid avanevad ka paekalda läbilõikes.



Joon. 16. Ülemkambriumi levik Eestis (Geology and mineral resources..., 1997).

Erinevate kihistute oletatavad levilad: 1 – Kallavere kihistu ülemkambriumi kuuluv osa, 2 – Tsitre kihistu, 3 – Ülgase kihistu, 4 – Petseri kihistu.

Puuraukude juures on näidatud ülemkambriumi paksus meetrites. Topeltjoon tähistab läbilõike asendit

Erinevalt keskkambriumist sisaldab ülemkambrium aga paleontoloogilist materjali – käsijalgsete kodusid (lingulaate), konodonte, savikihtides ka üheraksete vetikate jäänuseid (akritarhe). See võimaldab läbilõike üksikosi rööbistada teadaoleva ülemkambriumi läbilõikega ja liigestada Eesti ülemkambriumi veel mitmeks allüksuseks. Laskumata üksikasjalikumasse käsitusse, nimetagem *Petseri kihistut* Kagu-Eestis, *Ülgase* ja *Tsitre kihistut* paekalda piirkonnas. Neist viimane on eraldatud üsna hiljuti.

Tuleb veel märkida, et ülemkambriumi probleem haakub tihedalt kambriumi ja ordoviitsiumi ladestute piiritlemisega kogu maailmas, tuues endaga kaasa teatud keerukusi ka Eestis seni ühtsena käsitletud fosforiidilasundi stratigraafia suhtes. Nimelt toob vastava piiri rahvusvaheline põhjendamine konodontide arenguloos jälgitavale tsonaalsusele tuginedes endaga kaasa fosforiiti sisaldava Kallavere kihistu jaotumise kahe ladestu vahel – tema alumise osa käsitlemise ülemkambriumi koosseisus, ülemine osa jääb aga endiselt ordoviitsiumi koostisosaks. Mõistagi põhjustab see praktilises geoloogias küllaltki suuri ebamugavusi – fosforiidilasundi täpsema piiritlemise, vajaduse näidata teda mitmel erivanuselisel geoloogilisel kaardil, raskused nende kehade piiritlemiseks puuduva paleontoloogilise materjali korral jne. Siiski võime rahustuseks öelda, et ülemkambriumis sattuv fosforiidilasundi osa on mahult väga väike (mõnikümmend sentimeetrit) ja lasundi enese läätselis-lünkliku ehituse tõttu sageli ta hoopiski puudub.

Ometi on niisugused täpsustused geoloogias hädavajalikud – selleta ei mõistetak스 üksteist ülemaailmses ulatuses.

* * *

Niisiis, lõpetades aluspõhja (pealiskorra) alumise osa – vendi ja kambriumi – käsitluse, peame esile tooma ühe üldise olulise joone – nende üksustega lõpeb meie läbilõike alumine terrigeenne osa, s.t. kuni 250 m paksune settekompleks, mis on esindatud ainult purdsetete (liivakivid, aleuoliidid) või savikivimitega. Nägime ka, et vaatamata järjestikusele ladestumisele üksikute ajalõikude kaupa ei ole see kompleks lihtsa horisontaalkihilise ehitusega, vaid tegelikult keeruka läätselis-lamellilise struktuuriga. Ühed kihid ladestusid ala ühes, teised teises osas, nii kuidas seda dikteerisid maapinna aeglased kõikumliikumised, mis avaldusid erinevalt ka nii väikesel territooriumil, nagu seda on Eesti. Ka settimine pole sel perioodil olnud kaugeltki pidev – ta katkes korduvalt lühemaks või pikemaks maismaaperioodiks, mille vältel leidis aset osa kihtide kulutamine ja ärakanne või murenemine, kivimikomplekside vahele tekkisid aga märgatavad nurkpõiksused. Kõike seda ei tohi unustada Eesti geoloogia käsitlemisel, eriti pealiskorra alumiste kihtide tekkeolukordade jälgimisel.

Oluline on veel seegi, et kui kõrvale jätta Irbe kihistu ooidrauamaagid ja mõned fosfatiseerumislilmingud, siis läbilõike selles osas puuduvad täielikult kemogeensed settekivimid. Ühelt poolt näitab see, et neil perioodidel toimus küllalt intensiivne murendi sissekanne naaberaladelt (ka Fennoskandia kilbilt), mis surus maha võimalikud aeglase keemilise settimise mehhanismid. Teiselt poolt aga viitab see kindlasti ka vaadeldava perioodi suhteliselt ebasoodsatele (jahedatele) kliimaoledudele, mis ei võimaldanudki keemilise sadestumisviisiga lubi- või soolasetete kujunemist antud alal.

Eeltoodust tulenevalt on tagasihoidlik ka vaadeldava aluspõhjaosa rakenduspotentsiaal – kasutamist leiab vaid soodne savilasund alamkambriumi sinisavi näol, teised võimalikud erimid (kaoliniidirikad savid, puhtad liivad, ooidrauamaagid) ei oma rakenduslikku väärtust suure lasuvussügavuse tõttu. Kambriumi savi kohta tuleb märkida veel asjaolu, et see on ideaalne keskkond mitmesuguste allmaarajatiste jaoks (tunnelid, hoidlad, jäätmete matmispaigad). Ta on hõlpsasti läbitav, säilitades seejuures vajaliku kompaktsuse ja isoleerituse.

ORDOVIITSIMUM

See vanaaegkonna vanuselt teine ajastu kestis 65 mln. aastat, ajavahemikus 500–435 mln. aastat tagasi.* See oli periood, mil maismaa oli veel elusorganismidele vastuvõetamatute tingimustega ning kogu elustik asustas üksnes merd. Kuid eelnenud kambriumi ajastuga võrreldes oli elustik ordoviitsiumi meredes juba väga rikkalik ja vormirohke, kuigi piirdus üksnes selgrootutega: korallid, sammalloomad, molluskid, käsijalgsed, okasnahksed, lüljalgsed (trilobiidid) jt. – teisisõnu, peaaegu kõik tänapäevaste selgrootute rühmad olid neis meredes juba olemas.

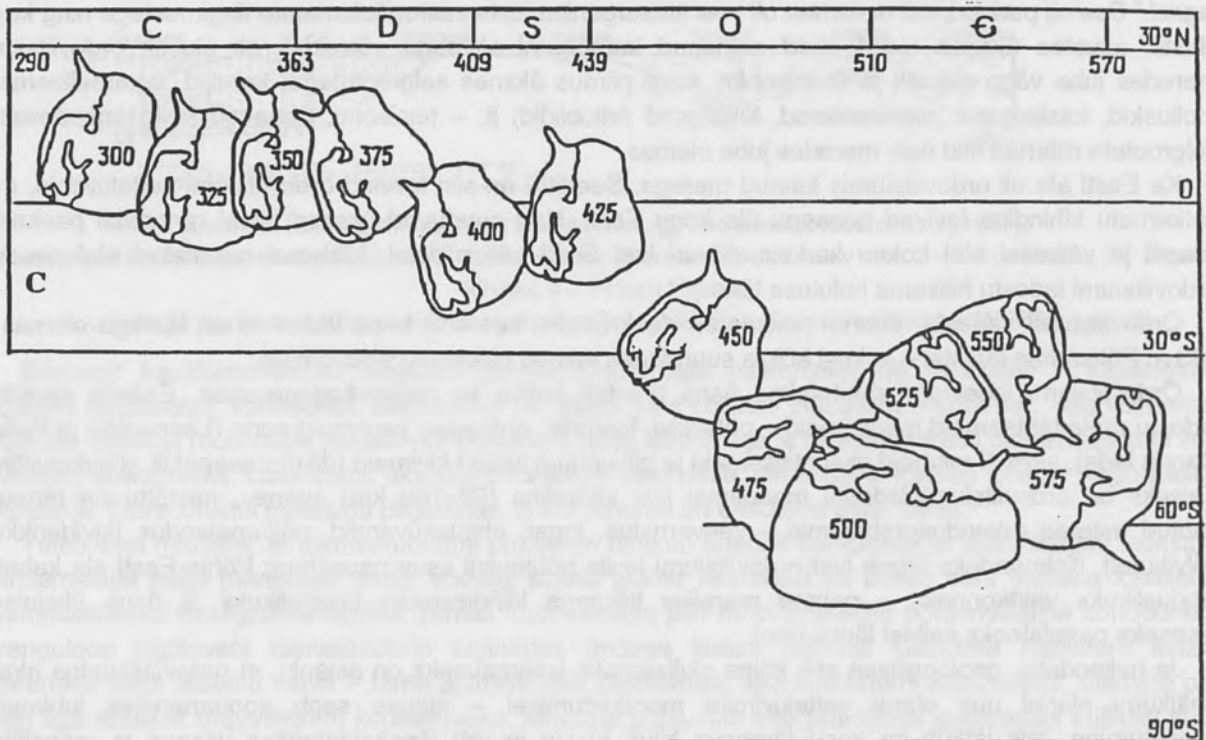
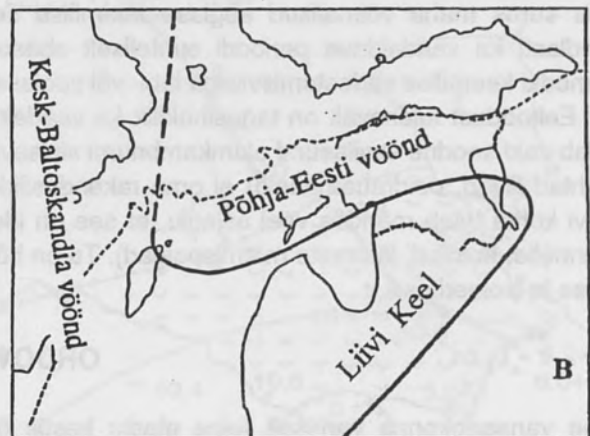
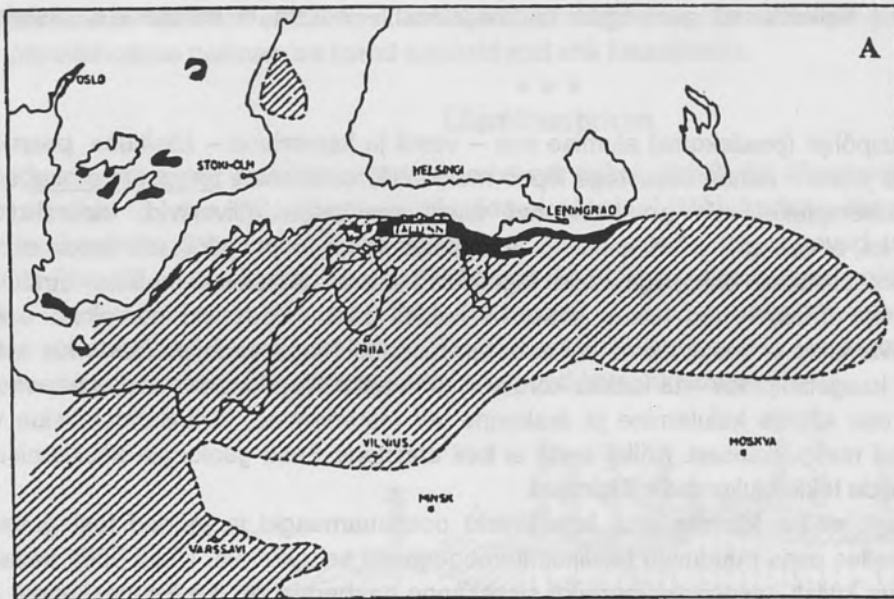
Ka Eesti ala oli ordoviitsiumis kaetud merega. Seetõttu on siin levinud ordoviitsiumi settekivimid, mis katkematu kihidina levivad peaaegu üle kogu Eesti. Nad puuduvad üksnes kitsal rannalal paekalda jalamil ja väikesel alal Lokno kerkestruktuuri lael Eesti–Läti piirialal. Mõlemal nimetatud alal puudub ordoviitsiumi ladestu hilisema kulutuse tõttu.

Ordoviitsiumi ladestu suurim paksus on Kesk-Eestis, kus kõik tema lademed on korruga olemas – 183 m Põltsamaa lähistel – ja kust kõigis suundades toimub paksuse vähenemine.

Ordoviitsiumi ladestuga puututakse üsna tihedalt kokku ka majandustegevuses. Esiteks sisaldab ladestu meie tähtsamaid maavarasid – põlevkivi, fosforiiti, ehituspae paremaid sorte (Lasnamäe ja Keila-Oandu lade), samuti mitmeid eksootilisemaid ja pilkupüüdvamaid kivimeid (diktüoneemakilt, glaukonitliiv). Teiseks on ordoviitsiumi ladestu maapinnal laia vööndina (50–100 km) avanev, mistõttu on temaga seotud mitmed rakendusprobleemid – veevarustus, karst, ehitussüvendid, põllumajandus (kividerikkus kõlvikutel). Kolmandaks jagab just ordoviitsiumi levila põhjapiiril asuv paeastang Põhja-Eesti ala kaheks looduslikuks valdkonnaks – pehme merelise kliimaga klindiesiseks tasandikuks ja üsna üksluiselt tasaseks paeplatooks sellest lõuna pool.

Ja neljandaks, geoloogiliselt ehk kõige olulisemaks iseärasuseks on asjaolu, et ordoviitsiumiga algab Baltikumi aladel uus etapp settekivimite moodustumisel – alguse saab soojamerelise lubimuda sadestumine, mis jätkub ka kogu järgneva siluri ajastu ja viib lõppkokkuvõttes võimsa ja monoliitse karbonaatkivimite lasundi tekkele meie aluspõhjas.

*Siin ja edaspidi toodud arvud on üksnes orienteerivad: geokronoloogilist skaalat täpsustatakse pidevalt, mistõttu lugeja võib erinevaist allikaist leida ka teistsuguseid arve.



Joon. 17. **A** – ordoviitsiumi settekivimite levila Ida-Euroopa platvormil (mustaga on näidatud avamusalad);
B – peamised fatsiaalsed vööndid;
C – Balti mandrilaama liikumine lõunapoolkeral paleosoikumi kestel – ordoviitsiumiga algas sisenemine troopikavööndisse

Ladejärk Briti Eesti		Lade	Lühikirjeldus
ASHGILL	IIARJU	PORKUNI	Lubjakivi, purdne, kohati dolomiidistunud, idas ka liivakivi
		PIRGU	Lubjakivid, savikad või afaniitsed, sisaldavad bioherme
		VORMSI	Lubjakivid, valdavalt savikad
		NABALA	Vahelduvad savikad ja afaniitsed lubjakivid
CARADOC	VIRJU	RAKVERE	Lubjakivi, valdavalt afaniitne
		OANDU	Läänes lubjakivid (sh. <i>Vasalemma marmor</i>), idas merglid
		KEILA	Lubjakivid, savikad, metabentoniitide ja detriitse (biohermse) savipuha lubjakivi läätsedega (<i>Vasalemma marmor</i>)
		HALJALA	Lubjakivid, valdavalt savikad, üksikute metabentoniidi ja kukersiidi vahekihtidega
		KUKRUSE	Lubjakivi ja põlevkivi (kukersiit)
		UHAKU	Merglid ja lubjakivid, allosas ehituspaas
		LASNAMÄE	Lubjakivi, suhteliselt savipuhas, kõva, kohati dolomiidistunud, kasutatav ehitusmaterjalitööstuses ("ehituspaas")
		ASERI	Lubjakivi, allosas valgeid lubiooide sisaldav
ARENIC	ÖLANDI	KUNDA	Lubjakivi (kohati lubiliivakivi), götiitseid ooide sisaldav
		VOLHOVI	Lubjakivi, dolomiidistunud, alumisel piiril ilmekas katkestuspind ("püstakkiht")
		BILLINGENI	Glaukoniitlubjakivi
		HUNNEBERGI	Glaukoniitliiv või -savi
		VARANGU	Savi, helehall, tihe
TREMADOC		PAKERORDI	Pruunikashall põlev kiltsavi ("diktüoneemakilt") - ülal, detriidirikas liivakivi karpfosforiidi läätsedega - all

Joon. 18. Ordoviitsiumi stratigraafiline liigestus

Märkus. Skeemi vasakpoolne lademeid käsitlev osa ei ole proportsionaalne lademete paksustega, sest alumine paekaldas avanev osa on detailsemalt liigestatud ja seda oleks joonisel edasi anda raske

Ordoviitsiumi levik Ida-Euroopa loodeosas haarab lääne-idasuunalise vööndi Fennoskandia kilbi ja Valgevene–Mazuri tõusuala vahel (joon. 17A). Pideva levilana moodustab ordoviitsium nn. Paleobalti basseini (ka Balti paleobasseini), milles settimine on toimunud peaaegu katkematult kogu ajastu jooksul ja kus eristuvad selgesti veekogu olustiku horisontaalsuunalised e. fatsiaalsed muutused (faatsies – erinev settimisolustik samal ajalõigul). Ordoviitsiumi ladestu avaneb maapinnal kõige terviklikumalt Eestis ja Leningradi oblasti põhjaosas, üksikute isoleeritud laikudena ka Rootsi ja Norra aladel. Just Eestis on ordoviitsium parimini uuritud, siin on ta ka väga fossiiliderikas, mistõttu Ida-Euroopa platvormi loodeosa ongi kujunenud ordoviitsiumi tunnustatuimaks etalonlaks kogu maailmas.

Paleogeograafiliselt kujutab ordoviitsiumi paleobassein endast edelas paiknenud maailmaookeani keelelaadse lahemere tungimist mandrisse. Sellest annab tunnistust kivimite seaduspärane jaotuspilt: lahe madalamates osades moodustusid puhtamad lubjakivid (Eesti, Leedu), sügavamas asenduvad nad järk-järgult savikate lubjakivide, merglite ja lõpuks koguni mustade karbonaativabade savikivimitega (joon. 17B). See ordoviitsiumi paleobasseini sügavam osa – nn. Liivi Keel – on kaardipildis selgesti eristuv ja aitab hästi mõista tolleaegse basseini olemust. Ordoviitsiumi eripäraks on veel süvaveeliste savide ja madalmereliste lubjakivide üleminekualal sagedasti esinev punasetooniliste lubjakivide vahevöönd, mille tekkelooline päritolu pole lõplikult selge.

Eeltoodust näeme, et Eesti ordoviitsiumi käsitledes on meil tegemist mitme erineva kujunemislooga basseinosaga, mistõttu ladestu stratigraafiline liigestamine tekitab siin üsna keerukaid probleeme. Keerukas on see eelkõige paleontoloogilises mõttes, sest eri basseinosades elasid erinevad loomad, mistõttu samavanuseliste kihtide jälgimine basseinis tervikuna on komplitseeritud. Seetõttu on ordoviitsiumi stratigraafiline liigestusskeem üsna keerukas ja tänaseks ka mitte veel piisavalt stabiliseerunud (joon. 18).

Lihtsuse mõttes käsitleme ordoviitsiumi läbilõike iseloomustamiseks üksnes Põhja-Eesti avamusala, seega valdavalt karbonaatkivimite levilat, millega meil on ka otseseid rakenduslikke kokkupuuteid. Traditsiooniliselt eristatakse Eesti ordoviitsiumi läbilõikes 18 ladet, mida alt ülespoole liikudes võiks iseloomustada järgmiselt. Mõistagi saame teha seda vaid äärmiselt lühidalt, süvenemata selle keeruka läbilõike huvitavamatesse detailidesse.

Alamordoviitsium

Pakerordi lade – paksus kuni 15 m. Koosneb allosas käsijalgsete lingulaatide fosfaatseid kodasid sisaldavast liivakivist (*Kallavere kihistu*) ja ülaosas tumepruunist kiltsavist, nn. diktüoneemakildast (*Türisalu kihistu*), mis lõuna suunas läbilõikest kiiresti kaob. Käsijalgsete lingulaatide kuhjed liivakivis annavad sageli P_2O_5 rikkaid läätsi ja moodustavad Eesti tööstuslikke fosforiidilademeid. Tasub meelde jätta paradoksi – samas lademes on koos tööstuslikult kasulik fosforiit ja selle tootmist lausa tõkestav, isesüttimisele kalduv orgaanilist ainet sisaldav kiltsavi. Lade sisaldab peale mainitud lingulaatide ka teisi fossiile: graptoliite ja konodonte. Stratotüüp asub Pakri neemel.

Varangu lade (endine *Ceratopyge*-lade) – vaid mõnekümne sentimeetri paksune, harukordadel kuni 3,3 m paksuseni ulatava helehalli aleuriitsavi lasund. Idapoolsetes läbilõigetes kuulub paleontoloogiliste leidude alusel lademesse veel osa nn. diktüoneemakiltsavist ja isegi sellega vahelduvast liivakivist. Stratotüüp asub Selja jõel, Varangul.

Hunnebergi lade (vahepeal olnud osa Leetse või Latorpi lademest) – kuni 5 m paksune intensiivroheline, läbilõikes kergesti tuntav *glaukoniitliivakivi*. Levib hästi jälgitava markerkihina ulatuslikul alal. Lõuna suunas – Läti aladel – asendub mitmevärvilise glaukoniidirikka saviga (*Zebre kihistu*). Stratotüüp on Kesk-Rootsis.

Ladet on hea meelde jätta tema tekkeloolt veel väga mõistatusliku roheline meretekkelise mineraali *glaukoniidi* kuhjena (sobiks värvainekski) ja sellele järgneva tähelepanuväärse sündmusega meie aluspõhja kujunemisloos: lademe ülemiselt piirilt kõrgemal on ordoviitsium esindatud pideva lubjakivilasundina.

Billingeni lade (end. Toila lade või osa Leetse või Latorpi lademest) on samuti veel glaukoniidirikas roheline kivim, kuid juba rohke lubiainesisaldusega, niisiis pigem *glaukoniitlubjakivi*. Paksus kuni 2 m. Stratotüüp asub Kesk-Rootsis.

Keskordoviitsium

Volhovi lade on vaid 1,3–3 m paksune valdavalt halli lubjakivi kiht, mille alumisel piiril on sügavate taskulaadsete uuristustega kollasekirjuks dolomiidistunud iseloomulik katkestuspind, nn. *püstakkiht*. Lademe kivim on muutlik, keeruka ehituse ja liigestusega – sisaldab veel rohkesti glaukoniiiti ja on meie läbilõikes esimene götiitseid (raudoksiidseid) ooide sisaldav lubjakivitase. Lõuna suunas, basseini keskosas (Lõuna-Eestis) asenduvad need kivimid pruunikaspunaste merglite ja hallide lubjakivide vahelduva kompleksiga, mille paksus ulatub 20 meetrini (Kriukai kihistu). Loode-Eestis lade kohati puudub. Stratotüüp – Volhovi jõel Peterburist 60 km ida pool.

Meelespidamiseks head tunnusjooned on iseloomulik püstakkiht ja raudooidid.

Kunda lade. Põhja-Eestis kuni 7–8 m paksune lubiliivakivi või lubjakivi, mis sisaldab tasemeti rohkesti götiitseid ooide (nn. ülemine ooidlubjakivi). Jaotub reaks kihistuteks (*Pakri, Sillaoru, Loobu, Napa*). Lõuna suunas pakseneb 14 meetrini, muutub kirjuvärviliseks, osalt mergliliseks, ja moodustab Läti alal juba mitu kihistut (Roakiškise, Šakyna, Baldone).

Stratotüüp – kraav Kunda raudtee ääres, praeguseks hävinud. Eristamistunnuseks peamiselt trilobiitide jäänused, iseloomulikud ka suure peajalgse molluski *Orthoceras vaginatumi* silinderjad kojad (end. *Vaginatium* lubjakivi Fr. Schmidt'i järgi).

Aseri lade on Põhja-Eestis esindatud hallide ooidlubjakividega, mis sisaldavad nii valgeid fosfaatseid kui ka pruune götiitseid ooide, ja nendega vahelduvate hallide pudedate merglikihtidega (*Aseri kihistu*, paksus kuni 4 m). Lõuna suunas asenduvad need kivimid kirjuvärviliste (Rokiškise kihistu) või koguni pruunikaspunaste lubjakividega (Segerstadi kihistu).

Stratotüüp asub Aserist 2,5 km loodes, omaaegse tsemenditehase paemurrus.

Lademe alumisel piiril toimub oluline muutus trilobiidi- ja ostrakoodifaunas, samuti ilmneb selgeilmelise katkestuspinnana vaheaeg settekuhjumises.

Lasnamäe lade (nn. *ehituslubjakivi*) – levib üsna väljapeetud kompleksina üle kogu Eesti. Paksus 2,5–8,5 m.

Ehituslubjakivina kasutatav suhteliselt savipuhaste lubjakivide osa Põhja-Eestis kannab *Väo kihistu* nime (parim läbilõige Väo karjääris). Selles on ka üks dolomiidistunud tase, mille kivimeid võib näha Tallinna vanemate hoonete müürides, kus nad eristuvad hallidest lubjakividest aja jooksul määrdunud-kollaseks tõmbuva värvuse järgi.

Kesk- ja Lõuna-Eestis muutub kivim savikamaks ja punasevärviliseks, moodustades 5–15 m paksuse Stirnase kihistu.

Stratotüüp: Lasnamäe vanas karjääris (Pae tn. lähedal Tallinnas). Lademe piire on korduvalt täpsustatud ja mõnevõrra muudetud.

Kompaktse tugeva kivimina moodustab Lasnamäe lade harilikult (koos Uhaku lademe allosaga) Eesti paekalda ülemise ääre. Ternal lasuvad Uhaku lademe ülemise poole merglilised kivimid on mandrijää poolt enamasti ära kantud.

Lademe ehituslubjakivi on Eesti olulisemaid maavarasid. Üksikkihid kannavad huvitavaid tööstusfolkloorseid nimetusi.

Uhaku lademel on Põhja-Eestis praeguse paleontoloogiliselt põhjendatud piiri korral kahene ilme – allosas jätkub ehituslubjakivi *Väo kihistu* ülaosana, ülalpool aga *Kõrgekalda kihistu*, mis koosneb merglilistest lubjakividest.

Kesk-Eestis on lade sarnane paekalda läbilõikega, lõuna poole muutub kõikjal savirikkamaks (Taurupe kihistu).

Lademe alumine osa on niisiis savipuhta ehituslubjakivi jätk, millele on iseloomulik intensiivne karstumine Eesti ordoviitsiumi avamusel (Kostivere ja Uhaku karstialad). Ülemises osas aga ilmneb uus oluline tunnus – ilmuvad esimesed *kukersiidikihid* (kukersiit e. põlevkivi on kolmekomponendiline kivim: savi, lubjakivi, orgaaniline aine).

Lademe paksus kuni 18 m.

Stratotüüp asub Kirde-Eestis, Purtsje jõe vasakkalda paljandites Lüganuse lähedal.

Ülemordoviitsium

Kukruse lade on kahtlemata tähtsaim lade Eesti pealiskorras, sest sisaldab lubjakividega vahelduvaid kukersiidikihte, mis moodustavad tööstusliku *põlevkivikihi*. Oluline on märkida, et tööstuslikult arvestatava paksusega kukersiidikihid levivad üksnes Kirde-Eestis, alates Kunda–Rakvere joonest ida

pool (*Viivikonna kihistu*). Lääne poole ulatuvad vaid õhukesed vahekihid (Peetri paljandid Tallinna–Keila vahel). Ka lõuna suunas toimub rida muutusi – kukersiidikihid õhenevad ja kaovad ning ladet jäävad esindama lubjakivid, milles on rohkesti organismide purustatud kodusid (detriiti e. kaaneliiva). Detriit on tavaliselt tugevasti püriidistunud (*Dreimani kihistu*). Niisiis on rikkaimad põlevkivi leiukohad seotud Jõhvi–Kohtla–Järve–Narva piirkonnaga, siit lõuna poole põlevkivi kvaliteedinäitajad järk-järgult halvenevad.

Lademe paksus on kuni 23 m, tema ehitus keerukas, komplitseeritud rohkete kulutusnähtustega – detailselt uurinud R. Männil jt.

Stratotüüp: Kukruse asula (end. mõisa) lähedal kraavis, tänaseks hävinud. Hästi vaadeldav-uuritav karjäärides.

Haljala lade koosneb kahest varem iseseisvate üksustena eksisteerinud alamladest. Alumine, Idavere alamlade koosneb hallidest detriitsetest lubjakividest (*Tatruse kihistu*), millele ülalt lisanduvad savikad lubjakivid (*Vasavere kihistu*). Alamlademe paksus on valdavalt 4–9 m, kohati kuni 12 m.

Alamlademega on seotud oluline sündmus – siin ilmuvad esimesed *vulkaanilise tuha* tasemed pealiskorras, mis ülalpool sagenevad. Neid vahekihte nimetatakse metabentoniitideks ehk K-bentoniitideks.

Metabentoniitide olemasolu loob erakordse võimaluse kihtide rööbistamiseks ja samaaegsete kihtide eksimatuks jälgimiseks suurel alal. Tuleb vaid nad ära tunda. Selleks aitavad mineraloogilised kriteeriumid (punsuvad segakihilised savimineraalid), värvus, vahel ka iseloomulik kõvastumine intensiivse päevakivitekke tõttu, samuti keemilised iseärasused. Need kihid on hoolikalt uuritud ja nende kohta on avaldatud rida artikleid (E. Jürgenson jt.). Vaadeldavas alamlademes on kuni 11 bentoniidikihti paksusega 1–5 cm.

Idavere eal toimus *Kärdla* hiidmeteoriidi langemine ordoviitsiumi madalmerre. Selle tekitatud, kuid nüüdseks mattunud kraatri (diameetriga 4,5 km) keskmee paikneb ka Eesti sügavaim puurauk (Soovälja K-11, 815,2 m). Kärdla kraater on üks paremini uuritud impaktstruktuure kogu maailmas (Puura, Suuroja, 1984, 1982).

Ülemine, Jõhvi alamlade levib kogu Eestis kuni 12 m paksuse savikate lubjakivide ja merglite ilmetu-võitu kompleksina (*Kahala kihistu* alumine pool). Samaselt Idavere alamlademega muutuvad needki kivimid lõuna poole veelgi savikamateks (*Adze kihistu*), mistõttu nende piiritlemine on siin võrdlemisi raske.

Haljala lademe stratotüübiks on Haljala piirkond Lääne-Virumaal, konkreetne stratotüüpne geoloogiline läbilõige puudub.

Keila lade on oma levila piires suhteliselt muutliku ilmega. Tähelepanu pälvivad võrdlemisi savipuhtad mikrokristallilised lubjakivid, mille paksuseks stratotüübis on 2,3 m. Mujal on lademe paksus 2–27 m. Alumiseks piiriks on kõige suurem metabentoniidikiht (Hiiumaal kuni 60 cm), mille paksus seaduspäraselt väheneb ida ja lõuna suunas. Lade on esindatud *Kahala kihistu* ülemise poolega ning Loode-Eestis omapärase *Vasalemma kihistuga*. Viimases esinevad *biohermid*, s.t. organismide skeletijäänustest koosnevad või nende elutegevusel kiiresti kasvanud kivimkehad, mis põhjustavad ka lademe suuri paksusi. Detriidiliivast koosnev suurekristalliline kivim kannab tingnime *Vasalemma marmor* ja on tuntud väärtusliku ehituskivina ning võimaliku lubjatoormena.

Stratotüüp: Keila paemurd, Keilast 1 km loodes.

Oandu lade – koosneb valdavalt savikatest lubjakividest ja merglitest (*Hirmuse kihistu*), poolafaniitsetest – peitkristallilistest karpja murdega kivimitest (*Rägavere kihistu* allosa) ja Keila lademes alguse saanud (*Vasalemma kihistu*) detriitsetest lubjakividest. Alumisel piiril on täheldatav settelünk ja fauna märkimisväärne uuenemine. Lõuna poole on lademe üleminek teisteks kivimiteks keerukas ja mitmeti interpreteeritav, mistõttu vajab edasist uurimist. Eestis on lademe paksus 5–7 m.

Tähtsaim keha Oandu lademes on samuti detriitne või suurekristalliline lubjakivi, nn. *Vasalemma marmor*, mis haarab ka osa lamavast Keila lademest (lademete piir on kihistu sees). Sobib dekoratiivkiviks ja lubjatootmiseks, kasutatakse aga peamiselt ehituskillustiku tegemiseks.

Lademe stratotüübiks on Oandu jõe säng Kiviõlist 10 km lõunas.

Rakvere lade. Lademe paksus on kuni 28 m, erijooneks on *afaniitsete lubjakivide*, s.o. peitkristalliliste karpja murdega kivimite valdav esinemine, mistõttu lade eristub läbilõikes väga selgesti. Lõuna poole lademe paksus väheneb ja afaniitsed lubjakivid asenduvad osaliselt savikate kivimitega.

Lademe stratotüübiks on Rägavere paemurd Rakvere linna lõunapiiril.

Nabala lademes jätkub Rakvere lademele sarnaste afaniitsete lubjakivide esinemine (*Saunja kihistu*), kuid allosas ilmub rohkesti savikate lubjakivide vahekihte (*Paekna kihistu*). Lõuna poole kasvab savikate

lubjakivide osa, ilmub glaukoniidilisand. Siin eristatakse kihistu mitmeid allüksusi, kuid nende omavahelised suhted pole veel lõpuni selgitatud.

Lademe paksus on väga muutlik – 2,5–35 m.

Saunja murre (Kohila läh.) dolomiidistunud lubjakivi kasutati varem ehituskivina. Seda olla transporditud isegi Peterburis asuva Ermitaaži hoone rajamiseks, enamasti on kasutatud siiski vaid kohalikel ehitustel.

Lademe stratotüüp oli Nõmmeküla paemurd Nabalas, praeguseks kinni kasvanud.

Vormsi lade on fatsiaalselt muutliku ilmega. Lademe paksus avamusalal on 10–20 m, lõunasse kahaneb see mõne meetrini. Põhja-Eestis levivad mikrokristallilised erineva savisusega lubjakivid (*Kõrgessaare kihistu*), Kesk-Eestis merglid ja savikad lubjakivid (*Tudulinna kihistu*), Lõuna-Eestis ja Lätis savikad lubjakivid, merglid ja tumedad argilliidid (*Fjacka kihistu*).

Stratotüüp asub Vormsi saare lääneosas Saxby majaka juures.

Rakenduslikku tähtsust ei oma. Kõrgessaarel on toodetud vähesel hulgal ehituskilustikuks.

Pirgu lade on küllaltki paks – 35–45 m avamusel ja kuni 70 m avamusest veidi lõunasse, seejärel väheneb paksus lõuna poole kiiresti. Lade koosneb kahest osast. All pruunikashall mikrokristalliline kuni poolafaniitne lubjakivi (*Moe kihistu*), sellel lüngaga eraldatuna hallid nõrgalt savikad detriitised lubjakivid (*Adila kihistu*). Avamusest lõuna pool, nii Eestis kui Lätis, on võimalik eristada veel rida allüksusi (*Tootsi, Halliku, Oostriku, Äiamaa, Jonstorpi, Jelgava, Paroveja* ja *Kuili kihistu*), mille omavaheline suhe on keerukas ja paljuski veel diskussiooniline. Kohati on dolomiidistumise tõttu probleeme ka lademe ülemise piiriga.

Niisiis on Pirgu lade küllaltki keeruka siseehitusega, kuid piiratud rakendusliku tähtsusega. Tasub meeles pidada, et selles on rida metabentoniidikihte.

Stratotüüp: Pirgu jõe kaldajärsak samanimelisest mõisast 0,5 km allavoolu.

Porkuni lade on enamasti 4–7 m paksune mitmesuguse ilmega detriitsete ja osaliselt dolomiidistunud lubjakivide lasund, milles esinevad koralliderikkad rifiiked ja mida kohati katab õhuke ooidlubjakivide või liivakivide kompleks (*Ärina kihistu*). Lademe levila põhjaosas (Kesk-Eestis) kivimid puuduvad – seal kujunesid hilisporkuni eal maismaalised tingimused, mis olid põhjustatud maailmamere taseme üldisest eustaatilises alanemisest Maad haaranud võimsa mandrijää tumise tõttu kaugemates regioonides. Seetõttu paiknevad Porkuni lademe täielikumad läbilõiked (kuni 20 m) Lõuna-Eesti ja Läti aladel (*Kuldiga* ja *Salduse kihistu*).

Lademe stratotüübiks on vana Porkuni paemurd Porkuni mõisa lähedal, mis on praegu hästi korrastatud ja külastamiseks avatud. Mõisatornis paikneb ka Eesti Paemuuseum – Porkunisse sattudes ei tohiks kumbagi külastamata jätta.

* * *

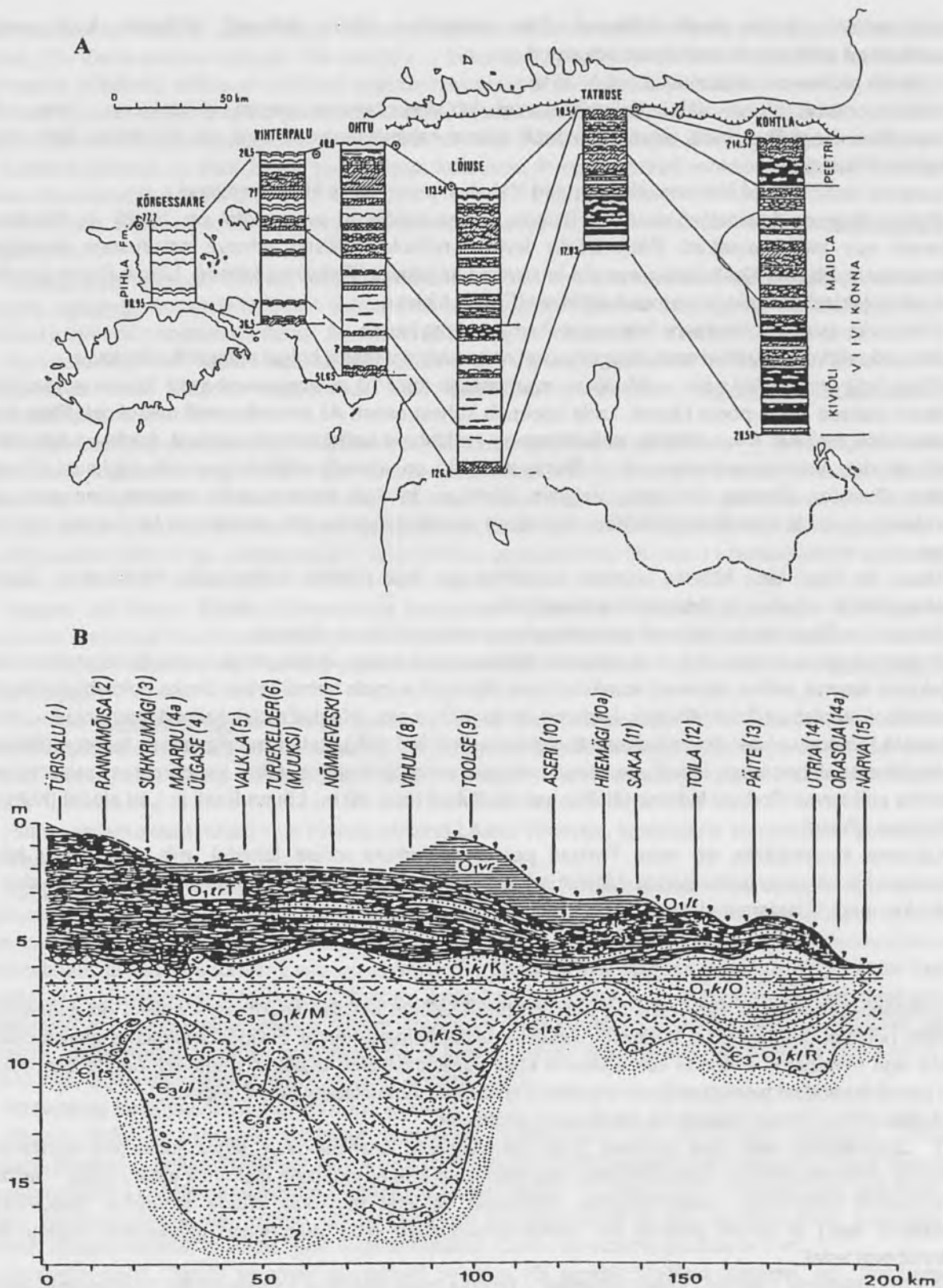
Eeltoodust näeme, et Eesti alal on ordoviitsiumi läbilõige küllaltki keerukas – selleni on jõutud just ladestu hoolikal ning detailsel uurimisel viimaste aastakümnete kestel. Paljude allüksuste olemasolu ei peaks aga hirmutama – nende kohta leiame käsiraamatutest alati vajalikke andmeid, nende olemasolu aga annab iseendast tunnistust Eesti ordoviitsiumi kõrgest uuritustasemest (vt. allpool).

Kokku võttes juhime lõpetuseks tähelepanu järgmisele.

1. Ordoviitsium avas uue perioodi Eesti geoloogilises arenguloos – algas lubisetete kuhjumine siinsetes settebasseinides. Selle protsessi aga valmistas ette omapärane üleminek ajastu algul – ariidse kliimavööndi tunnustega madalmereliste purdsetete ja eriti mustade kiltade ilmumine läbilõikesse (*Pakerordi lade*) ja sellele järgnev vee kemismimuutustele viitav autigeense glaukoniidi ladestumine (*Hunnebergi lade*).

2. Ordoviitsiumis – alates Haljala lademest – hakkas meie läbilõikes kajastuma ka ümbritsevate alade vulkaanide tegevus: lubisetete aeglase kuhjumise foonil fikseerusid siin vulkaanilise tuha moondeproduktid – K-bentoniidid.

3. Ordoviitsiumi arengulugu andis meile kaks tähtsat ja mujal maailmas praktiliselt kordumatut maavara. Ajastu algul elanud primitiivsemate, ainult fosfaadist koda ehitavate käsijalgsete mehaanilisest kuhjumisest tekkinud fosforiidi ja – ajastu keskel – merepõhjal elutsenud rikkalike vetikakoosluste toimel kujunenud põlevkivi – omanäolise kukersiidi. Mõlemad need maavarad on määramas Põhja-Eesti tõotuslikku ilmet.



Joon. 19. Näiteid ordoviitsiumi ladestu mõnede tasemete geoloogilisest ehitusest Põhja-Eesti laiusesuunalisel profiilil (Geology and mineral resources..., 1997):

- A** – Kukruse lade. Tumedalt on näidatud kukersiidi (põlevkivi) kihid, hambulise joonega Põhja-Eesti paekallas;
B – Pakerordi ja Varangu lade – terrigeenne fosforiiti sisaldav kompleks. Indeksitega on näidatud eraldatavad kihistud ja kihistikud, punkt märgistusega liivakivid, mustalt kiltsavi, joonestikuga hele plastne savi, kaarekestega fosfaatsete karbifragmentide kuhjed

4. Ordoviitsiumi avamuse lai levik Põhja-Eestis ja suhteliselt savipuhaste lubjakivide esinemine on vajutanud oma pitseri ka meie veemajandusprobleemidele – just neis kivimeis levib ulatuslikult karst oma inimtegevuses avalduvate heade ja halbade külgedega.

5. Torkah silma ka ordoviitsiumi kivimikompleksi väljapeetud fatsiaalne muutlikkus (joon. 17B). Põhja-Eestis levivad kõige madalveelisema tekkega lubjakivierimid – saviaines on neist lainetusega sageli välja kantud, eriti biohermsetest kivimitest (*Vasalemma marmor*). Merepõhja sügavnedes, enamasti lõuna suunas, muutuvad valdavaks savikad lubjakivid, seejärel merglid, basseini sügavaimates nögudes koguni lubjavaesed mustad kiltsavid. Selline põhimõtteline fatsiaalne mudel jätkub ka siluri kivimites – kasulik on see skeem igal juhul meeles pidada.

Ja lõpuks mõned andmed Eesti ordoviitsiumi uurimisloost.

Eelkõige tuleks märkida uurimise algeriitide kuuluvaid E. Eichwaldi (1840, 1846, 1854) ja eriti Fr. Schmidt (1858, 1897) töid, mis panid aluse ladestu sihikindlale uurimisele. Hilisemad sõlmpunktid sisaldavad W. Lamansky (1905), P. Raymondi (1916), H. Bekkeri (1922), K. Orviku (1927, 1940), A. Öpiku ja V. Jaanussoni (1944) töödes. Sõjajärgsel perioodil asusid ordoviitsiumi stratigraafiat uurima A. Rõõmusoks ja R. Männil, kellelt erinevate käsitluste baasil ilmus kaks doktoritööd ja kaks kaalukat monograafiat (vt. allpool). Nende kõrvale ilmus ka teisi uurijaid: L. Sarv, L. Põlma, L. Hints, A. Oraspõld, M. Rubel, V. Viira, R. Einasto, T. Meidla, P. Männik, J. Nõlvak, S. Mägi, T. Saadre, H. Heinsalu jt., kelle ühispanus kajastus üldistatult eelkõige ladestu Eesti, Baltikumi ja Ida-Euroopa platvormi unifikseeritud stratigraafilistes skeemides. Ordoviitsiumi uurimist elavdasid ka tähtsaimate maavaradega – põlevkivi ja fosforiidiga – seonduvad uurimised, mis samuti kajastusid reas kokkuvõtetes ja mahukates raamatutes. Tervikuna võib öelda, et ordoviitsiumi ladestu on Eesti alal küllaltki põhjalikult uuritud, millest annab tunnistust suur huvi siinsete teadustulemuste vastu kogu maailmas.

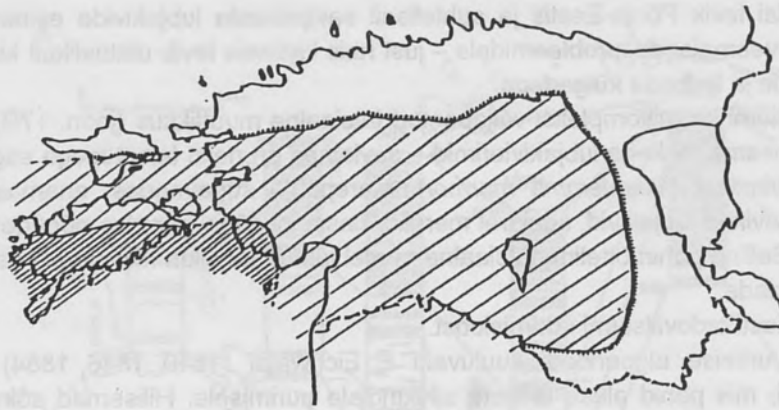
SILUR

See vanaaegkonna üks keskmisi ajastuid kestis 30 mln. aastat, hõlmates ajavahemikku umbes 435–405 mln. aastat tagasi. Oma iseloomult oli ajastu lähedane eelnenud ordoviitsiumile: elustik piirdus merealadega, loomorganismidest valitsesid veel selgrootud. Maismaa oli üldiselt veel elutu, kuid paleontoloogilised leiud näitavad, et just siluri ajastul algas elustiku ettevalmistus suureks läbimurdeks maismaale. Teada on madalas vees kasvavate eostaimede jäänuseid ja pole võimatu, et nende veest välja ulatuvate varte vahel leidsid sobiva elukeskkonna ka mõned loomariigi esindajad. Meredes hoogustus primitiivsete selgroogsete areng – ilmusid sõõrsuulised ja esimesed ürgkaladki. Mereloomastikus hakkasid tooni andma ka rikkalikud elukooslused korallriffide ja mitmete teiste orgaaniliste struktuuride – *biohermide* – näol. Neid oli ka ordoviitsiumis juba olemas, kuid suuremõõtmelisteks kivimkehadeks formeerusid nad alles siluris.

Ka siluri kivimid on Eestis laialdaselt levinud. Meri kattis sellal kogu Eesti territooriumi (või vähemalt suurema osa sellest) ning selle sooja troopikamere lubisetted andsid siin suures paksuses lubjakive ja dolomiite. Kihtide kallutatuse tõttu lõuna suunas on ordoviitsiumi peal lasuv siluri ladestu Põhja-Eesti alalt hilisemate geoloogiliste protsessidega osaliselt ära kulutatud, mistõttu ladestu avamusala on nihkunud Kesk-Eesti suunas. Ka on siluri ladestu säilimisele avaldanud mõju idapoolsem kulutus, mistõttu kivimite avamus lõpeb Peipsi järve läänepiiril. Siluri suurim paksus on Saaremaa lõunaosas, õigemini Sõrve poolsaare tipul, kus kulutusprotsessidest on säilinud ka ülemsiluri kõik teadaolevad lademed. Ladestu kogupaksus ulatub siin 400 meetrini, põhja ja ida suunas toimub paksuste järk-järguline vähenemine.

Teatavasti on silur jaotatav ainult kaheks ladestikuks – alam- ja ülemsiluriks. Tasub meelde jätta, et ülemsilur levib ainult Saaremaal, ülejäänud Eesti alal on tegemist peamiselt alamsiluriga (joon. 20, 21).

Nagu ordoviitsiumis, on ka siluris jälgitav settimisaegse basseini lahetaoline kuju ning selle keskse osa, nn. Liivi Keele olemasolu. Nii on Eesti alal paljanduv silur esindatud puhtamate lubjakividega, Lõuna-Eestis ja Läti ning Leedu aladel aga merglite ja tumedate savikivimitega. Kuid erinevalt ordoviitsiumist esineb siluris nendevahelises üleminekuvööndis vähem punakaid lubjakive, küll aga tuleb tumedate savidega esindatud sügavam basseiniosa Eestile lähemale. Samas on siluri lubjakivide lasund ordoviitsiumi omast mõnevõrra madalamaveelisem – siin on sagedasemad setteprotsessi katkestused (korduv väljumine vee alt) ja ka laguensed, avamerest barjääriga eraldatud settimisolukorrad. Kõik see näitab, et võrreldes ordoviitsiumiga oli siluri meres olustik mõneti muutunud: tõusu- ja vajumisliikumised olid enam diferentseerunud, teisisõnu – madala- ja sügavaveelised basseinalad teineteisele lähenedud.

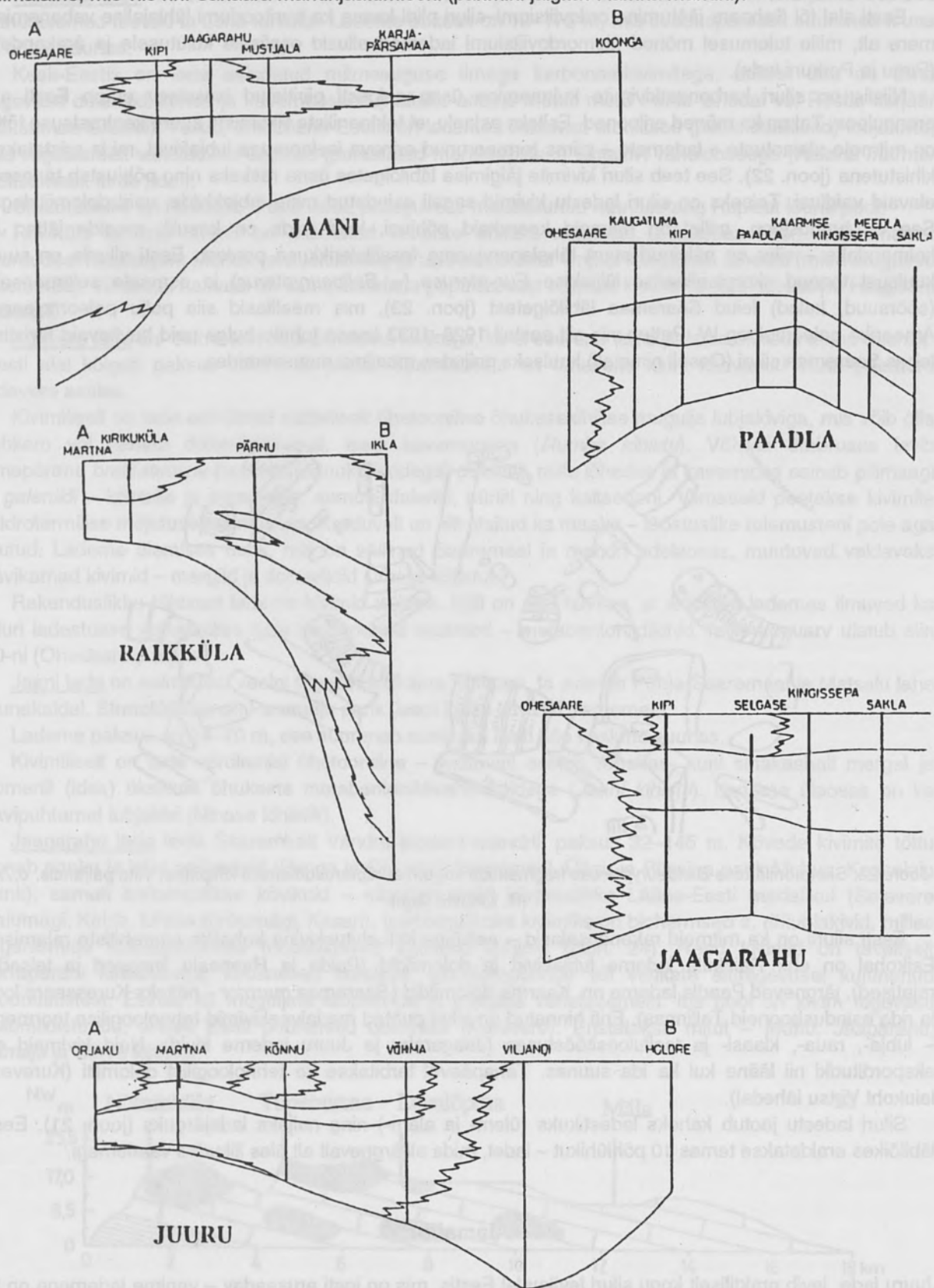


Joon. 20. Siluri ladestu levila Eestis (D. Kaljo ja E. Kala järgi).
Peene põikviirutusega on tähistatud ülemsiluri ladestiku levila

Ladestik	Ladejärk	Lade	Lühikirjeldus
ÜLEM-SILUR	PRIDOLI	OHESAARE	Lubjakivid, merglid, domeriidid
		KAUGATUMA	Detriitsed krinoidlubjakivid, merglid
	LUDLOW	KURESSAARE	Lubjakivid, merglid, domeriidid
		PAADLA	Lubjakivid, dolomiidid (Saaremaa marmor)
ALAM-SILUR	WENLOCK	ROOTSIKÜLA	Dolomiidistunud lubjakivid ja dolomiidid, sh. kihilised eurüpterusdolomiidid
		JAAGARAHU	Biohermsed lubjakivid vaheldumisi savika- matega, idas dolomiidid ja domeriidid
		JAANI	Mergel, domeriit, idas dolomiidid
	LLANDOVERY	ADAVERE	Valdavalt savikad lubjakivid ja merglid, kohati bretšadolomiit galeniidi ja sfaleriidiga
		RAIKKÜLA	Lubjakivid ja dolomiidid, varieeruvad, tasemeti ehitusmaterjaliks sobivad
		JUURU	Lubjakivid ja merglid, vahekihtidena karplubja- kivi ("rõngaspaas"), mis sobib lubja tootmiseks

Joon. 21. Eesti siluri stratigraafiline liigestus

Paleogeograafiliselt jätkas Ida-Euroopa platvorm (ehk nn. Baltika ürgmanner) oma triivi lõunast põhja suunas. Olles ordoviitsiumis veel lõuna-parasvöötmes, jõudis Eesti ala siluris ekvaatorini – s.o. tõelisse troopikasse. Siiski on huvitav märkida veel üht paradoksi: ordoviitsiumi lõpul haaras Maad suur külmalaine, mis viis nn. Sahaara mandrijäätumiseni (parimini jälgitav Aafrika mandril).

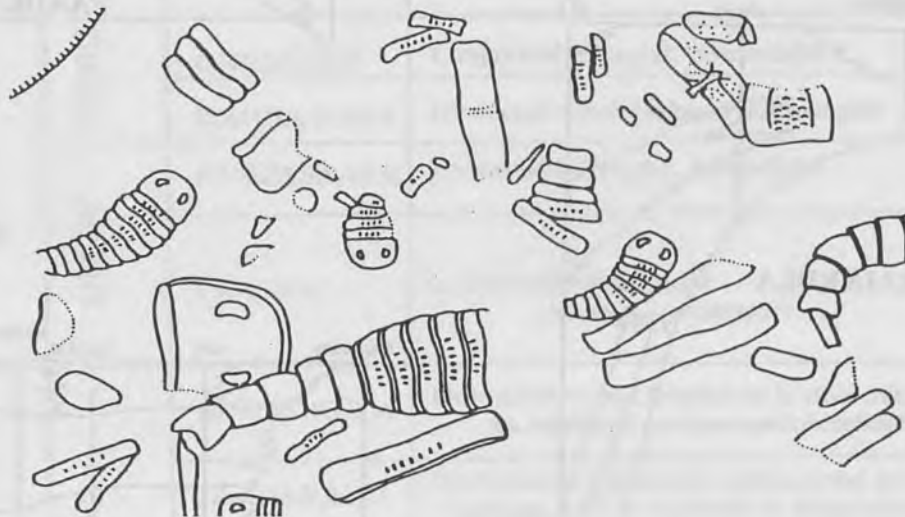


Joon. 22. Näiteid mõnede siluri lademete siseliigestusest eriilmelisteks kihistuteks 1980. a. – A. Aaloe, R. Einasto, E. Klaamanni ja H. Nestori järgi (Rõõmusoks, 1983). Nüüdseks on liigestus täiustunud ja veelgi keerukamaks muutunud (vt. Geology and mineral resources..., 1997)

Meie alal see sündmus kliimaatiliselt ei kajastunud, küll aga viis võimsate jäämassiivide kujunemine poolustel suurele maailmamere taseme alanemisele (eustaatile alanemine). Selle tulemusel tõmbusid madalmered mandrilavadelt tagasi ja paljud organismid surid välja. Just järsk hüpe organismide arengus ongi ordoviitsiumi ja siluri ladestu eraldamise aluseks tänases geokronoloogilises skaalas.

Eesti alal tõi Sahaara jäätumine ordoviitsiumi–siluri piiril kaasa ka territooriumi lühiajalise vabanemise mere alt, mille tulemusel mõned ülemordoviitsiumi lademed allusid osalisele kulutusele ja ärakandele (Pirgu ja Porkuni lade).

Niisiis on siluri karbonaatkivimite kujunemine üsna selgesti piiritletud iseseisev etapp Eesti ala arenguloos. Tal on ka mõned erijooned. Esiteks asjaolu, et tektooniliste liikumiste suure kontrastsuse tõttu on mitmete alajaotuste – lademetete – piires formeerunud erineva iseloomuga lubjakivid, mida eristatakse kihistutena (joon. 22). See teeb siluri kivimite jälgimise läbilõigetel üsna raskeks ning põhjustab tänaseni elavaid vaidlusi. Teiseks on siluri ladestu kivimid sageli esindatud mitte lubjakivide, vaid dolomiitidega. See on tunnusjoon, millel on mitmeid keerukaid põhjusi, kuid mida on kasulik meelde jätta. Ja kolmandaks – silur on pälvinud suurt tähelepanu oma fossiiliderikkuse poolest. Eesti silurile on suurt kuulsust toonud skorpionilaadse lüljalgse *Eurypteruse* (= *Baltoeurypterus*) ja esmaste selgroogsete (sõõrsuud, kalad) leiud Saaremaa läbilõigetelt (joon. 23), mis meelitasid siia palju paleontolooge. Ameerika paleontoloog W. Patten viis siit aastail 1928–1932 kaasa tohutu hulga neid huvitavaid kivistisi, tehes Saaremaa siluri (Oeseli nime all) kuulsaks paljudes maailma muuseumides.



Joon. 23. Skorpionilaadse *Baltoeurypteruse* fragmentide kogum eurüpterusdolomiidi kihipinnal Viita paljandis. 0,7x.
(R. Einasto järgi)

Eesti siluril on ka mitmeid rakendusalasid – eelkõige küll ehituskivina kohalike suurehitiste rajamisel. Esikohal on ehk Raikküla lademe lubjakivid ja dolomiidid (Paide ja Haapsalu linnused ja teisedki rajatised), järgnevad Paadla lademe nn. Kaarma dolomiidid (*Saaremaa marmor* – näiteks Kuressaare loss ja rida esindushooneid Tallinnas). Eriti hinnatud on siluri puhtad madalveekivimid tehnoloogilise toormena – lubja-, raua-, klaasi- ja tselluloositööstuses (Jaagarahu ja Juuru lademe kivid). Neid kivimeid on eksporditudki nii lääne kui ka ida suunas. Tänapäeval tarbitakse ka tehnoloogilist dolomiiti (Kurevere leiukoht Virtsu lähedal).

Siluri ladestu jaotub kaheks ladestikuks (ülem- ja alam-) ning neljaks ladejaguks (joon. 21). Eesti läbilõikes eraldatakse temas 10 põhiühikut – ladet, mida alljärgnevalt alt üles liikudes vaatlemegi.

Alamsilur

Juuru lade levib praktiliselt kogu siluri levikualal Eestis, mis on igati arusaadav – vanima lademena on ta hilisemates kulutusprotsessides parimini säilinud. Paksus 20–64 m, stratotüübiks vana paemurd Juuru lähedal. Koosneb hallist või rohekashallist savikast muguljast lubjakivist (*Varbola kihistu*), ülemises osas aga valkjast kuni kollakashallist biomorfsest lubjakivist – nn. *rõngaspaest*, mis on kujunenud käsijalgse

Borealis borealise massiliselt kokku kuhjatud kodadest (*Tamsalu kihistu*). Selle kihistu puhtaimad kivimid moodustavad meie põhilise lubjatooraine, millest annavad tunnistust tehased Tamsalu–Rakke–Kiltsi piirkonnas.

Raikküla lade on Eesti siluri levialal laialt levinud ja rohked kohalikuks ehitusmaterjaliks sobivad vahetasemed teevad ta üsna tuntuks. Lademe paksus on 16–172 m, mis seaduspäraselt suureneb lõuna ja edela suunas.

Kesk-Eestis on lade esindatud mitmesuguse ilmega karbonaatkivimitega, millest osa on üsna tugevasti dolomiidistunud ja kavernoossed (näiteks endine Mündi murd Paide lähedal või Röstla karjäär Põltsamaa lähistel). Teisal, eriti Lõuna-Eestis on lademes valdavad afaaniitsed (peitkristallilised) lubjakivid, mis regulaarselt vahelduvad detriitse (purustatud merekarpidest) lubjakivi vahekihtidega (*Kalana marmor* Põltsamaalt kirde pool).

Stratotüübiks on Raikküla–Paka vana, praeguseks metsastunud rannaastang Raplast lõuna pool.

Raikküla lademe kivimit on kasutatud kohalike ehitiste rajamisel (Märjamaa kirik). Tuntumatest murdudest nimetagem Mündit (ehituskullustik) ja taaselustatavat Orgitat Märjamaa lähedal (mitmesugused paetooted). Viimastel aastatel on katteplaatidena populaarsust võitmas Pusku karjääri lubjakivid Haapsalu lähedalt.

Adavere lade on eelmistest juba piiratumat levikuga, ka ei suurene tema paksus oluliselt lõuna suunas. Eesti alal kõigub paksus 10–56 m piires. Stratotüübiks on tänaseks kinni kasvanud vana paemurd Adavere asulas.

Kivimiliselt on lade esindatud suhteliselt ühetoonilise õhukesekihilise mugulja lubjakiviga, mis võib olla rohkem või vähem dolomiidistunud, isegi kavernoosne (*Rumba kihistu*). Võhma ümbruses levib omapärane *bretšataoline* (nurklike jäänuktükkidega) *dolomiit*, mille lõhedes ja kavernides esineb pliimaagi – *galeniidi* – kristalle ja agregate, samuti sfaleriiti, püriiti ning kaltседoni. Viimaseid peetakse kivimite hüdrotermilise mõjutuse tulemuseks. Korduvalt on siit otsitud ka maake – tööstuslike tulemusteni pole aga jõutud: Lademe ülemises osas, mis on säilinud Saaremaal ja mandri edelaosas, muutuvad valdavaks savikamad kivimid – merglid ja domeriidid (*Velise kihistu*).

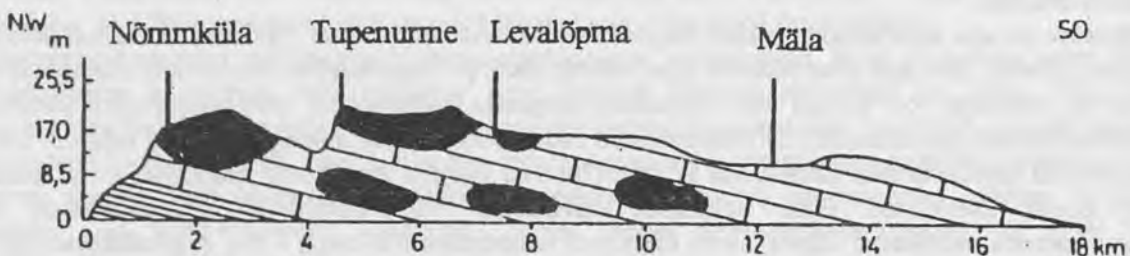
Rakenduslikku tähtsust lademe kivimid ei oma. Küll on aga huvitav, et Adavere lademes ilmuvad ka siluri ladestusse vulkaanilise tuha moonduvad tasemed – metabentoniidikihid, mille koguarv ulatub siin 20-ni (Ohesaare p.a.).

Jaani lade on eelmistest veelgi tagasihoidlikuma levikuga, ta avaneb Põhja-Saaremaal ja Matsalu lahe lõunakaldal. Stratotüübiks on Paramaja pank Jaani kiriku lähedal Saaremaal.

Lademe paksus on 24–70 m, see suureneb edelasse Balti nõo keskme suunas.

Kivimiliselt on lade võrdlemisi ühetooniline – valdavalt esineb rohekas- kuni sinakashall mergel ja domeriit (idas) üksikute õhukeste metabentoniidivahekihtidega (*Jaani kihistu*). Lademe ülaosas on ka savipuhutatud lubjakivi (Ninase kihistik).

Jaagarahu lade levib Saaremaalt Väandra jooneni mandril, paksus 32–145 m. Kõvade kivimite tõttu annab panku ja häid paljandeid (Panga ja Oiu pank Saaremaal, Üügu ja Püssina pank Muhus, Kesselaiu pank), samuti iseloomulikke kõvikuid – silmatorkavaid kõrgendikke Lääne-Eesti madalikul (Salevere Salumägi, Kirbla, Lihula Kirikumägi, Kasari). Iseloomulikuks kivimiks on biohermsed e. riffilubjakivid, milles organismide skeletijäänused moodustavad läätsjaid kuhjeid (joon. 24). Need kivimid on tavaliselt korrapäratu kihilisusega, koosnevad korallide, stromatopooride või vetikate elutegevusel kujunenud moodustistest. Esineb ka muguljate lubjakivide ja merglite vahetasemeid. Ida pool on kivim tugevasti dolomiidistunud, andes Eesti puhtamaid dolomiite (Kurevere). Eristatakse mitut – *Muhu*, *Jaagarahu*, *Jāmaja* ja *Sõrve* kihistut.



Joon. 24. Skemaatiline läbilõige Muhu saarest Jaagarahu lademe biohermidega (mustad) – (A. Aaloe järgi)

Stratotüübiks on endine Jaagarahu murd Saaremaal, praegu suures osas veega täitunud.

Rootsiküla lade. Lademe levik piirdub praktiliselt Saaremaa kesk- ja lõunaosaga, ulatudes vaid väikese laiguna ka mandrile Tõstamaa ümbruses. Lademe paksus 20–40 m. Stratotüübiks on valitud Viita paemurd, omaaegne maailmakuulus eurüpteriidide leiukoht, mis tänaseks on kinni aetud.

Kivimiliselt koosneb lade mitmesugustest dolomiidistunud lubjakividest ja osalt nn. eurüpterusdolomiidist, s.t. vahetult settebasseinis endas moodustunud dolomiidist (teiseseid dolomiidid Eesti läbilõikes on hilisemate protsesside mõjutusel tekkinud). Kihitatud eurüpterusdolomiite sisaldavat lademe lääneosa käsitatakse *Rootsiküla*, idaosas levivat massiivsemat püriidikirjadega dolomiiti aga *Sakla* kihistuna.

Ülemsilur

Paadla lade. Ülemsilur tervikuna levib üksnes piiratud alal Saaremaa kesk- ja lõunaosas. Vaid Paadla lade ulatub veel üksiklaikudena mandrile. Stratotüübiks oli endine Paadla paemurd. Lademe paksus on 11–25 m.

Levivad valkjäs-, kollakas- või sinakashallid dolomiidistunud lubjakivid ja massiivsed dolomiidid (Kaarma *Saaremaa marmor*). Viimased on värskelt murtuna hästi töödeldavad ja lõigatavad, kuivades kõvastuvad pöördumatult ja muutuvad ilmastikukindlaks. Hea ehituskivi, ammu kasutatav ja eksporditav (*Paadla kihistu*). Ida ja lõuna poole kivimiline ilme lademes mõneti muutub (lõunas peamiselt lubjakivid, idas dolomiidid). Selle alusel eraldatakse lademes *Torgu* ja *Kihnu* kihistu.

Kuressaare lade. (Endine Kaugatuma lademe alumine osa.) Piiratud levilaga halvasti paljanduv lade, mille avamusel paikneb Kuressaare linn. Stratotüübiks on Kingissepa puurauk (puurimisaegse linnanime järgi).

Paksus 5–27 m. Kivimiliselt lubjakivid, lubidomeriidid ja dolomiitmerglid.

Rakenduslikku tähtsust ei oma.

Lademe eraldamise tingis vajadus ühtlustada Eesti läbilõiget ülemaailmsete ladejärgudega (Ludlow – Pridoli piir) – seega on aluseks peamiselt paleontoloogiline andmestik.

Kaugatuma lade. Avaneb vaid Sõrve poolsaare põhjaosas. Stratotüübiks on samanimeline pank Sõrve poolsaare läänerannikul. Paksus on 41–86 m.

Kivimiliselt vahelduvad jämedadetriidilised krinoidlubjakivid all ja merglid keskel ja ülaosas.

Ohesaare lade. Avaneb vaid Sõrve sääre lõunaosas, kus selle mittetäielik paksus on kuni 34 m. Stratotüübiks on Ohesaare pank ja samas lähikonnas puuritud puursüdamikud. Kivimiliselt koosneb mitmesuguse ilmega lubjakividest, merglitest ja domeriitidest.

Rakenduslikku tähtsust ei oma.

Eeltoodust järeldub, et siluri kihtide läbilõige Eestis on huvitav, kuid küllaltki monotoonne. Saaremaa lõunapiirkonnas koosneb 400 m paksune kompleks mitmesuguse ilmega lubjakividest, dolomiitidest ja nende savikatest erimitest – merglitest ja domeriitidest.

Maavaradestki pole silur eriti rikas, kuigi ei tohi unustada mõningaid ehituskiviliike (Raikküla, Jaagarahu ja Paadla lademe dolomiite), eriti aga puhtaid karplubjakive alamsiluris, mis võimaldavad toota tehnoloogilist lubiainet (Juuru lade). Rakenduslikust seisukohast väärib siluri kivimites tähelepanu veel karstumine, mis levib küllaltki laialdaselt, kuid jääb oma mastaapsuselt ja vormirohkuselt ordoviitsiumis levivale siiski alla.

Hinnatav on aga siluri läbilõige ajastu üldgeoloogilisel tundmaõppimisel. Hoolikalt töödeldud paleontoloogiline materjal, eriti aga siluri kivimite ilme küllaltki järsk ja selgeilmeline muutumine Lõuna-Baltikumi suunas ja edelasse on loonud siin võimaluse selgitada selleaegseid settimistingimusi üleminekul madalveevööndist avaookeanile. Siin väljatöötatud settemoodustumise mudel, nagu juba eespool öeldud, ongi pälvinud rahvusvahelise tähelepanu ja tehtud tööd ka vastava tunnustuse. Märkigemgi siia lisaks, et lõuna poole asenduvad Eesti suhteliselt savipuhtad karbonaatkivimid seaduspäraselt algul süvaveelisemate merglitega, hiljem veelgi kaugemal tumedate kiltsavidega – nn. graptoliitkiltadega, mis kajastavad juba ookeanilisele mandrinõvale iseloomulikke olustikke. Loomulikult ei leia me neis kihtides enam madalveelise elustiku jälgi, mis tekitab raskusi ka kihtide üheaegsuse määramisel. Just Eesti ala võimaldab selleaegse elustiku üleminekuid sujuvalt jälgida ja luua uue stratigraafilise meetodi *ökostratigraafia* põhialused, mida Eesti geoloogid D. Kaljo juhitud kollektiivina on ka teinud.

Siluri ladestu oli Eestis teada juba 1840. aastal, s.t. kohe pärast ladestu püstitamist ülemaailmses ulatuses. Esialgu loeti siluri koosseisu ka ordoviitsium, mida käsitleti alamsilurina. Esimesteks uurijateks olid kohalikud baltisakslastest geoloogid E. Eichwald, A. Schrenk, C. Pander ja Fr. Schmidt ning mitmed väliskülalised (R.J. Murchison, W.H. Twenhofel), kellest paljusid meelitasid siia eespool mainitud suure skorpionilaadse lüljalgse *Eurypteruse* (= *Baltoeurypteruse*) leid Saaremaa läbilõigetest. Eesti soost uurijatest tuleb märkida geoloogiaprofessorit H. Bekkerit ja dots. A. Luha't, Teise maailmasõja järgsest perioodist aga tervet plejaadi uurijaid akad. D. Kaljo juhitud kollektiivist (A. Aaloe, E. Klaamann, M. Rubel, H. Nestor, L. Sarv, R. Einasto, E. Jürgenson jt.).

Süvenemist Eesti siluri geoloogiasse võimaldavad mitmed kokkuvõtlikud raamatud, mis on näidatud kirjanduse loetelus.

DEVON

Devoni ajastu kestis umbes 50 miljonit aastat, ajavahemikus 355–405 mln. aastat tagasi. See ajastu ei kuulu enam varapaleosoikumisse, vaid sellega algab kogu maailmas hilispaleosoikumi etapp. Seda sellepärast, et devoni ajastuga seonduvad Maa ajaloo suured, põhimõttelise tähendusega sündmused. Tähtsaim neist on kahtlemata nii taimestiku kui loomastiku väljumine merest maismaale – selle tulemusel hakkas mandritel kujunema muld, said võimalikuks täiesti uued settetüübid, näiteks kivisüsi, boksiidid jt. Teiseks oluliseks jooneks oli selgroogsete organismide hoogne areng – tekkis rikkalik kaladekoosus ning peagi ilmusid ka esimesed kahepaiksed. Kolmandana tuleb märkida võimsat tektoonilist kurrutuslainet siluri lõpul, mida nimetatakse kaledoonia kurrutuseks. Paljudes Maa mobiilsetes piirkondades toimus intensiivne mägede teke, mandrid tõsteti kõrgele, meri taganes mandrilavadelt, kliima muutus kontrastsemaks. Tõsi küll, enamik kaledoonia kurrutusega tekkinud mäeahelikest on tänaseks kulutatud ja lamendunud, kuid Eestile neist lähimad – Skandinaavia mäed (Norra) on siiski suhteliselt hästi säilinud. Kõik need devoni ajastu põhijooned kajastuvad ka Eesti geoloogilises läbilõikes.

Devoni ladestu on Eesti aluspõhja noorim üksus – ta moodustab aluspõhja ülemise osa. Devoni kivimid katavad vanemaid ladestuid põiksusega, s.t. lasuvad Eesti erinevates osades erineva vanusega kivimitel: Kirde-Eestis ülemordoviitsiumil, lõunas siluri lademetel, Eesti lõunapiiril (Lokno–Valmiera kerkeala piirkonnas) koguni kambriumiil ja aluskorralgi. Hästi on see näha Eesti geoloogilisel läbilõikel (joon. 8). Arenguloolises mõttes tähendab see, et enne devoni kihtide moodustumist vabanes Eesti ala mere alt ja allus mandrilistele kulutusprotsessidele, mis tõidki territooriumi eri osades maapinnale erineva vanusega kihte. Selles avaldub kaledoonia kurrutuse ja üldise maatõusu mõju Eesti alal. Kõnealune mandriine periood – nn. sedimentatsioonilünk – ei kestnud küll väga kaua, kuid on siiski selgesti märgatav. Puuduvad ju suuremas osas Eestis siluri noorimad lademed ja ka alamdevon on piiratud levikuga. Viimane on esindatud üksnes Kagu-Eestis, kuhu ulatusid vaid üksikud merekeeled meist lõuna poole jäävatelt enamvajanud aladelt. Lünga kestus on mõõdetav umbes kümme miljonit aastaga ja pole seetõttu võrreldav vendieelse ~1,0 miljardilise või devonijärgse – kvaternaarieelse lüngaga (300 miljonit aastat), mis on jätnud Eesti geoloogilisse ehitusse märksa tugevamaid jälgi. Kuid ka siluri ülaosa ja alamdevonit haarav lünk on toonud teatud muutuse kihtide lasumuselementidesse. Devoni kihtide kallakus on küll enam-vähem võrreldav lamavate ordoviitsiumi ja siluri kihtidega, kuid suunatud siiski kagusse, samal ajal kui devonist vanemad kihid langevad otsejoones lõuna suunas. Hästi avaldub see Eesti aluspõhjakivimite avamuste paiknemises geoloogilisel kaardil (vt. joon. 8).

Kihtide üldise kallutatuse tõttu levivad devoni kihid vaid Eesti lõunaosas – kagu pool Pärnu–Narva joont (joon. 8). Põhjapoolsemalt alalt on nad hilisemal mandriperioodil ära kulutatud.

Settemoodustumise mõttes algas devoni ajastuga uus arenguetapp. Eesti oli selleks ajaks läbinud ekvaatorijoone ja jõudnud põhjapoolsesse, juba kuivema kliimaga võõndisse (vt. joon. 17C). Põhjapoolkera haaranud kaledoonilise maatõusu tagajärjel kuhjus basseinidesse peamiselt mandrilt kulutatud purdmaterjali – liiva, aleuriiti, savi. Lubisetete moodustumiseks ei olnud enam vajalikke tingimusi ja neid kujunes devonis vaid üksikute vahekihtidena. Pealegi oli devonis settimisrežiim märksa rahutum – valdavalt olid madalmerelised veekogud, sageli koguni ääremerelis-laguunsed või isegi jõelisk-järvetasandikulised olukorrad. Nende tingimuste vaheldumisel ei kujunenud enam väga suurtele aladele levivaid väljapeetud kihte, vaid pigem üksteise kõrval ja peal lasuvaid läätsjaid kivimkehi. Seetõttu on devoni kihtide omavaheline rööbistamine üksteisest eemalasuvates puuraukudes üsna raske. Raskusi lisab veel asjaolu, et purdsetete, eriti liivade kuhjumisel ei olnud tingimusi mereloomastiku eksisteerimiseks, eeskätt aga nende säilimiseks kivististena. Seetõttu on Eesti devon peaaegu

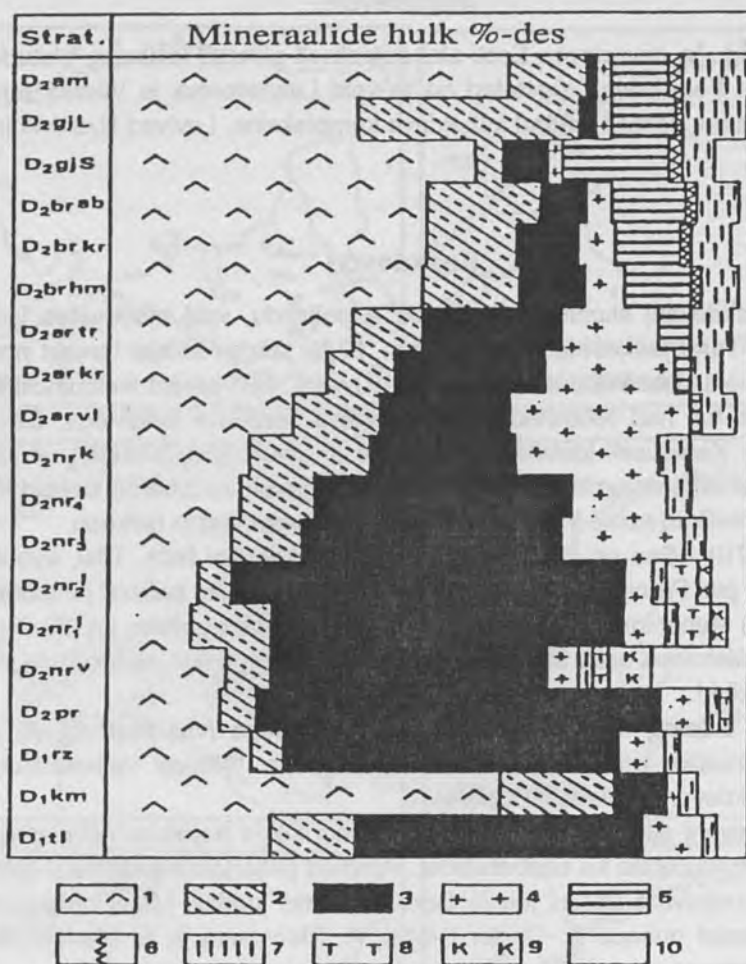
kivististeta, nii-õelda tumm paleontoloogilises mõttes. Liivakividega põimuvates savikamates vahekihtides võib vaid harva leida devoniaegsete rüükalade kilbifragmente, millele peamiselt tuginebki devoni läbilõike liigestamine paleontoloogilises mõttes. Praktilises töös tuleb sageli toetuda puhtvälisele settimiskeskonda näitavatele tunnustele või siis, tänu Eesti geoloogide pingsale tööle, kasutada kihtide liigestamiseks liivaosakeste mineraloogilisi tunnuseid, mis vertikaalläbilõikes muutuvad üsna seaduspäraselt (joon. 26).

Tänu nendele töövõtetele on Eesti devon liigestatav 10 allüksuseks, mida võib käsitada ka lademetena, kuid õigem on neid vaadelda kihistutena, s.o. eeskätt kivimilistele tunnustele tuginevate allüksustena (joon. 25).

Devoni ladestu kogupaksus on suurim Kagu-Eestis (kõikide lademete-kihistute olemasolul), praegu teadaolevalt Hino puuraugus Läti piiri lähedal 448,5 m.

Ladestik	Kihistu = Lade	Kihistik Kihid *	Lühikirjeldus
ÜLEMDEVON	DAUGAVA		Savi, dolomiidistunud lubjakivi Dolomiidid, domeriidid, lubjakivid
	DUBNIKI		
	PLAVINAS	Izborsk Snetnaya Gora	
KESKDEVON	AMATA		Liivakivid ja aleuroliidid, valkjashallid
	GAUJA	Lode	Liivakivid ja aleuroliidid, valkjashallid, ka saviläätsi. Klaasiliiv Piusal.
		Sietigi	
	BURTNIEKI	Abava*	Liivakivid, kollakad või roosad, sisaldavad aleuroliidikihte ja saviläätsi (sh raskulavaid)
		Koorküla*	
		Härma*	
	ARUKÜLA	Tarvastu*	Liivakivid ja aleuroliidid, punakaspruunid või kollakad, sisaldavad üksikuid dolomiidi ja savikihte
		Kureküla*	
		Viljandi*	
	NARVA	Kernavė	Dolomiidid, domeriidid, savid, aleuroliidid, ka liiva- kive, mergleid, lubjakive. Tähtis veepide.
Leivu			
Vadja			
PÄRNU	Tamme	Liivakivi, helehall, sagedasti dolomiitse tsemendiga	
	Tori		
ALAMDEVON	REZEKNE KEMERI? TILŽĒ		Liivakivid, heledad ning aleuroliidid, hallid või kirju- värvilised, ka dolomiite ja mergleid

Joon. 25. Eesti devoni stratigraafiline liigestus



Joon. 26. Raske fraktsiooni läbipaistvate mineraalide koosluse muutus Eesti devoni purdkivimite vertikaalläbilõikes (A. Kleesmenti järgi):

1 – tsirkoon, 2 – turmaliin, 3 – granaat, 4 – apatiit, 5 – stauroliit, 6 – küaniit (disteen), 7 – rutiil, 8 – titaniit (sfeen), 9 – korund, 10 – ülejäänud

Eestist lõuna ja ida poole levib devon väga ulatuslikul alal, andes laialdase avamuse Lätis, Leedus, Venemaal ja Valgevenes, kus ta on ka üsna põhjalikult uuritud. Devoni kihtide üheks iseloomulikuks jooneks on nende sagedane punavärvilisus, mille põhjustab koos purdosakestega basseini kandunud raudoksiidne pigment. (Et setted pole enamjaolt läbinud tüüpilist merelist diageneesitsüklit, on see pigment jäänud rohekashalliks taandamata.) Seepärast on devonit põhjapoolkeral nimetatudki *Old Red*iks. Eestis on devoni kivimite avamusala samuti märgatav punakate ja pruunide toonide tugevnemises isegi neis piirkondades kujunenud põllumuldadel.

Devoni ladestu on suhteliselt maavaravaene. Peamiselt tulevad kõne alla kohaliku tähtsusega ehitusliivad, kuid siin paiknevad ka mõned Eesti ainukesed hinnalised toormeliigid: valge klaasiliiv (Piusa, Imanda–Tabina), rasksulavad savid (Joosu, Küllatova, Sänna, Sühavavva). Viimased ei leia kahjuks praegu kasutamist – eelkõige vähese sobivuse tõttu suurtõstuslikuks tootmiseks. Lasundid on nimelt muutliku ehitusega, sageli läätsjalt kiilduvad ning nõuavad seetõttu selektiivset väljamist. Devoni kihtidest on leitud veel raudoksiidseid konkretsioone, mõningaid fosforiidilminguid ja omapäraseid radioaktiivsust kandvaid molübdeenisulfiidegi, kuid need pakuvad üksnes mineraloogilist huvi.

Küll on aga devoni kivimid olulised ehitusalusena, eriti aga veekandjana joogivee tarbeks. Kivimites esinev punavärvilisus põhjustab siinse põhjavee kõrge rauasisalduse, mis on tänapäeval muutunud Lõuna-Eesti tsentraliseeritud veevarustussüsteemide põhiprobleemiks. Vete jaotumise seisukohast on oluline märkida veel seda, et üks keskmistest kivimkehadest – Narva lade – käitub läbilõikes oma peeneteralisema koostise tõttu veepidemena, jagades kogu devoni terrigeense kivimikompleksi kaheks eraldiseisvaks veekihiks – alam-keskdevoni ja keskdevoni omaks.

Alljärgnevalt vaatleme devoni ladestu ehitust tema põhiüksuste kaupa, tehes seda vaid väga põgusalt ning illustreerides materjale vastavate lademete-kihistute levikuskeemidega.

Alamdevon

Tiilze lade. Nagu öeldud, on alamdevon Eesti alal suhteliselt piiratud levikuga, ulatudes vaid kahe kitsa keelena Kagu-Eestisse. Fossiilidega tõestatud on ta vaid Laanemetsa ja Värskas puuraugus (21,7 m), mujal mõne meetri paksuse, teatud määral kaheldava kompleksina. Levivad liivakivid ja aleuoliidid. Lade Eestis ei avane.

Keskdevon

Rezekne lade. Ka keskdevoni alumine lade Eestis ei paljandu, vaid moodustab ladestu alumise osa Häädemeeeste–Viljandi–Tartu joonest lõuna pool (joon. 27A), jäädes kõikjal temast nooremate lademetekatte alla. Varem loeti neid kihte Pärnu lademesse kuuluvaiks, kuid pärast iseloomulike fossiilide leidmist Mehikoorma puuraugus tuli nad rööbistada Lätis avaneva Rezekne lademega. Eestis ulatub lademe paksus 25–30 meetrini. Kivimiliselt levivad siin liivakivid ja aleuoliidid. Võrtsjärvest ida pool on lademe ülaosas ka kuni 8 m paksune dolomiitmergli kiht. Mineraloogiliselt on lademe kivimid lähedased lasuvale Pärnu lademele, iseloomulikud raske fraktsiooni mineraalid on granaat ja tsirkoon.

Pärnu lade (joon. 27B). See on juba Eestis avanev keskdevoni lade. Tõsi, avamusala on kitsas – Kihnu saare põhjaosast piki Pärnu jõge Navesti jõe suudmeni. Tuntuim paljand ja lademe tüüpläbilõige on nn. Tori põrgu (koopad) samanimelise maantee sillal juures. Lademe paksus on 25–40 m, selle koostises on valdavalt liivakivid, ülemises osas ka mõned dolomiitse tsemendiga aleuoliitide või dolomiitmerglite (isegi dolomiitide) vahekihid.

Mineraloogiliselt on lademe liivad kvarts-päevakivi koostisega (vastavalt 80–95 ja 20–5%), raske fraktsiooni tunnusmineraaliks on granaat. Lademe kihid on tähtsad veevarustuse seisukohast – moodustavad alam-keskdevoni veeladestiku põhiosa.

Narva lade. See devoni allüksus on Eestis lähialadest kõige paremini esindatud ja tema nimetus kasutatakse eriliste vastuväideteta ka naaberaladel. Parimad paljandid – lademe tüüpläbilõiked – asuvad vasakult Narva jõkke suubuvate Poruni jõe ja Gorodenka oja kaldail. Mujal on paljanduvus võrdlemisi halb. Detailsemalt on ladet uurinud K. Orviku (1948), A. Kleesment ja E. Mark-Kurik (1976). Lademe paksus on 27–106 m ning see suureneb seaduspäraselt lõuna suunas (joon. 27C).

Kivimiliselt on lade väga mitmekesine, kuid valdavalt on siiski selgelt mereliste tunnusjoontega kivimid: dolomiidid, domeriidid (dolomiitmerglid), savid, aleuoliidid, aga ka liivakivid ning üksikute õhukeste vahekihtidena merglid ja lubjakivid. Eriilmeliste kivimite vaheldumine on küllalt tihe, moodustuvad omapärased rütmid.

Kivimipindadel on leitud kuivalõhesid ja kuubiliste kristallide jälgi. Mõned uurijad on pidanud viimaseid kivisoola tekitatuiks ja oletavad basseinivee osalist kõrvalekaldumist normaalmerelisest (35%) kõrgema soolsuse suunas. See on küll diskuteeritav, kuid rahutuilmeline madalmererežiim Narva eal on siiski vaieldamatu.

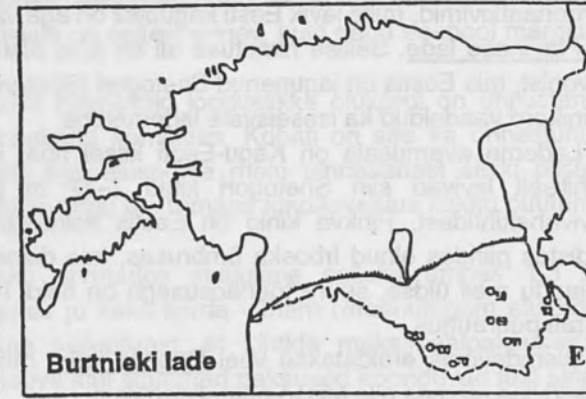
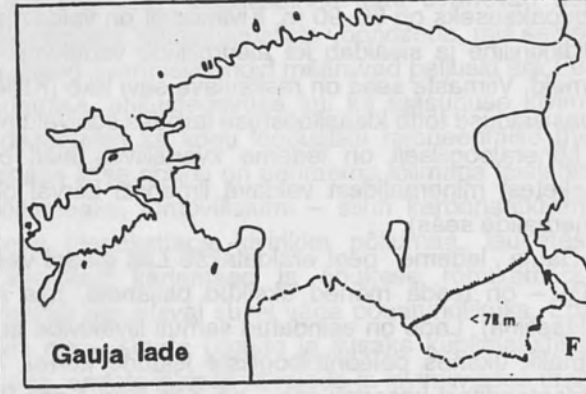
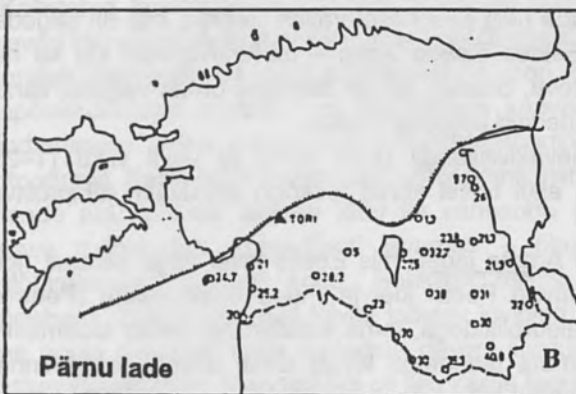
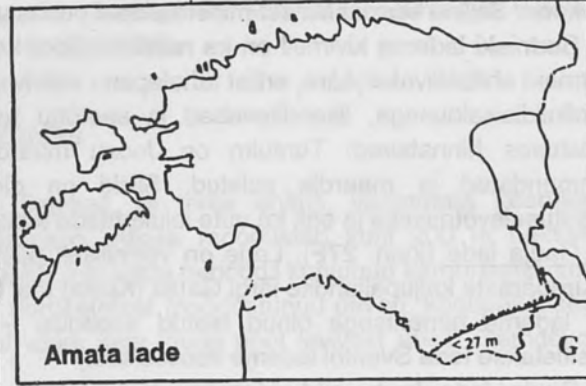
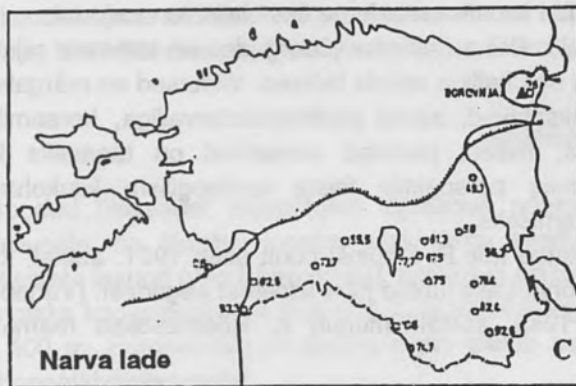
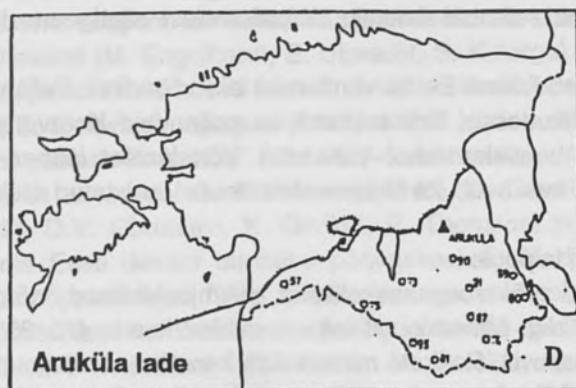
Narva lademe raske fraktsiooni tunnusmineraalid tsirkoon, turmaliin, granaat ja apatiit esinevad enamasti ligilähedastes hulkades.

Otsest rakenduslikku tähtsust Narva lademel küll ei ole, kuid hüdrokeoloogilises mõttes on ta läbilõikes väga oluline: vett mitteläbilaskva lasundina moodustab ta ulatusliku regionaalse veepideme, mis jagab devoni liivakivides tsirkuleeriva põhjavee kaheks selgesti isoleeritud tasemeks.

Aruküla lade (joon. 27D). See Tartu piirkonnas sageli paljanduv lade oli varem tuntud Luuga või Tartu lademe nime all. Tema nomenklatuuri korrastas E. Mark-Kurik (Mark, 1958) Aruküla koobaste, Tartu põhjapiiril asuva tuntud rüükalaleiukoha tugiläbilõikele tuginedes. Lade paljandub paljudes Edela-Eesti jõeorgudes (Halliste, Kõpu, Raudna), Sakala kõrgustiku järsakutel, Võrtsjärvel (Tamme paljandid), Emajõe (Tartu Kalmistu paljandid), Peipsi ääres (Kallaste pank) ja rohkem ajutisteski ehitussüvendites.

Lademe paksus on 65–99 m, see suureneb ida suunas.

Lademele on iseloomulik punakaspruunide või kollakate liivakivide ja aleuoliitide vaheldumine, milles aeg-ajalt leidub ka õhukesti dolomiidi või dolomiitmergli vahekihte. Esineb kallakihilisus. Viimaste uurimiste põhjal jaotub lade kolmeks allüksuseks – Viljandi, Kureküla ja Tarvastu kihtideks (Kleesment, 1994).



Joon. 27. Devoni lademetete levik ja paksused Eestis (K. Kajaku, A. Kleesmenti ja E. Mark-Kuriku järgi)

Mineraloogiliselt on Aruküla lademe kivid kolmekomponendilised: kvarts (75–90%), päevakivid (7–25%) ja vilgud (1–10%). Raskes fraktsioonis on alati esikohal ilmeniit, läbipaistvatest allotigeensetest mineraalidest aga apatiit, turmaliin ja granaat.

Burtneki lade (joon. 27E). Ka Burtneki lade avaneb Lõuna-Eestis võrdlemisi laia vööndina. Paljandid on koondunud siiski peamiselt jõeorgude piiratud lõikudesse. Eriti rohkesti on paljandeid Koorvere ja Taevaskoja vahelisel lõigul Ahja jõel ning Leevi ja Leevaku vahel Võhandul. Võrtsjärvest läänes on märkimisväärsed paljandid Tõrva-Helme piirkonnas, kus asub ka lademe kihtidesse uuristatud Helme koobastik.

Lademe paksus on 50–100 m, see kasvab samuti ida poole.

Kivimiliselt on lademele iseloomulikud heledad või roosakaskollased põimjaskihilised nõrgalt tsementeerunud peeneteralised liivakivid või aleuoliidid. Mineraloogiliselt on valdav kvarts (75–95%), päevakive on vähe, vilkudest on sagedasem hele muskoviit. Raskete mineraalide koostises on toimunud märgatav muutus – püsiva läbipaistmatu ilmeniidi kõrval on granaadi asemel esikohal turmaliin ja tsirkoon. Selline ebapüsivatest mineraalidest puhastunud koostis on lademe üks olulisi tunnusoone.

Burtneki lademe kivimeil on ka rakenduslikku kaalu. Põlva ümbruse jõeorgudes on temasse rajatud mitmeid ehitusliivakarjääre, erilist tähelepanu väärivad aga hallide savide läätsed. Viimased on märgatava kaoliniidisisaldusega, lisanditevabad ja seetõttu rasksulavad, suure paakumisintervalliga, keraamikatööstuses hinnatavad. Tuntuim on Joosu maardla, millest parimad savierimid on tänaseks küll ammendatud ja maardla suletud. Siiski on olemas perspektiiv teiste analoogiliste leiukohtade kasutuselevõtmiseks ja ehk ka uute leiukohtade avastamiseks.

Gauja lade (joon. 27F). Lade on vormiliselt püstitatud küll P. Liepinši poolt alles 1951. aastal, kuid suurepäraste kaljupaljandite järgi Gauja (Koiva) jõel Põhja-Lätis tuntud juba iidsetest aegadest. (Vahepeal on lademe nimetusega olnud teatud segadusi – 1983. aastal ilmunud A. Rõõmusoksa raamatus käsitletakse teda Šventoi lademe koosseisus.)

Gauja lade levib vaid äärmises Kagu-Eestis Valga–Põlva–Räpina joonest lõuna pool. Lademe kogupaksuseks on 80–90 m. Kivimiliselt on valdav pude hele keskmiseteraline liivakivi, mis on sagedasti kallakihiline ja sisaldab ka aleuoliitide vahekihte. Esineb savide läätsi – nii kirjuvärvilisi kui ka halle erimeid. Viimaste seas on raskulava savi liike (Küllatova, Sänna). Gauja lademes on ka valgeid, vähese rauasisalduse tõttu klaasitööstuse tarbeks sobivaid pudedaid liivakive (Piusa).

Mineraloogiliselt on lademe kvartsiivas alati päevakivilisandit (kuni 10%) ja veidi vilku (1–2%). Rasketest mineraalidest valdava ilmeniidi kõrval on alati teisel kohal tsirkoon (püsivaim läbipaistvate mineraalide seas).

Gauja lademe peal eraldatakse Läti aladel veel Amata ladet, mis Eestis levib väga piiratult (joon. 27G) – on teada mõned üksikud paljandid, mis asuvad Peetri jõel ja Piusa ülemjooksul (Peetrijõe, Vahtseliina). Lade on esindatud samuti liivakivide ja aleuoliitidega, tema eraldamine Gauja lademest on võimalik üksnes paleontoloogiliste leidude korral. Amata lademega lõpeb Eesti devoni terrigeenne – purdsetenditest koosnev osa – nn. *Old Red*. Seda katavad juba selgelt mereliste tunnustega ülemdevoni karbonaatkivid, mille levik Eesti kagupiiril on aga väga piiratud.

Plavinase lade. Sellise nimetuse all on juba alates mõõdnud sajandist eraldatud Daugava jõel osa devonist, mis Eestis on jagunenud Snetogori (Snetnaja Gora), Pihkva ja Tšudovo kihtideks – viimaseid on mõnikord vaadeldud ka iseseisvate lademetena.

Lademe avamusala on Kagu-Eesti kitsal ribal Peetri jõelt üle Vastseliina Tiirhannani (joon. 27H). Põhiliselt levivad siin Snetogori kihid 7–12 m paksuses, koosnedes dolomiitidest ja õhukestest savivahekihtidest. Pihkva kihid on Eestis esindatud väheste paljanditega, enamtuntud on nad Eesti endistes piirides olnud Irboska ümbruses, kus dolomiitidega vahelduvad ka kipsikihid. Tšudovo kihid ei paljandu meil üldse, suure tõenäosusega on neid 10–12 m paksuse lubjakivilasundina Misso, Tsiitre ja Murati puuraugus.

Ülemdevonis eraldatakse veel Dubniki lade, mis võib 9 m paksuse sinaka savi ja dolomiidistunud lubjakivina olemas olla Misso puursüdamikus.

Eesti ülemdevoni karbonaatne osa on niisiis vähese leviku ja ka piiratud paljanduvusega. Seetõttu on kokkupuuteid sellega vähe ja sagedasti vaadeldakse seda osa ühise ülemdevoni karbonaatkompleksina. Kompleksi maksimaalpaksused ei ületa 30–40 m. Viimasel ajal on Plavinase lade siiski pälvinud tähelepanu võimaliku kohaliku toormena ehituskultustiku valmistamiseks. Väärib ka märkimist, et analoogiliselt Põhja-Eesti ordoviitsiumi–siluri paeplatooga levivad ka ülemdevoni lubjakivide alal karstinähtused, millest mõnedki on väga huvitavad.

Lõpetuseks märkigem, et devoni uurimisajalugu Eestis on seotud hoopis teiste nimedega, kui seda tõesime eespool käsitletud vanapaleosoikumi ladestute puhul. Lähemalt möödunud sajandi algusest pärinevatel (M. Engelhardt, E. Ulprecht, S. Kutorga) üksikmärkmetel peatumata märkigem Tartu Ülikooli eradotsendi H. Asmusse teeneid devoni rüükalade uurimisel ja nende väliskuju rekonstrueerimisel (1836) ning E. Eichwaldi uuringuid (1840) devoni kihtide rööbistamisel Inglismaa omadega, kus devonit käsitleti "vana punase liivakivina" (*Old Red* – see nimetus on käibel geoloogide seas vahetevahel veel tänaseni). Märkida tuleb veel G. Murchisoni (1845), C. Grewingki (1861), H. Bekkerit (1924), W. Grossi (1933–1942), D.V. Obrutševi, K. Orvikut, P. Thomsoni ja mitmeid teisi. Teise maailmasõja järgsel perioodil kandis Eesti devoni uurimise põhiraskust E. Mark-Kurik, eriti seoses devoni kalajäänuste sihikindla tundmaõppimisega. Talle pakkusid tuge mineraloogid H. Viiding ja A. Kleesment. Ei saa jätta tunnustamata ka lõunanaabrite Läti ja Leedu geoloogide panust devoni üldolustiku tundmaõppimisel Baltikumis tervikuna (V. Kuršs, V. Sorokin, L. Ljarskaja, V. Talimaa, V. Narbutas, R. Žeiba, J. Valjukevičius jt.). Lähemalt on devoni läbilõikeosaga võimalik tutvuda paljudes töodes, kõige kokkuvõtlikumalt on nüüdisaegne käsitus antud väljaandes *Geology and Mineral Resources of Estonia*. Tallinn, 1997 (Kleesment, Mark-Kurik, Kajak. Devonian, lk. 107–174).

Kokkuvõtteks

Eeltoodud ülevaadet aluspõhjast lõpetades näeme ilmekalt, et tema ehitus, vaatamata keerukale liigestusele, on üldistes joontes siiski üsna seaduspärane. Allosa moodustab kuni 200 m paksune purdsetete lasund (vend, kambrium), keskosas on troopiliste merede perioodil kuhjunud karbonaatkivimite kompleks kogupaksusega kuni 600 m ja sellel jällegi purdsetetest moodustunud devon, kogupaksusega üle 400 m. Purdsetenditest devoni peale ulatub seal väike serv lõuna pool levivast uuest ülemdevoni karbonaatkivimilasundist.

Kallutatud lasumuse ja hilisema, peaaegu rõhtsaks muudetud kulutuspinna tõttu avanevad need erinevad kivimikompleksid põhjast lõunasse üksteist asendavate laiusesuunaliste võõnditena, mis selgesti väljendub geoloogilisel kaardil ja läbilõikel (vt. joon. 8). Need avamusvööndid määravad paljuski ära Eesti maapõuekasutuse suunad – nii maavarade kaevandamise, ehitustegevuse kui ka igasuguse kivimite läbindamisviisi. Vähe sellest, need avamusvööndid dikteerivad ka kogu loodusliku rajoneerimise meie territooriumil. Kambriumi avamusala põhjarannikulähedase kitsa ribana on pehmema kliimaga laialehiste metsade ala, rohkete allikate tõttu ka vähesobiv põllumaaks. Ordoviitsiumi – siluri karbonaatkivimite avamus moodustab Põhja-Eesti lavamaa – õhukese pinnakattega kivirikka põllumaa, laugettesse sulglohkudesse tekkinud sood. Rohkesti esineb kadakast karjamaad ja õhukese rohukamaraga loopealseid. Talvist jahedust kiivalt talletav kivipind muutub siin kuival suvel väga põuatundlikuks. Edasi lõuna poole asendab selle pudedate devoni liivakivide ala – suurte orgude ja ilusaks kupliimaastikuks liigestunud reljeefiga. Mandrijäälgil oli siin kerge tegutseda, endale läbipääse rajada ja kivimimasse ümber paigutada. Tulemuseks on pinnakatte suur paksus, kohati head põllumaad, teisel aga ainult metsade alla kõlbavad liivaalad. Vaid ülemdevoni väheldane lubjakiviala on sellest erinev, kuid nagu eespool märgitud, ei suuda ta meie maastikku olulist eripära lisada.

Kõiki neid aluspõhjakehade võõndilisest paigutusest tulenevaid looduslikke olukordi on ühtlustanud mandrijää ja eriti temast maha jäänud setendite–pinnakatte kompleks. Kohati on see ka õnnestunud, näiteks suurte soomassiivide näol. Enamjaolt kumab aga aluspõhja mõju pinnakattest siiski piisava selgusega läbi ja vormib loodusliku olukorra just selliseks, nagu me temaga igapäevaelus kokku puutume. Seda Eesti geoloogia eripära ei maksaks unustada.

Pealiskorra kivimikihtide maksimaalpaksusi kokku arvutades saaksime selleks umbes 1,3 km settetikivimeid. Ometi on meil neid reaalses läbilõigetel ju kaks korda vähem (meenutagem aluskorra pealispinna sügavusi – 100–700 m). Miks nii? Aga sellepärast, et kihtide maksimaalpaksused ei summeeru kunagi ühes punktis. Hoopis vastupidi – lasuva kihi suurimad paksused koonduvad just sinna, kus lamami pealispinnale on kulutatud nõolaadne süvend. Pealegi saatsid meie kihtide teket korduvad lüngad – meri kord taganes, kord tungis peale, kord püsis sügava ja rahulikuveelise settimisalana, kord rannaäärse murrutuslavana. Kõik see püüdis vormida rõhtsaid ja tasaseid kivimkehi – eelmistest jäänud ebatasasusi kulutades ja nõgusid täites. Siit siis ka arvutuslike maksimaalpaksuste ja reaalsete paksuste suur erinevus.

Unustada ei tuleks seejuures ka Eesti ala suhteliselt kõrget asendit Fennoskandia kilbi jalamil – lüngad ja kulutusperioodid olid siin märksa sagedasemad kui näiteks lõunapoolsematel aladel. Siit ka pealiskorra

tunduvalt suuremad paksused Lätis, Leedus ja Poolas. Sedagi eripära tuleks Eesti aluspõhja puhul silmas pidada.

Ja kõige lõpuks – Eesti aluspõhja geoloogilises ehituses peegeldub hästi meie mandrilaama pikaajaline triiv kaugelt lõunapooluse lähistelt praegusesse põhjapoolkera parasvöötmesse (joon. 17). Kui kambriumielsest ajast on meie teadmised veel väga napid, siis kambriumi enese kestel triivis Ida-Euroopa platvormilaam veel kusagil suhteliselt jahedas kliimavööndis lõunapooluse ja ekvaatori vahel. Sellest jahedavõitu tingimustikust pärinevadki meie läbilõikes lubiaineta settekivimikompleksid. Ordoviitsiumis jõudis meie ala juba sooja troopikamere piirkonda, ületades siluris tõenäoliselt ekvaatori. Sellest ajast ongi meie läbilõikes valdavalt tüüpilised soojade merede moodustised – lubjakivid ja merglid. Devoni–karboni ajal nihkusime juba põhjapoolkera lähistroopikasse või isegi kõrbete-steppeid vööndisse, millest maismaarežiimi tõttu pole meil säilinud kivimikomplekse ega ka teisi seda versiooni tõendavaid andmeid. Ja alles kvaternaariajastu lõpuks oleme jõudnud parasvöötme põhjapiirile, kus siis kliimaolude halvenemisel sattusime korra ka võimutsevate kontinentaalsete mandrijääkilpide meelevalda. Sellest lähemalt aga juba järgmises peatükis.

PINNAKATE

Devoni mere hääbumisega algas uus etapp Eesti ala arenguloos. Järgnenud ligi 320 miljonit aastat kestnud maismaaperiood ei ole jätnud geoloogilisse läbilõikesse usaldusväärseid jälgi. Me ei oska praegu isegi öelda, oli Eesti sellal pidevalt maismaa või ulatus siia aeg-ajalt ikkagi mõni merekeel. Samuti ei tea me täpsemalt mere lõpliku taandumise aega, sest kõrgemad devoni kihidki on siit hiljem kulutatud. Kas devonist noorematel ajastutel leidis Eestis aset veel mere pealetunge? Arvestades naaberlade geoloogiat, neid nähtavasti polnud. Lähimad nooremad settekivimid on teada Leedu–Poola aladelt, seega Eestist juba üsna kaugel. Ja miski nende olemasolus ei viita selleaegsete merebasseinide ulatumisest meie alale.

Niisiis, maismaa. Milline ta oli oma ilmelt? Sellelegi on raske täpselt vastata. Vanade sügavale uuristatud ürgorgude järgi otsustades oli see paikkond suhteliselt tasane lainjas lavamaa, mida liigestasid laiad ja sügavad jõeorud (joon. 28). Eriti tasane oli Põhja-Eesti lubjakivide avamusala, mis moodustas ilmselt juba aastamiljoneid tagasi kõrgele tõstetud paelava. Fennoskandia kilbi tõusul omandasid meie aluspõhjakivimid järk-järgult monoklinaalse (ühes suunas kallutatud) lasumuse kallakusega lõunasse, mis eri tugevusega aluspõhjakivimite tõttu kujundas siin selgelt astangulise, nn. kuestamaastiku: järskude nõlvadega põhja, lauetega lõuna suunas. Kahtlemata oli siin kaua aega paeluvaimaks suurvormiks Põhja-Eesti paekallas, mille tingis kõvadest ordoviitsiumi karbonaatkivimitest kaitsekilp suhteliselt pudedate ja pehmete kambriumi purdsetendite peal. Ilmselt oli selle peamiseks kujundajaks praeguses Soome lahes kaua eksisteerinud Ürg-Neeva veearter, millesse suubusid kõik Põhja-Eestis eksisteerinud jõed. (Niisiis, algsest kihistang, millele kohandus jõevool.) Nähtavasti jätkus see jõgi veel Läänemereski, kuhu suubuvad Lääne-Eesti sügavad orud. Vaid Kagu-Eesti äravool suundus lõunasse, nn. Ürg-Daugava basseini, kuid seegi hiidjõgi võis läänes-edelas hiljem ühineda kogu Ida-Euroopa lavamaad võimsalt dreerinud Ürg-Neevaga.



Joon. 28. Jäätumiseelsete orgude süsteem Eesti alal (E. Tavasti järgi)

Numbritega on näidatud orupõhja sügavusi tänapäevase meretaseme suhtes, ovaaljoonega olulisim veelahe

Igal juhul näitavad jääajaeelse reljeefi suured kõrgusvahed, mida suhteliselt õhukese pinnakatte tõttu tajume ka tänases reljeefis, et Eesti alal oli sellal küllaltki arenenud vooluvetevõrk, tänapäevastest märksa suuremate ja võimsamate veevooludega ning umbes samalaadsete astangujärsakutega aluspõhjakivimites. Mitte ainult Eesti, vaid kogu Euroopa oli sellal hoopis teistsugune – maailmamerele kõrgele tõstetud ühtne manner, meile tänaseks tuttavlike sisemeredeta (joon. 29).

Selle, valdavalt kulutusprotsesside võimutsemisaja, lõpetas kvaternaari jääaeg, mis lõi Eesti alal uue olukorra ja jättis meie aluspõhjakivimitele hoopis teistlaadi settekatendi, mida tunneme pinnakatte nimetuse all. Kvaternaariajastut nimetataksegi mõnikord jääajaks, kuigi see pole päris mitmel põhjusel täpne. Esiteks jaguneb kvaternaariajastu Eestigi alal selgesti kaheks osaks – jääajaks (Pleistotseen) ja pärastjääajaks (Holotseen). Ning teiseks – tuleb tõdeda, et Maa ajaloo on olnud teisigi jaheda-temperatuurilisi perioode, millele kaasnesid ulatuslikud mandrijäätumised (hilisarhaikumis, vara-proterosoikumis, hilisproterosoikumis – nn. Lapi jäätumine; hilisordoviitsiumis-varasiluris, hilisdevonis, hiliskarbonis-permis).



Joon. 29. Jääajaeelne Euroopa oli praegusest hoopis erinev. Ei olnud Läänemere ega Peipsi järve, Briti saarekdi olid veel mandri osa (A. Raukase järgi)

Igal juhul kujundas aga viimane jääaeg kogu põhjapoolkeral suuresti kvaternaariajastu näo ja kuhjas siia sellest ajastust pärineva settekompleksi.

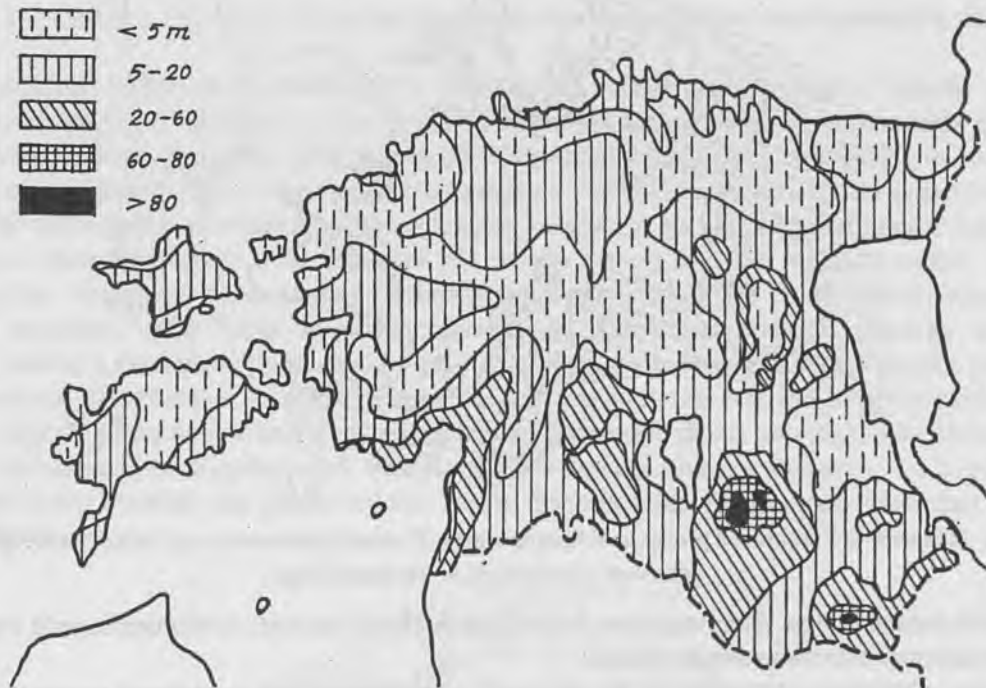
Jäätumise põhjustes pole teadlastel täit üksmeelt, kuigi viimasel ajal tunnistavad peaaegu kõik uurijad üldise jahenemise peapõhjusena mitme faktori üheaegset koosmõju ja jäätumist soodustavate maksimumolukordade kokkulangevust. Huvitav on märkida, et kõikidele jäätumisperioodidele on vahetult eelnenud hästi sooja kliimaga periood (näiteks paleogeen). See ongi juhtinud arvamusele, et soojal ajal hoogsalt arenenud taimkate kasutas ära suure osa atmosfääris olevast süsihappegaasist, mis kutsus esile nn. kasvuhooneefekti kahanemise ja kliima jahenemise. Tekkinud jäämassid aga kahandasid ookeanide veehulka, tõstes selles lahustunud süsihappegaasi kontsentratsiooni ja sundides osa viimasest minema uuesti atmosfääri koostisesse. Sellest siis ka uus soojenemine ja jäätumisperioodide lühiaegsus ning nende pulseeriv iseloom. Teise väga tõsiselt võetava põhjusena käsitletakse mäetekkeliisi protsesse ja nendega kaasnevat üldist maatoosu. Suur osa maakoorest tõsteti sellal jahedatesse atmosfäärikihtidesse, tekkinud mäestike kaldpinnad aga ei olnud enam suutelised neelama endisel hulgal päikesekiirgust ja nii kujuneski mägedes üha suurenev liustikumass, mis kahtlemata mõjutas kliimat ka ümbritsevatel tasandikulistel aladel.

On veel teisi võimalikke nähtust seletavaid mehhanisme. Jäägu nende põhjuste üle arutlemine spetsialistide hooleks. Praegusel juhul on tarvis vaid rõhutada, et kvaternaariajastul haaras kogu Põhja-Euroopat suur jäätumislaine, mille keskus paiknes, mõistagi, kõige põhjapoolsemates mägedes – niisiis Skandinaavia mägisel alal. Sellest keskusest, kus jääkatte paksus lisanduva lume tõttu pidevalt suurenes, liikus suure rõhu all plastiliseks muudetud jäämass aeglaselt kõigis suundades, kõige intensiivsemalt muidugi lõuna poole. Esimese jäälaine võttiski koos Soome lõunaaladega vastu ka Eesti.

Pole täpselt teada, kui paks oli meid mõjutanud Põhja-Euroopa jääkilp. Analoogiat Antarktikaga appi võttes võiks seda hinnata kuni 4000 meetrini, kuid teoreetilised arvutused viitavad pigem arvudele 2500–3000 m. Eesti alal võis jääkatte paksus ulatuda maksimumperioodidel ehk 1500 meetrini, ilmselt oli ta aga sellest mõnevõrra väiksem.

Tänapäeval on mandrijää all umbes 11% maismaapinnast, s.t., et tardunud liustikumassis on talletatud veehulk, mis võrdub maailma jõgede 700-kordse aastase veehulgaga! Kvaternaari jäätumise tippperioodil oli see veel kolm korda suurem. Arusaadav, et sellise veemassi koondumine maismaale ei saanud jätta mõjustamata ka selleaegsete ookeanide veetaset.

Niisiis asus Eesti jäätumiskeskusele suhteliselt lähedal ning seetõttu olid kogu jäätumisperioodi kestel siin valdavaks liikuva jää põhjustatud kulutusprotsessid. Jää liikus meie aladele tohutu jõuga, tasandades teel olnud maastikuebatasasused ja haarates kaasa kõik puded, mille kandis kaugemale lõunapoolsetele aladele – Läti, Leetu, Valgevenesse. Seetõttu on kvaternaariajastu setete paksus meil ka väiksem kui nimetatud aladel, eriti Põhja-Eestis, karbonaatkivimitest moodustunud paelaval, kus ta on enamasti alla 5 m (joon. 30). Suurimad paksused kujunesid vaid Lõuna-Eesti saarkõrgustikekuhjatistes Otepääl ja Haanjas (kohati üle 100 m) ja mõnes vanas ürgorus (Abja – 207 m). Nende setete kogumahust moodustavad valdava osa jääkatte enda toodud setted. Pärastjääaegsed settekuhjatised (mereliivad, jõe- ja järvesetted, turbad) moodustavad jääaegsetel pinnakattelasunditel vaid õhukese ja katkendliku katte.



Joon. 30. Eesti pinnakatte paksus

Tuleb veel märkida, et kvaternaari jäätumine meie alal ei olnud pideva ja kompakse jääkilbi eksisteerimisaeg, vaid ta vaheldus perioodidega, mil jää tervikuna sulas ja seejärel uuesti võimsa kattena peale tungis. Niisuguseid pealetunge on olnud vähemasti 3 (Mindel, Riss, Würm). Kõik see teinuks Eesti pinnakatte ehituse väga keerukaks, kuid tegelikult hävitas viimane Würmi (Valdai) jääaeg kõik eelmiste tekitatu, segas varemtoodud settematerjali enda omaga ja talletas läbilõikes vaid viimase kuhje. Seetõttu leiame vanemate jäätumiste setteid isoleeritud laikude või paigast nihutatud plokkidena üksnes Lõuna-Eesti (ja ka Prangli saare) sügavates ürgorgudes, kus nad pakuvad suurt huvi ja tugevat peamurdmist jäätumisperioodi stratigraafia uurijatele. Praktikas puutume nendega kokku haruharva. Igasugused pudedate, eriti aga orgaanikat sisaldavate setete leiud moreenkatte all pakuvad aga teadusele erakordset huvi ja mäetöödel nendele sattudes on hädavajalik neist kohe uurijatele teatada.

PLEISTOTSEEN

Milliseks kujunes siis Eesti alale viimasest jääajast jäetud pinnakate?

Kõige levinum ja iseloomulikum sete meie pinnakattes on *moreen* – jääkatte sulamisel kohapeal välja setitatud sorteerimata materjal. Just sorteerimatus on moreeni tähtsamaid tunnusoone. Tal puudub alati ka kihilisus: moreeni koostisosad langesid ümbritseva jää sulades üksteisele just selles juhuslikus järjekorras, nagu nad olid liikumas jäämassiivis fikseeritud. Kõrvuti peente saviosakestega sisaldab moreen mitmesuguse suurusega liiva- ja kruusateri, munakaid, Soome alalt pärinevaid aluskorralahne ja Eesti oma aluspõhjast lahtilõhutud lubjakivilahmakaid. Reeglina on see materjal ka nurgeline, ümardumata. Saviosakeste olemasolu ja nende hajutatud paigutuse tõttu annab moreen kaevamisel enamasti püsiva püstseina, on suhteliselt hea ehitusalus (tänu tugevale veeristest-rahnudest koosnevale karkassile) ja ka mullatekke seisukohast viljakas aluspinnas. Maavarana ei ole moreen kõikide suuruskomponentide olemasolu tõttu temas üldse kasutatav. Siiski pole moreen kõikjal ühesugune – temas ilmnevad erinevused nii territoriaalselt kui ka sõltuvalt sellest, millisest jääkatte osast ta välja on sulanud. Peamine on siiski jääkatte põhikehast välja sulanud põhimoreen või sisemoreen, harvem pinnalähedane rahnudest-veeristest rikastunud pinna- või ablatsioonimoreen. Jääkihi alumises osas sisaldab moreen sagedasti suures hulgas just lamava kohaliku aluspõhja murendit – seda tunneme lokaalmoreeninä (näiteks peamiselt paelahmakatest koosnevat moreeni Põhja-Eestis). Mõnikord eristub ka otsamoreen – vahetult jääserva läheduses välja sulanud kuhjatis.

Territoriaalseski plaanis on muutused igati loogilised. Paekaldaesisel alal ei sisalda moreen lubjakivitükke, on enamasti savirikas (lähteallikaks kambriumi savi), rohkesti pudedaid kambriumi kivimeid ja Soome aluskorralahne munakaid sisaldav. Põhja-Eesti paelaval koosneb moreen suures osas lubjakivilibust, mis on esindatud enamasti väga nurgeliste tükkide ja kihikatketena. Lõuna-Eestis muutub moreen liivakaks ja punasetooniliseks (devoni liivakivide mõjul), rahnudest ja munakate osatähtsus siin langeb (lähteala kaugeneb). Siiski võime öelda, et pinnakatte põhiosana on moreen oma sorteerimatuse tõttu alati hästi tuntav ja piiritletav, ka levib ta peaaegu katkematu kihina kõikjal, olles vaid kohati (mererand, jõeorud) kulutatud hilisemate protsesside poolt. Moreeni paksus piirdub Eesti alal enamasti mõne meetriga, ulatudes harva üle 10 m. Vajab rõhutamist, et paljudes kohtades on moreeni paksus tugevasti vähenenud temast peenemate osade hilisema väljauhtumise tõttu – sellest annavad tunnistust kas või suured rändrahnud ja nende külvid-kuhjatised. Moreen on enamasti Eesti pinnakatte kõige alumine kiht, lasudes enamjaolt vahetult aluspõhjakiivimitel. Rahvapärases keeles kasutatakse moreeni nimetusena sageli sõna "rähk".

Moreeni kõrval on teiseks tähtsaks pinnakatteliigiks *jääjärvelised* (ka liustikujärvelised e. glatsiolakustrilised, glatsioliimnilised või limnoglatsiiaalsed) setted. On ju mõistetav, et otseselt sai jäämassist eralduda peamiselt jäämassi allosas paiknev materjal, mis andiski põhimoreeni. Jää pinnal, lõheded ja jääserva ees tekkisid sulamisperioodidel veeloigud või järvekesed, kuhu kandus juba voolavate sulavete kantud materjal. Selle tulemusel materjal sorteerus – edasi kanduda sai ju vaid antud veevoolule jõukohane materjal. Edasikantud aine kihistus vastavalt toimivate veevoolude pulseerimisele. Suured kivid, kruus ja isegi jäme liiv enamasti ei sattunud jääjärvedesse, neisse kandus vaid peenliiv ja saviaines. Erinevalt tänapäeva järvedest ei olnud neil veekogudel mineraalainest kaldaid – vähemalt üks neist oli kindlasti jääst. Ka puudus neis järvedes ning ümbritsevatel aladel taimestik, mistõttu siin said settida vaid mineraalsetted.

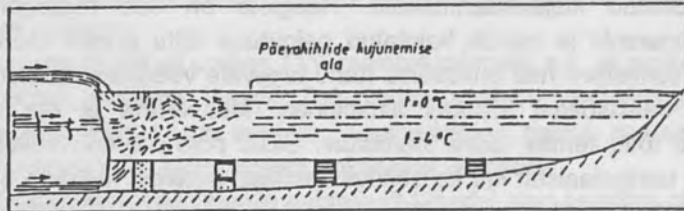
Väikestes ajutistes loikudes kuhjus savi, mida leiame üsna tihti läätsedena moreenilasundis. Sagedasti neid moreenist ei eraldatagi, mõnikord nimetatakse moreensaviks või uhtsaviks. Väga iseloomulik ja omapärane ning suurte lasunditena esinev on aga jääserva ees kujunenud suurtes paisjärvedes settinud viirsavi, milles hele suvekiht vaheldub rütmiliselt tumeda talvekihiga (joon. 31). Viirsavid levivad laialdasel alal Lääne-Eestis, läänesaartel, Põhja-Eesti jõeorgudes, vähem Lõuna-Eesti alal. Peenkihilise väljapeetud lasundina olid nad varem kasutusel paljudes tellisetööstustes (Ilmatsalu, Vanaaseme, Loksa, Põlula, Türi, Massu, Rapla jt.), praeguseks on viirsavid oma tähtsuse teenimatult minetanud ja seda peamiselt mäenduslike kaevandamisraskuste (suur looduslik niiskus – 60–70%) tõttu. Eesti viirsavid on hästi uuritud, nende seas on eristatavad mitmed tüübid (Pirrus, 1968).

Viirsavid lasuvad enamasti moreenil, tasandades viimase pealispinna ebatasasusi. Vett mitteläbilaskva lasundina on nad mitmes kohas ka ulatuslike soomassiivide põhjustajaks.

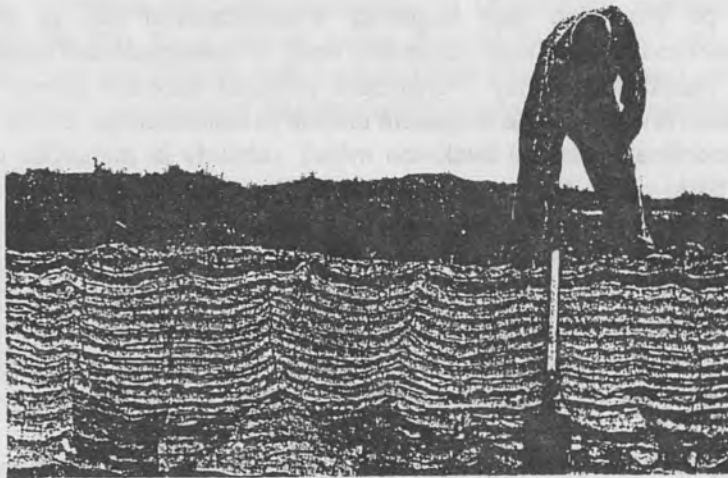
Jääjärvede setetest tuleb eraldi märkida veel mõhnaseteid, mis kujunesid väiksemates ja liikuvama-veelistes basseinides ja koosnevad seetõttu peenkihitatud liivast. Mõnikord algas sellise veekogu areng mõnest lõhest või koguni jääsisisest koopast, mis täitis surve all kohale kantud liivamaterjaliga. Jää

lõplikul sulamisel jäi kunagise järvi kohale kuplilaadne kõrgendik – mõhn (joon. 31). Ka mõhnasetel on rakenduslik väärtus – piisava sorteeritusastme tõttu kasutatakse neid sageli ehitusliivadena.

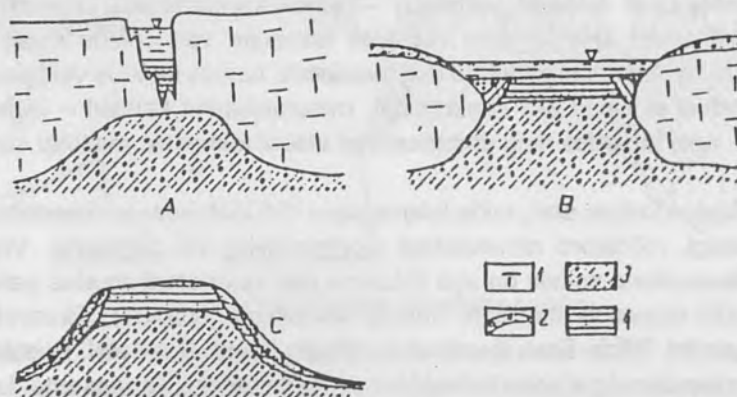
Moreenmaterjali sorteerimisprotsessi teine külg realiseerus liustikujõgede setetes (ka glatsiofluviaalsed, jääjõelised setted). Vastupidi järvenõgudele kuhjusid siin almoreeni jämedamad komponendid – veerised, kruusaterad, jämeliiv. Intensiivne veevool kandis peenema osise jääjärvedesse, suuri rahne ja munakaid ta aga paigast liigutada ei suutnud. Seetõttu kujuneski jääjõgede sängides just niisugune vahepealne terastikuline koostis, mis on väga hinnatud teedeehituses, betoonitaitetöödel, vesivarustusfiltrites ja mujalgi.



Jääpaisjärvede tüüpkuju: ühe kalda moodustab mandrijää, teise mineraalmaa. Toitumine üksnes jää sulavetest. Vesi järves on temperatuuri järgi kihistunud, mis tagab peene savihõljumi kandumise kaugele ja ka selle settimise aastaegade rütmi kajastades. Teatud basseinosas võib eristada isegi päevaseid sulamisrütme.



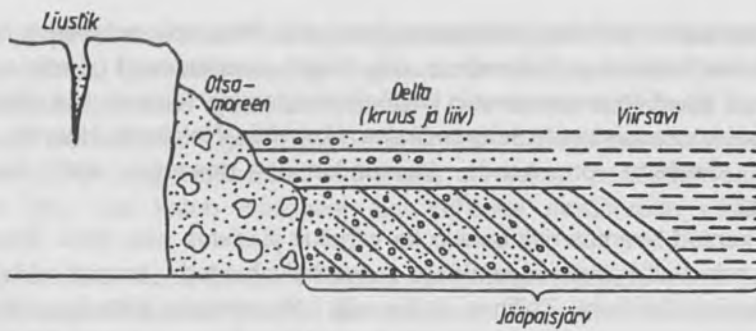
Jääpaisjärvedes kuhjuv viirsavi on selge regulaarse kihilisusega: heledam, liivakam osa settis suvisel sulamisperioodil, tume savikam aga hiljem, enamasti talvel, kui järv oli juba jääkaanega kaetud



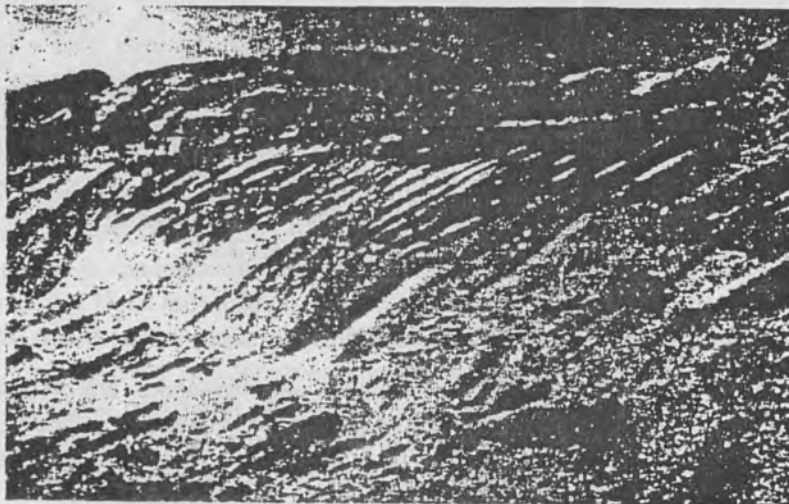
Jää sisemuses tekkisid jääjärved neis kohtades, kus mandrijää oli õhem (näiteks lokaalsete moreenkõrgendike lagedel) või siis tugevasti lõhenenud. Algul piirduski järv lõhetühimikuga (A), hiljem see laienes järk-järgult (B) ning pärast jää lõplikku sulamist moodustus antud kohas omapärane kupliline pinnavorm – mõhn (C).

1 – liustikujää, 2 – sulavat liustikku kattev pinnamoreen, 3 – põhimoreen, 4 – jääjärve peenliivased setted. R. Karukäpa järgi

Joon. 31. Jääjärvede setted



Vahetult liustikuserva ees kujuneb jää sulamisel rahnudest, veeristest ja liivast-savist koosnev sorteerumata otsamoreen. Jääpragudes voolavad aga kiirevoolulised liustikujõed, mis moreeni sorteerides kannavad sellest edasi kruusa ja liiva. Suur osa sellest ladestub lõhedes, osa aga kandub lõhede avanemiskohale jääst, kus ladestub ulatuslikul alal veevoolude tekitatud deltades. Niiviisi kujunevad hinnalised liiva-kruusalasundid. Saviaine kannavad veevoolud kaugemale – see sadestub jääjärvedes



Fluvioglatsiaalse delta alumised kihid on tavaliselt vooluvee suunas kaldu, ülemised (veepealsed) aga enamasti rõhtsad



Liustikuservast kaugemal, juba jääpaisjärve keskosa lähedal on liivad rõhtkihilised ja kruusavaesed – sinna ei ulatu enam liustikult laskuvate jõgede tormitsev vool

Joon. 32. Liustikujõgede setted (fluvioglatsiaalsed setted)

Mõistagi kujunesid liustikujõed eelkõige jäälõhedes (joon. 32). Veevoolu pulseeriva intensiivsuse tõttu kihistus materjal ka erineva koostisega läätседena, mis sageli moodustavad põimja või ühesuunaliselt kallaku kihilisuse. Täitunud lõhejõed prepareerusid jää lõplikul sulamisel temast välja pikkade vallseljakute – oosidena, Eesti maastikku kaunistavate kõrgendikena (Aegviidu–Nelijärve, Neeruti, Uljaste jt. – nn. Kalevipoja künnivaod). Seetõttu on nende kaevandamine peaaegu alati seotud keerukate loodushoiuprobleemidega.

Suur hulk vooluvete kantud liivamaterjali kuhjub ka vahetult jääserva ees, kuhu lõhedest voolav vesi avaneb. Siin kujunevad erinevalt kallutatud kihtidega suured liivakuhjed – samuti väärtusliku ehitusliiva maardlad (näiteks Männiku leiukoht Tallinna külje all). Suuremate deltade ühinemisel ja juba jääpaisjärvede liustikulähedases osas võivad kujuneda suured liivaalad – *sandurid*. Ka need on ehitusliiva leiukohtadena hinnatud (Kuusalu–Valgejõe ümbrus Tallinna–Narva mnt. ääres jt.).

Liustikujõgede setted on moreeniga keerukamates vahekordades kui jääjärvede setted. Mõnikord põimuvad nad üksikute moreenitasemetega üsna komplitseeritud tekstuurideks, mille alusel on nende jõgede arengulugu küllaltki raske rekonstrueerida.

Eeltoodud kolme põhitüübiga piirdubki peamine osa pinnakattesetenditest, mis on vahetult seotud mandrijää kuhjava tegevuse ja tema sulamisprotsessidega. Meenutagem veel kord – jääst sulas välja sorteerimata põhimoreen, mis levib kõikjal ja millel puudub rakendusala. Jääjärvedesse kandusid savid ja peenliivad, liustikujõgede-deltadega seonduvad veerisliivad, kruusad ja kruusliivasegud. Kõik viimatimainitud on läbi teinud sorteerimistsükli veekeskonnas, seetõttu on nad, erinevalt moreenist, ka maavaradena kasutatavad, samas aga on nende levik märksa katkendlikum ja paksuselt ebaühtlasem. Nende otsinguil tuleb toetuda tekkeloolistele seaduspärasustele. Kogu loetletud liustikusetete kompleks kuulub ajaliselt niisiis jääatumisperioodi, mida nimetatakse Pleistotseeniks.

HOLOTSEEN

Jääajale järgnevat perioodi kvaternaariajastust nimetatakse pärastjääajaks ehk Holotseeniks. Selleaegsed moodustised on kahte tüüpi. Ühed setted kujunevad peamiselt jääajast säilinud pudedate setete ümbersetitamise ja täiendava töötamise teel (mere- ja luiteliivad, jõgede setted), teised täiesti uue komponendi moodustumise teel muutunud kliimaoludes (allika- ja järvelubi, järvemuda ehk sapropeel, turvas). Mõistagi jätame siinkohal kõrvale inimese tekitatud tehnogeensed settekehad, mis pole enam otsene geoloogia uurimisvaldkond.

Võrreldes jääatumisperioodi setetega, on Holotseeni setted kujunenud väga lühikese aja – vaid 12 000 aasta – vältel. Seetõttu on selleaegsed settekehad palju väiksema paksusega (meresetted mõne m piires) ja lokaalselt laigulisema levikuga (jõe- ja järvesetted). Vaid tuulesetted rannikuvööndites ja turbalasadundid soomassiivides võivad anda kümne ja enamagi meetrini küündivaid lasundeid.

Meresetted

Nende setete osakaal pinnakattes oleks mandritingimustes tähtsusetu ja piirdunuks üksnes akvatooriumialaga, kui poleks olnud Balti mere muutlikku arengulugu pärastjääajal. See on aga olnud üsnagi keerukas ja mandrijääst vabanenud alale väga iseloomulik. Nii on korduvalt muutunud Eesti ala mandri ja mere piirjoon. Seetõttu paikneb osa kunagise Läänemere setteid ka praegusel mandrialal, moodustades ühe komponendi merelähedase ala pinnakattekompleksist.

Märkigem Läänemere arengu põhijooned jääajajärgsel perioodil. Põhilisi toimivaid tegureid oli siin kaks – mandrijää sulamisest vabanenud veehulk ja jääkattest vabaneva maakooreosa seaduspärane tõus pärast kaaluka jääkoorma mahavõtmist. Viimane määras suuresti Balti akvatooriumi suhtvahekorra maailmameretasemega, dikteeris vastavad ühendusteel ja kujundas Balti mere lõppkokkuvõttes just selliseks sisemereks, nagu ta on praegu. Meenutagem, et enne jääaega Balti merd veekoguna ei eksisteerinud, paremal juhul paiknes tema tänase nõo keskosas vaid võimas jõgedevõrk (vt. joon. 28–29).

Niisiis, jääserva järkjärgulisel taganemisel sulamisprotsesside mõjul moodustusid jääserva ees pidevalt paisveekogud, sõltuvalt vabaneva maapinna kallakusest. Enamasti olid need väikesed, nn. kohalikud jääpaisjärved, mis paiknesid orundites või juhuslikes nõgudes. Neis kuhjus eeskätt viirsavi. Oli ka suuremaid veekogusid, näiteks jääserva peatumisajal Pandivere kohal, kui läbi Võrtsjärve–Peipsi nõo

ulatus keerukas jääjärvedesüsteem Riia lahest Laadogani (joon. 33). Kuid sellistena püsisid jääjärved suhteliselt lühikest aega. Ulatuslikumana ja sügavamana eksisteeris vaid *Balti jääpaisjärv*, mis jääserva taandumisel Lõuna-Soome alale ujutas üle ulatusliku osa tänase Balti mere lõunanõost, Soome lahe ja Eesti madalamast mandrialastki (joon. 33A). Ühendus maailmamerega sellal puudus, järvetase oli ookeanist umbes 25 m kõrgemal. Eesti mandrialal on sellest perioodist säilinud õhuke, 0,5–1,0 m paksune liivade kiht, mis katab laialdasel alal kohalike paisjärvede viirsavisid (Pärnu ja Lääne maakonnas).

Jääserva taandumisel Kesk-Rootsi Billingeni ümbrusse murdsid veed tee senisest kitsukesest maatõkkest läbi ja valgusid ookeani (10 200 aastat tagasi). Veetasemete ühtlustumisel hakkas Balti merre valguma ka soolast ookeanivett. Kujunes *Joldiameri* – Balti jääpaisjärvest juba tunduvalt piiratuma levikuga veekogu (joon. 33 B). Madala Joldiamere setteid pole meie rannikuvööndis peaaegu teada, mõnel juhul on nende ajaline kuuluvus kaheldavgi.

Seoses maakoore kiire kerkimisega (vt. joon. 34A) muutus ühendus ookeaniga taas nõrgemaks ja vee soolsus kahanes jõgede toimel ning 8800–7600 aastat tagasi laius Läänemere nõos nn. *Antsülusjärv*, mis on oma nimetuse saanud ühe teoliigi järgi, kes ei talu soolsust üle 2–3‰ (ka teised ees- ja tagapool märgitud veekogud on oma nimetused saanud vastaval ajalõigul elanud mereasukate, peamiselt molluskite, ladinakeelse nimetuse järgi). Järve levikuala oli aga Joldiamerest mõnevõrra laiem, sest järv sai toitu jääserva lõplikul sulamisel vabanenud veehulgast (joon. 33B). Antsülusjärve veega ujutati üle osa Eesti mandrialast – hilisema maatõusu tõttu paiknevad tema rannamoodustised kuni 45 m tänasest merepinnast kõrgemal (Hiiumaal). Selle lühikese perioodi liivakaid ranna- ja tuulesetteid on Eestis küll teada, kuid nad ei moodusta paksemaid kuhjeid.

Hilisemate maakoore liikumiste diferentseerumise tagajärjel kujunes Taani väinade piirkonnas uuesti side ookeaniga, veekogu muutus soolasemaks, sellesse ilmus mereline fauna. Seda perioodi nimetatakse *Litoriinamereks* (7200–4200 aastat tagasi – joon. 33D). Eesti rannikuala ja saared, kuhu see meri ulatus, oli sel ajal laguunide ja maasäärterohke ala, kus kuhjus liiva, kruusa ja veeriseid, millest kujunes kohati ulatuslikke rannavalle. Neist mõnedki on leidnud kasutamist kruusavõtukohana.

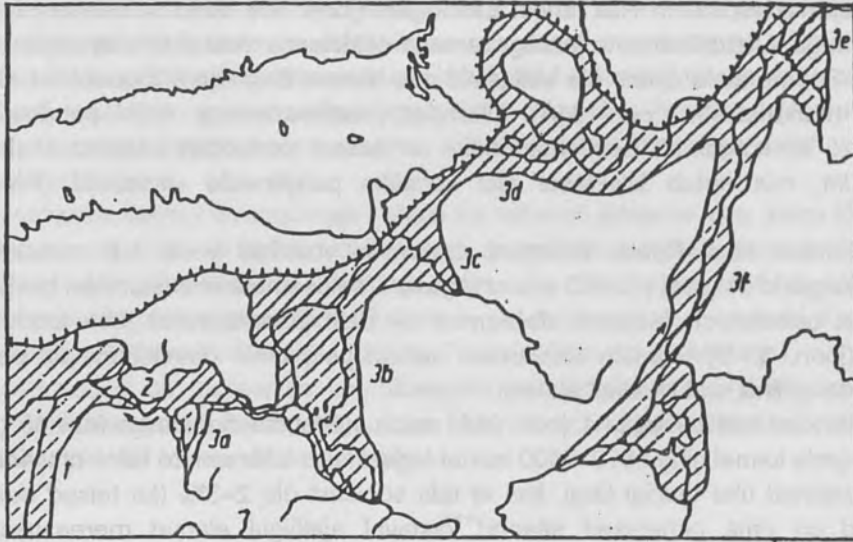
Umbes 4200 aastat tagasi algas ookeanitaseme aeglane, kuid järjekindel alanemine. See tõi kaasa Taani väinade madaldumise ja Läänemere valguva soolase vee hulga vähenemise. Läänemeri võttis tänapäevasele lähedase näo, tema setted kujunesid vaid akvatooriumialal. Vaid üksikuid selleaegse, nn. *Limneamere* rannamoodustisi on teada kuni 13 m kõrgusel üle tänapäevase merepinna (Hiiumaal).

Kõik need merebasseinid on jätnud meie pinnakattesse vaid väga lünklikke setteid. Merepõhja laussetetest me suurt rääkida ei saagi – enamasti on tegemist tuule ja lainetusega korduvalt ümbersetitatud rannamoodustistega Eesti merelähedastel aladel. Mõnedki neist on kasutatavad kohaliku tähtsusega maavarana – liiv, kruus, rannaklibu.

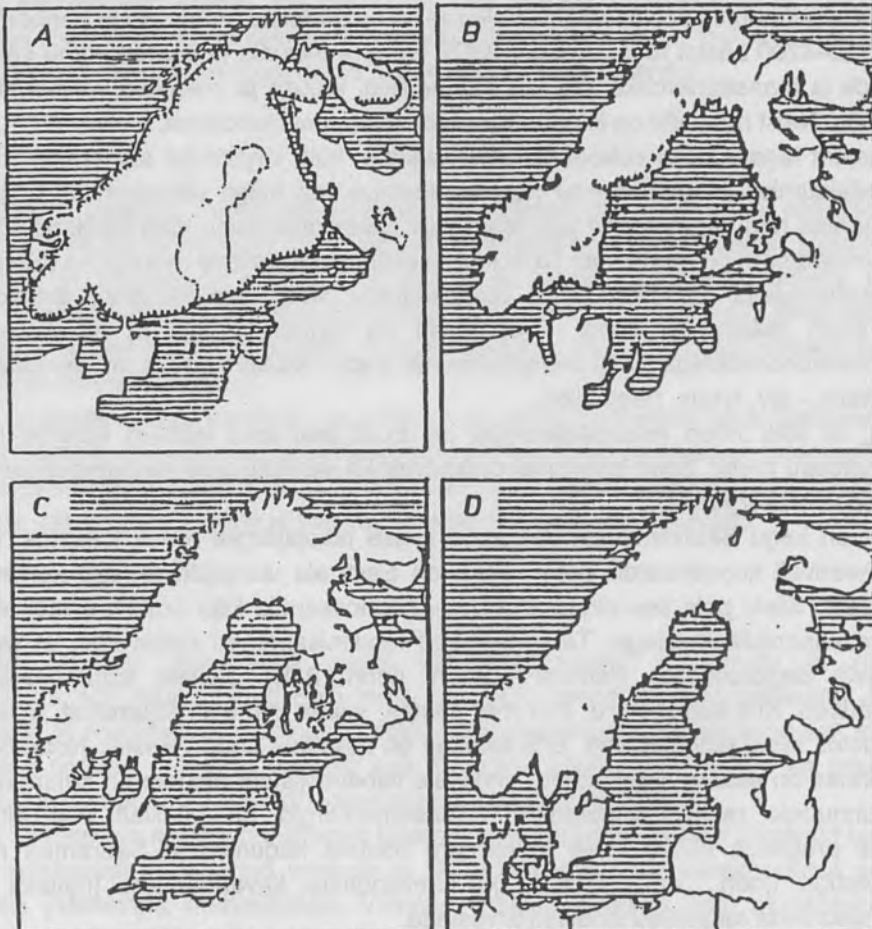
Iseloomulik on, et kõik need merepealetungid on Eesti alal aset leidnud küllaltki intensiivse ja selgesuunalise maatõusu foonil. Selle tulemusel paiknevad ka samaaegsed rannamoodustised ja mere-setted eri piirkondades eri kõrgustel.

Maatõus Eestis on kogu Skandinaaviat haaranud üldise jääajajärgse tõusu kajastus. Nagu näeme tõusuulatust summeerivalt koondkaardilt (joon. 34A), on Eesti ala jääajajärgsel ajal kerkinud 25–75 m kõrgemale jääaegsest. Siiski pole see olnud ühtlane – Fennoskandia kilpi ümbritsevatel aladel on tõus kompenseeritud ka vajumisliikumistega. Tänapäevased loodimisandmed näitavadki, et märgimuutuste nulljoon läbib Eestit diagonaalsihis Pärnust Narvani (joon. 34B). Sellest kagupoolne osa vajub, loodepoolne aga tõuseb. Küll aeglaselt, u. 2–4 mm aastas, seega inimeale tajumatult, aga pikaajalistes rannajoonte muutustes siiski täheldatavalt. Eriti ilmekas on maatõus Loode-Eestis: Noarootsi saarest ja Paljassaarest Tallinnas on saanud poolsaared, endistele vabaveelistele aladele on kujunenud roostikud, võimsatele rändrahnudele raiutud varasemad veetasememärgid on püsivalt vee alt väljas jne. Lähiaastatuhandete prognoos näitab meie Väinamere peatset kadumist ja Saaremaa ning Hiiumaa liitumist Mandri-Eestiga (joon. 34C). Ehitiste ja kaevanduste kavandamisel (näiteks tunneli- või sadamaehituses) tuleb seda maatõusu kindlasti arvestada.

Kui aga kliima Maal edaspidi soojeneb – ja sellest on praegu selgeid märke – (ka inimtegevuse osavõtt selles on ilmne), siis võib juhtuda ka hoopis vastupidine. Polaaraladel valitsev “jääaeg” lõpeb, jääkilbid sulavad, rannalähedased alad, sealhulgas ka Eesti, ujutatakse tõusva ookeaniveega üle (joon. 34D). Kumb stsenaariumidest edaspidi realiseerub, pole tänaseks veel selge. Geoloogilised uuringud annavad selle probleemi lahendamisse oma kindla osa.

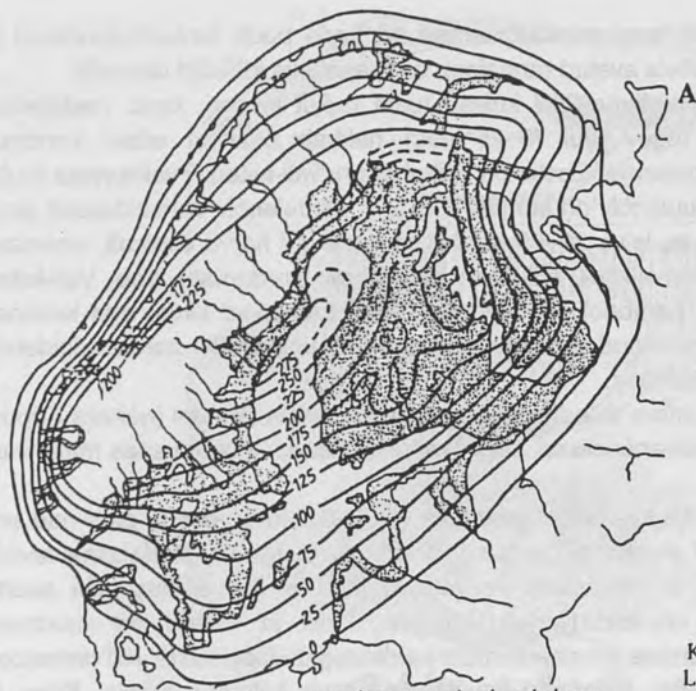


Hilisjääajal, pärast kohalike jääpaisjärvede eksisteerimist, haarati Eesti mõneks ajaks suurte jääjärvede keerukasse süsteemi. D.Kvassov eraldas nende seas Lõunabalti (1) ja Ramsay (3a-3c) järve, mille vahel tekkis aeg-ajalt ühendus Viljandi kohal (2). Ida poole jätkus järvestik Neeva, Volhovi ja Laadoga aladele (3d-3f)

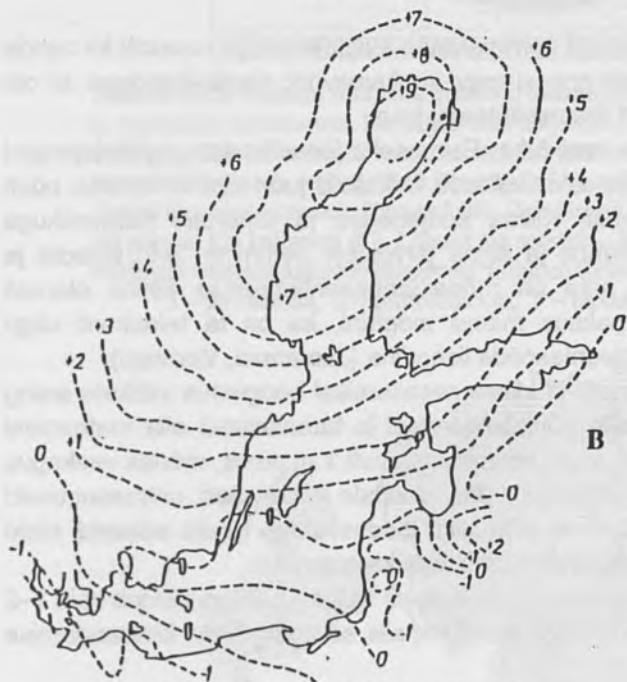


Pärastjääajal muutis Läänemeri korduvalt oma piirjooni – nii keerukate maatusuliikumiste kui ka rohkete jääsulavete toimeel. Eristatakse järgmisi põhietape (M.Sauramo, H.Kesseli järgi): A – Balti paisjärv, B – Joldiameri, C – Antsülusjärv, D – Litorinameri

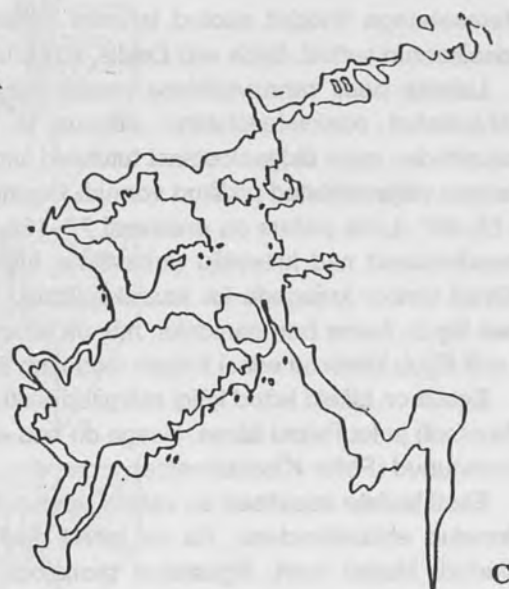
Joon. 33. Pärastjääaegsete veekogude areng Eesti territooriumil (A. Raukas, 1988 järgi)



Jääajajärgne maapinna tõus ulatub sadadesse meetritesse ja jätkub veel praegugi. Omaaegse jäätumiskeskme ümber joonistuvad konksentrilised ringid näitavad summaarset kerget meetrites, punkteeritud ala kujutab merest kerkinud maad (G.Želnini järgi)



Tänapäeval on maakoore kerkimine kõige kiirem Botnia lahe põhjaosas (9mm/a). Kiiresti kerkib ka Eestimaa loodeosa. Läänemere lõunapoolsed alad aga vajuvad (Eronen, 1983)



Kiire maadõusu tõttu Eesti pindala suureneb. Ligikaudu sellisena näeks Lääne-Eesti välja 3000 aasta pärast



Kui polaaraladele koondunud jääkilp mingil põhjusel sulaks, tõuseb maailmamere veetase 64m võrra ja uputaks ligikaudu 15 000 000km² suuruse maa-ala. Ka suurem osa Eestist jääks vee alla, veest jääks välja vaid täpitatud ala.

Joon. 34. Tektoonilised liikumised hilisminevikus (A), nüüdisajal (B) ning võimalikud mere ja mandri vahekorrad tulevikus (C, D) – A. Raukase (1988) järgi

Tuulesetted

Meresetetega tihedalt seotud ja neist kohati isegi mastaapsemad on tuule poolt ümberkujundatud ja edasikantud setted. Seda eriti Eestis, kus tuultele avatud rannajoon on maastikus küllaltki ulatuslik.

Lainete poolt rannavallidena maale kuhjatud materjal kuivab tuule mõjul kiiresti, kaob veekiledest põhjustatud osakestevaheline sidusus ja tugev tuul (5–25 m/s) hakkab osakesi edasi kandma, kujundades neist üldgeoloogiast tuttavaid luitevorme. Eestis on esikohal nn. vall-luited – valitsevate tuulte suunas väljavenitatud piklikud vormid. Pealttuulenõlv on laugem – 5–20°, alltuulenõlv varikaldeliselt järsk – 25–40°. Luite pikkus on enamasti 70–150 m, laius 30–50 m. Luited esinevad harva üksikult, enamasti moodustavad nad luitevälju (luitestikke, luiteahelikke), millel on sageli oma kordumatu ilme. Vall-luited võivad ümber kujuneda ka kaarekujulisteks paraboolluideteks, kui ääred kasvavad kinni, aga keskosa veel liigub, harva barhaanideks, mis on enamlevinud kõrbetes. Viimased on vastandiks paraboolluidetele – neil liigub kiiremini edasi luidete madalam ääreosa.

Eestis on luiteid leitud kõigi märgitud Balti mere staadiumide rannamoodustiste lähedal (näiteks Kõpu Hiiumaal) ja ka Peipsi ääres. Seega on nad erivanuselised, sageli männimetsaga kaetult vanas maastikus kinnistunud (Pirita–Kloostrimetsa).

Eesti luidete koostises on valdav peene- või keskmiseteraline liiv (0,05–0,1 mm), seega pole nad eriti hinnatud ehitusliivadena. Ka on luited meil enamasti madalad (5–15 m) ja nende pindalaline levikki piiratud. Madal meri, liigestatud rannajoon ja suhteliselt veevaesed jõed ei loo eeldusi siin suurte liivakuhjete tekkeks. Tuntumad luiteväljad on vaid Narva, Valgejõe, Pirita ja Vääna jõe suudmes. Suhteliselt võimsad luitealad kujunesid Läänemere eri staadiumide pealetungide lõppfaasis, mil rannajoon püsis suhteliselt pikka aega ühel kohal. Neist tuntumad on Antsülusjärve luitealad Sørve, Kõpu ja Tõstamaa poolsaarel, Litoriinamere omad Sininõmmel, Rannametsas, Haral jne. Kohati ulatub tuuleliivade paksus neis piirkondades 20–30 meetrini.

Järvesetted

Eesti on tuhande järve maa. Mandrijääkuhjatistest jäänud korrapäratute sulglohkudega maastik löi nende kujunemiseks siin soodsad tingimused ning jääajajärgne arenev vooluveevõrk ojade-jõgedega ei ole selles maastikus suutnud veel tänasekski väljapeetud drenisüsteemi luua.

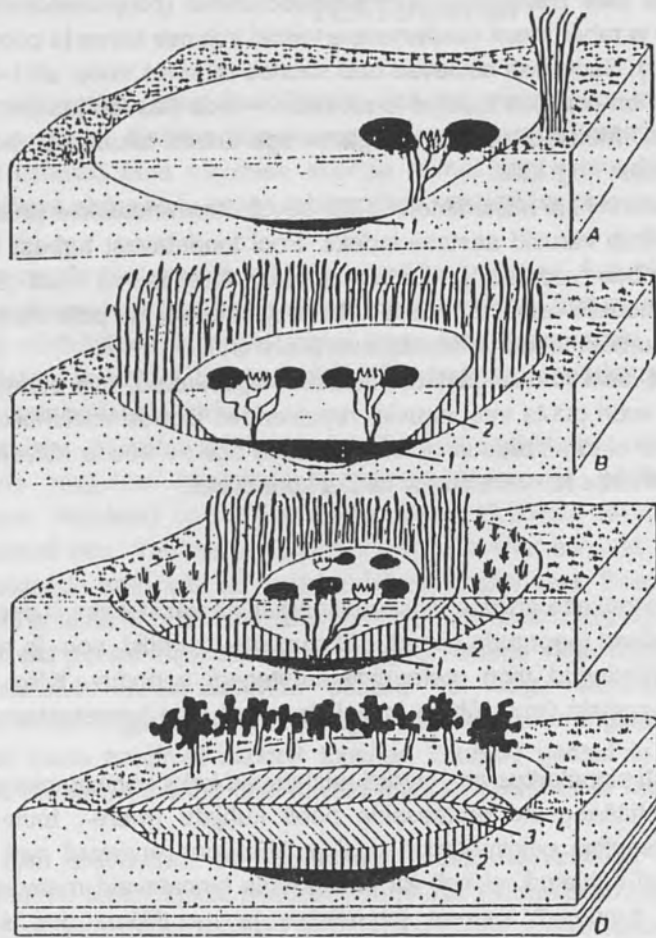
Järved on reeglina väikesed, enamasti pindalaga kuni 3 ha. Esimeseks järvesetteks oli jääajajärgsel taimestikuaesel perioodil kallastelt alla uhutud liiv ja savi, millesse hakkasid juuri ajama või vee poolt kantuna sadestuma mitmesugused taimkatte vormid. Kliima soojenedes ja ümbruse taimestikuga kattudes lakkas kaldalt uhutud mineraalne sissekanne ja algas järvelubja settimine, eriti jahedal ja niiskel preboreaalsel ajal. See valge savisegune sete on mõnekümnesentimeetrise kihina olemas enamikus meie järvedest. Mõnikord ulatub selle paksus mitme meetrini, ka on ta teinekord väga savipuha valge "järvekriit" ja sobib kaevandamiseks loomasööda lisandina (Järvamaa, Varangu).

Järvekallaste kinnikasvamisel, veetaseme alanemisel ja kliima paranemisel hoogustus vetikate areng veekogus ning järvedes tekkis hõljuv järvemuda, mille põhjalangemisel ja turbalasundi alla mattumisel moodustus mustjaspruun sapropeel. Viimase kihipaksus on enamasti samuti 1 m piires, mõnes veekogus aga püsib ta kuni 8 m hõljumisettena tänaseni (Ülemiste). Järvemudale on otsitud mitmesuguseid kasutusalasid, erilist hoogu pole asjale sisse saadud. Selle võimaliku loodusvaraga tuleks edaspidi siiski arvestada, kuigi ta on mõneti spetsiifiline – peamiselt hüdromenelusega kaevandatav.

Üldiselt on järvesetete osa meie pinnakatte summaarses bilansis üpris väike – paksus piirdub vaid 1–2 meetriga ja tootmisväärsena tuleb ta kõne alla vaid üksikuhtudel või siis soomassiivide kaevandamise kõrvalproduktina.

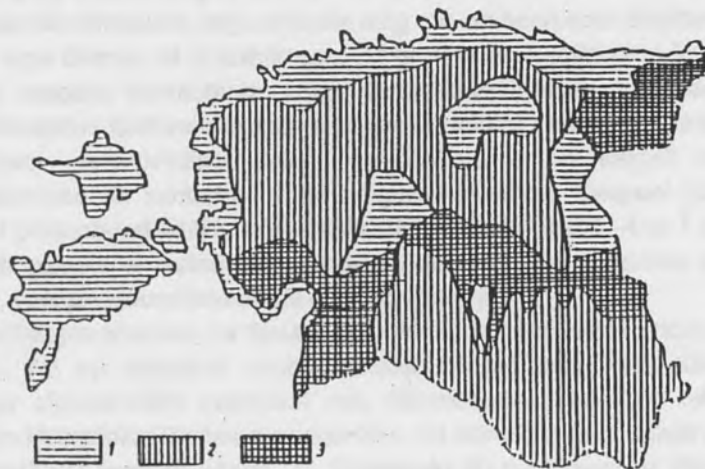
Turvas

See pinnakattes esinev settetüüp väärib enamat tähelepanu, kuna tegemist on tähtsa energeetilise maaväraga, mille varud on tähelepanuväärsed. Eestis on 16 500 sood ja sookest, mis hõlmavad umbes 25,8% riigi territooriumist. Madalsoid (põhjaveelise toitumusega) on neist 60–65%, rabasid (atmosfäärisademetetoitelisi) 35–40%. Sooderikkamad on Ida-Virumaa ja Pärnumaa (kokku üle 24% Eesti soodepinnast), peaaegu puuduvad sood aga Pandivere kõrgustikul, kus nende arengut tõkestab karst. Erakordselt palju on väikesoid, näiteks Võrumaal, kus nad tekkisid kuplitevahelistes sulglohkudes asunud järvede kinnikasvamisel (joon. 35).



Enamik Eesti väikseid soid on kujunenud toitainerikaste järvede kinnikasvamise e. mültumise tulemusena. See algab vees hõljuvate ja lahustunud ainete settimisega veekogu põhjas. Õhukesele mineraalsete järvesetete (liiv, aleuoliit, järvelubi) kihile kujuneb kõigepealt vetikaterikas järvemuda (A), millele peatselt lisanduvad ka kalda ligidal kasvavate taimede jäänused (B). Järk-järgult järvepind aheneb, kasvades kinni nii põhjast kui kallastelt (C). Lõpuks ala soostub – kattub hõreda puistuga ja juba valdavalt maismaataimede jäänustest kujuneb turvas (D).

1 – järvemuda, 2 – pillirooturvas, 3 – tarnaturvas, 4 – sfagnumturvas



Turbavarud Eestis: 1 – turbavaesed piirkonnad, 2 – keskmiste varudega alad, 3 – turbarikkad piirkonnad

Joon. 35. Järvenõgude areng, turba moodustumine neis ning turbavarude paiknemine Eestis.

A. Raukase (1988) järgi

Turbasortidest saab eristada kaht peatüüpi – nn. madalsooturvast (põhjaveetoitelise tekkega, hästi kõdunenud, sobib küteturbaks) ja rabaturvast (sademevete toimel kujunev kerge ja poorne samblaturvas, sobib kasutamiseks alusturbana). Sagedasti esinevad nad suurtes rabades koos: all 1–2 m madalsoo- ja peal 4–5 m rabaturvast. Turvas on osaliselt taastuv loodusvara – teda kasvab juurde madalsoos ca 0,5 mm ja rabades 1,5 mm aastas. Mõistagi on kasv aeglane ega suuda tasakaalustada tootmistempot. Seetõttu tuleb ka turbaga säästlikult ringi käia.

Turbavarusid on meil praegu arvel 1,9 miljardit tonni (528 sood), kaevandatakse (freesitakse) umbes 5 miljonit tonni aastas – niisiis jätkub varusid aastasadeks. Pool toodetavast turbast läheb põllumaade parandamiseks, allapanuks umbes veerand ja kütteks (briketi tootmiseks) vaid 20%. On mitmeid tehnoloogiaid ka paljude teiste toodete valmistamiseks turbast, kuid seegi ala pole meil erilist arendamist leidnud. Nimetamist väärib ehk turbast toodetud söödapärm (Kehtnas).

Sood vajavad aga ka kaitset, sest nad on justkui maastiku hiigelneerud, mis puhastavad keskkonda reoainetest ja talletavad endas suuri puhta vee varusid, reguleerides jõgede vooluhulkasid ja maa sisse imbuva vee koguseid. Seepärast ei tohi liialdada ei turbatootmise ega ka soode kuivendamisega. Eestis on seda mõistetud ja seetõttu on turba kaevandamine riikliku kontrolli all.

Eeltooduga võiksime lõpetada pinnakatte ehituse üldseaduspärasuste käsitlemise. Tegelik loetelu sellega muidugi ei piirdu. Käsitamata jäävad jõeorgude setted, allikalupjade lasundid, soo- ja maagaasiilmingud, koopasetted, sooraua- ja ookriilmingud ning meteoriidikraatritegagi seonduv. Kõigi viimatinimetatute osakaal pinnakatte üldmahus on siiski üsna tühine ja pakub sageli vaid tunnetusteoreetilist, mitte aga rakenduslikku huvi.

Rõhutagem veel kord, et Eesti pinnakattes on selgesti eristatavad kaks põhikompleksi: 1) mandrijääga seonduv jääaegne ja 2) pärastjääaegsete protsesside poolt kuhjatu (mere-, tuule-, jõe-, järve- ja soosetted). Viimased lasuvad reeglina eelnimetatute peal ja üheskoos annavad nad Eesti maastikule tema tänase ilme. Nagu eespool näidatud, esineb ka pinnakattes hinnatavaid maavarasid, kuid nende levikus ja paigutuses valitseb tunduvalt suurem juhuslikkus ja muutlikkus, kui seda täheldasime aluspõhjaliste maavarade juures. Selles kajastub ilmekalt mereliste ja kontinentaalsete setendite erinevus, mida Eesti geoloogiline ehitus väga õpetlikult demonstreerib.

TEKTOONIKA

Ülevaade Eesti geoloogiast jääks ühekülgseks, kui me ei vaatleks meie ala kujundanud geoloogilisi protsesse nende arengus. Ajalises järjestuses me seda eespool tegime, geodünaamilises mõttes aga mitte. Ometi põhjustavad Maa sisemise energia toimel aset leidnud liikumised palju iseärasusi iga piirkonna geoloogilises ehituses ja neid tuleb hoolikalt vaateväljas pidada, ehkki esmapilgul on nad sageli hoomamatud.

Eriti oluline on nende protsesside mõistmine mäeasjanduses, kus pidevalt on tegemist geoloogiliste kehade lasumusiseärasustega, s.t. geoloogiliste struktuuridega. Just maasiseste liikumiste ehk *tektoonika* toimel on algsetl rõhtkihilised lasundid viidud oma tänasesse vormi – neid on pressitud, muljutud, lõhestatud, kallutatud ja kohati tükeldatudki. Kõik loetletud muudatused loovad keerukaid ja sageli ettenägematuid mäetehnilisi olukordi.

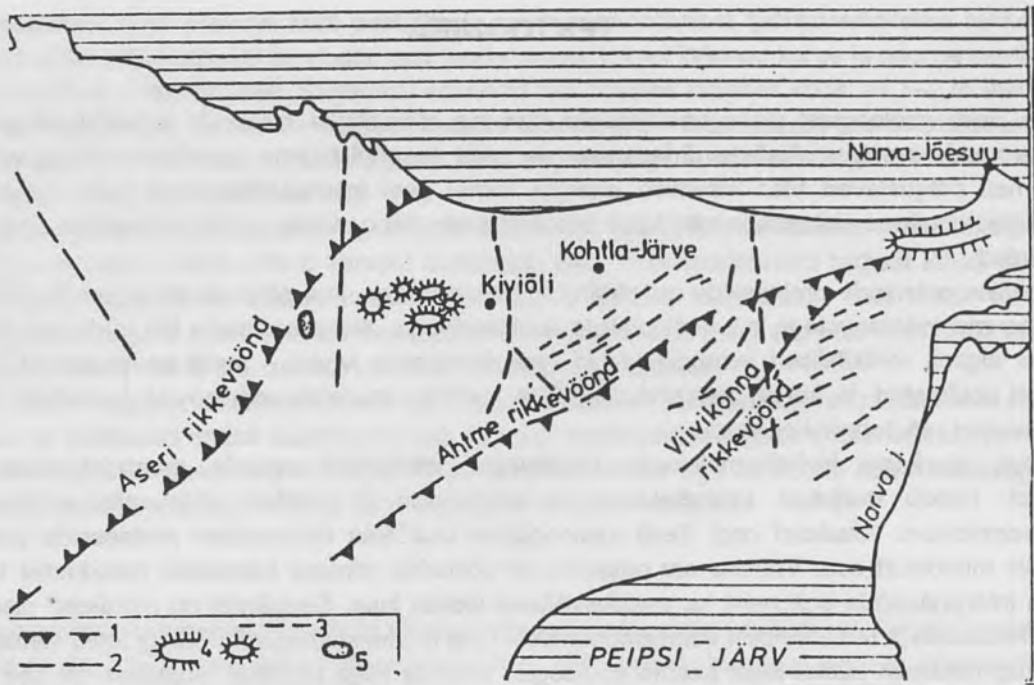
Eespool, aluskorra kivimikomplekside käsitlemisel märkisime vanade moondekivimite tugevat kurrutatust, nende muljutust keerukatesse kurruvoltidesse ja piklikult väljavenitatud lainelistesse lasumusvormidesse. Aluskord ongi Eesti geoloogilises läbilõikes tektooniliste protsesside poolt kõige tugevamini muudetud osa. Vähene arv puurauke ei võimalda siinseid keerukaid moodustisi terviklikult jälgida ja interpreteerida ega neist ka usaldusväärset üldpilti luua. Seepärast on mõnikord otsustav roll geoloogi fantaasial ja tema senisel uurimiskogemusel ning teadmistepagasil. Pealegi tuleb silmas pidada, et kurrutusprotsessist puhtal kujul saame geoloogias rääkida väga tinglikult, enamasti on see protsess kulgenud läbipõimunult kivimimassiivide osalise või väga silmatorkava lõhestatusega: üksikud kurruelemendid on läbi lõigatud rebendriketega – lõhede, murrangute ja pealenihetega. Piki neid on kivimitesse sageli sisse tunginud altpoolt tõusnud kuumad gaasid ja lahused, mõnikord isegi vedel magma. Kõik see on kaasa toonud täiendavaid muutusi kivimites ja lisanud kujunenud struktuurile uusi keerukusi.

Seetõttu on igati arusaadav, et kokkupuutel aluskorrakivimitega vajab iga mäetehniline projekt lisauuringuid just antud kasutusloki tektoonilise ehituse väljaselgitamiseks. Üldist soovitusi siin ei saagi anda – vajalike uuringute mahu määrab läbindamisprojekti enese iseloom ja eraldatud vahendid. Risk sattuda ettenägematutele asjaoludele on suur ja vältimatugi. Senises praktikas on peamine probleem ilmnenu geoloogilistel puurimistel, sest tugevasti kallutatud asendis kurrutiibadel võib puurauk kulgeda väga pikalt mööda üht ja sama kihti, selgitamata külgsuunas ilmnevaid järske muudatusi kivimite iseloomus ja lasumuses. Niisugustel puhkudel tuleks kasutada kallakpuuraukusi, mille tehnoloogia on küll olemas, kuid enamasti tunduvalt kulukam. Eesti oludes seda tüüpi puurimisi ei ole märkimisväärselt ette võetud.

Aluskorra kivimitega Eestis seni muid rakenduslikke kokkupuutepunkte ei ole olnud – see teeb küsimuse mõnevõrra lihtsamaks. Küll võib see probleem tekkida mitte eriti sügaval lasuvate graniidimassiivide kasutamisevõimaluste selgitamiseks ning siis on keerukate struktuuriuuringute ettevõtmine juba vältimatu. Peab aga ütleva, et graniidimassiivid on lihtsaima ehitusega kivimkehad aluskorras. Nad on ühtlaseilmelised, reeglina kurrutamata, kõigis suundades ühesuguste omadustega. Peaprobleemiks on nende hilisem lõhestatus tardumisjärgsete sisepingete toimel, mis on aga teatud ulatuses prognoositavgi.

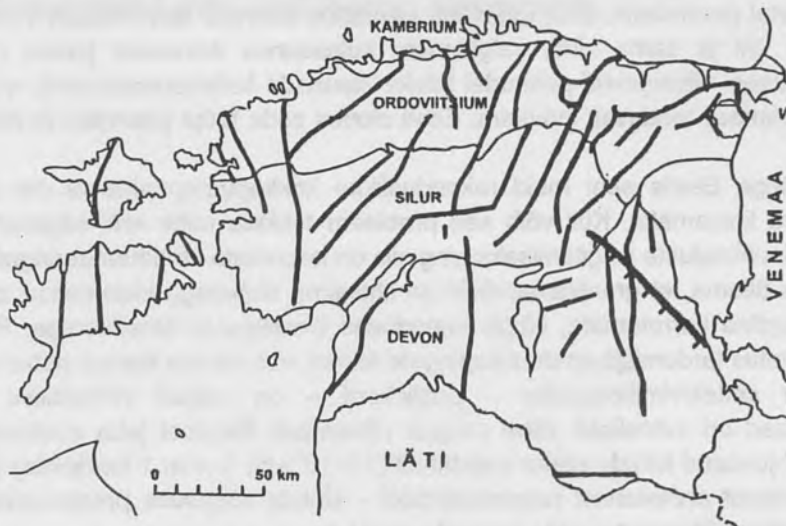
Aluskorral lasuv settekivimikompleks – pealiskord – on selgelt rõhtkihilise ehitusega, mida tektoonilised liikumised on suhteliselt vähe paigast nihutanud. Eespool juba märkisime Fennoskandia tõusuliikumistest põhjustatud kihtide nõrka kallutatust (10–12' ehk 3–4 m 1 km kohta) lõuna suunas. See tunnusjoon vajab pidevat arvestamist rakendustöödel – kihtide sügavuse prognoosimisel, kaevanduste projekteerimisel, veekõrvaldussüsteemide kavandamisel jne.

Siiski on pealiskorra kivimeis ka tõsisemaid rikkeid ja tektoonilisi anomaaliaid, mida rakendustöödel tuleb arvestada. Nii on viimastel aastakümnetel Põhja-Eestis, eriti põlevkivibasseinis (tänu tiheda puuraukudevõrgu olemasolule) avastatud rida rikkevööndeid, kus piki rohkeid paralleelselt kulgevaid lõhesüsteeme on kivimprokolid üksteise suhtes üles või alla nihutatud. Liikumiste vertikaalampliituud ulatub mõnikord mitmekümne meetrini (Aseri 22, Vihterpalu 40 m). Reeglina läbivad niisugused rikkevööndid palju kihte ja jätkuvad aluskorraski, mille plokiliste nihete poolt nad ongi ilmselt põhjustatud. Tuntuimad uuritud murrangurikked paiknevad Kirde-Eestis – Aseris, Ahtmes, Viivikonnas (joon. 36). Valdavalt on nad kirde-edelasuunalised, harvem loode-kagu- või põhja-lõunasuunalised (Vihterpalu rikkevöönd). Suuremate rikkevööndite laius ulatub 1–1,5 km-ni, pikkus võib olla 100 ja enamgi km. Nende vööndite nimetus on tavaliselt asulakoha järgi, kus rikkevöönd avastati või on esindatud kõige ilmekamalt.



Joon. 36. Tektoonilised rikkevööndid ja lokaalstruktuurid Kirde-Eestis (Arold jt., 1987 järgi):
 1 – rikkevööndid murrangutega, 2 – suured lõhevööndid, 3 – väiksemad lõhevööndid, 4 – kohrurrud, 5 – lokaalne vajumisala

Viimastel aastatel tehtud uuringud on näidanud, et taolised rikkevööndid ei ole omased üksnes Põhja-Eestile, vaid katavad meie ala üsna ühtlase tihedusega, olles vähem jälgitavad vaid Kagu-Eestis (joon. 37). Mõistagi on nende uurituse tase väga erinev ning mõnedki näidatud rikkevööndid on veel hüpoteetilised. Valdavaks näib olevat rikete kirde-edelasuund, erandiks on ehk jällegi Kagu-Eesti.



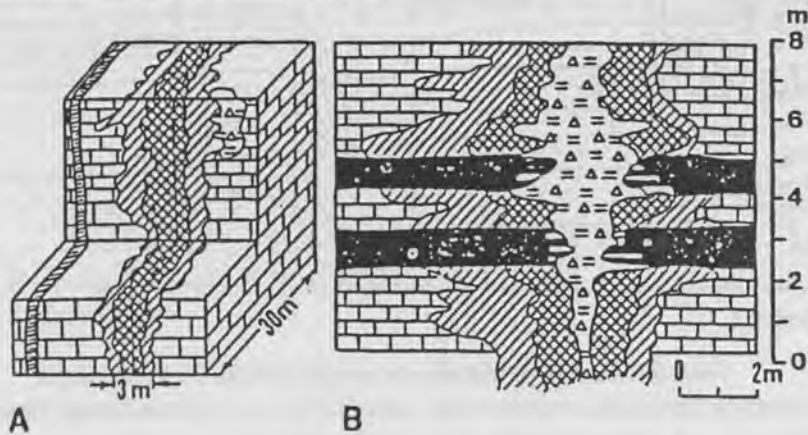
Joon. 37. Suuremad teadaolevad rikkevööndid Eestis (Puura, Vaher, 1999).
 Hambulise joonega on markeeritud aluspõhjakivimitesse mitteulatuva suurmurrang aluskorras

Kõrvuti nimetatutega esineb ka vööndeid, kus kivimite lõhestatus on külgnevatest aladest palju tihedam, kuid kivimikompleksid üksteise suhtes nihkunud ei ole. Nende vööndite horisontaal- ja ka vertikaalulatus on eelmistest tunduvalt väiksem. Nad haaravad enamasti vaid mõned kihid, sulguvad kiiresti horisontaalsuunas ja jätkuvad kohati juba uue iseseisva lõhena. Nendegi vööndite rakenduslik tähtsus on suur – mõõda lõhesüsteeme liiguvad põhjaveed, põhjustades karsti, allikaid ja ebasoovitavaid üleujutusi kaevetöödel.

Nii nihkeamplituudiga kui ka selleta levivad lõhesüsteemid on üsna hästi kaardistatud ja arvele võetud, eriti Põhja- ja Kirde-Eestis, kus neid on hästi tuntud õpitud (Vaher jt. 1962; Puura jt. 1986). Peab küll lisama, et parimini on tektoonilised rikkevööndid jälgitavad meie lubjakivides ja dolomiitides, mis kõvade

jäikade kivimitena lõhesid hästi esile toovad. Lamavates kambriumi ja lasuvates devoni kivimites neid peaaegu ei ole teada – nad on kas avastamata või on pudedas põhikivimi tõttu vähem tekkinud. Siiski on viimasel ajal leitud devoni alangi ridamisi paiknevaid sufosioonilisi langatuslehtreid, mis võivad markeerida suuremat rikkevööndit (Meenikunno raba all) ning ka üksikuid kurrulaadseid struktuure (Piusa).

Tektooniliselt põhjustatud rebendid on avanud tee settekivimitesse sügavalt tõusvatele vesilahustele ja ehk gaasidelegi. Selle tulemuseks on sageli jälgitav lubjakivide dolomiidistumine suuremate lõhesüsteemide ümbruses (joon. 38), samuti kaltsiitsete lõhetäidete ja maakmineraalide – sfaleriidi ja galeeniidi – ilmingute esinemine neis. Oma tekkeloolt võivad lõhed olla üsna vanad, sest põlevkivibasseinis on teada paljude lõhede täitumine devoni liivamaterjaliga.



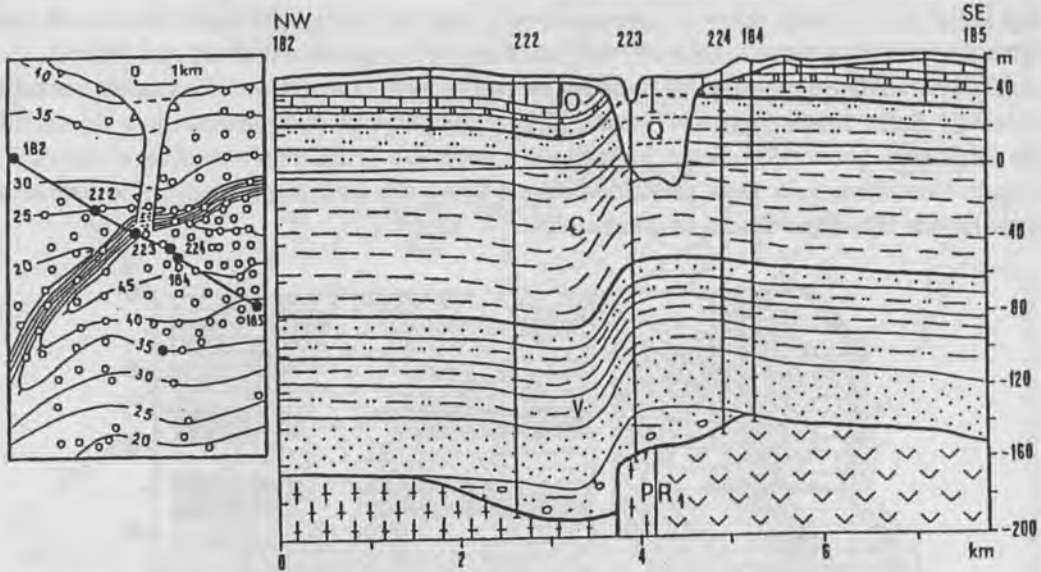
Joon. 38. Lubjakivide dolomiidistumine tektooniliste rikete piirkonnas. N. Pitšugini jt. (1976) järgi (Geology and mineral resources..., 1997):

A – Lasnamäe lade. Aru karjäär Kunda lähedal. Paralleelselt dolomiidistumisvööndiga kulgeb ka lõhetäiteline kaltsiidisoon; B – Kukruse lade: Slantsõ põlevkivimaardla Leningradi oblastis. Dolomiidistumisvööndi keskmeks on tugevasti karstunud korrapäratu lõhetühik, mis on täitunud kivimitükke sisaldava karstisaviga. Mustaga on näidatud põlevkivi

Peale rebendirikete süsteemide on Eesti alal settekivimites teada ka plastilisi deformatsioone – peamiselt küll paindeid, mis sageli kombineeruvad lõhedega – näiteks Ahtme rikkel (joon. 39). On ka üksikuid *kuppel-* või *võlvkurde*, mille kohal on settekivimid kuplina üles tõstetud (kõikides suundades laskuvad). Mõnel juhul võivad vanimad settekivimid niisuguse kurru tuumaosas koguni puududa ja viimane on esindatud siis kerkinud aluskorrakivimite plokina. Taolised aluskorrakerked laugelt kurrutatud settekivimikübaraga on meil teada Uljaste lähedalt Kirde-Eestis (vt. joon. 36) ja üksikvormina Assamalla lähedalt Rakverest lõunas. On ka tuumaosata kergitatud valle (Vaivara Sinimägede alal) ning üheks suuremaks sedalaadi struktuuriks on ka Pandivere kõrgustik tervikuna. Needki plastilised deformatsioonid on seotud lokaalsete kergetega Eesti aluskorras, mis võib-olla pole veel lõplikult vaibunud tänapäevalgi. On ka lohkvorme, neist tuntuim Sāmi vajumisnõgu asub Aseri rikke naabruses, Rakverest ida pool (vt. joon. 36). Mõistagi vajavad need struktuurid arvestamist rakendustöodel, kuigi erilist mahtu neil ala üldises geoloogilises struktuuris ei ole.

Rakendustöodel on kahtlemata olulisim tähtsus kivimite üldisel lõhestatusel, mis määrab nii kivimi mehaanilise tugevuse, tema kaevandamisviisi, võitluse veevooludega ja muidugi ka kaevandatava kivimi enese väärtuse maavarana. Kui tektoonilised lõhesüsteemid ja võlvkurdudest kerked on seotud lokaalsete liikumistega piirkonna aluskorras, siis üldine kivimite lõhestatus on enamasti põhjustatud üldisemast nähtusest – planetaarsest pingelolukorrast maakoos. Teisisõnu, maakoore areng planeedil tervikuna põhjustab ulatuslikke kerkeid ja vajumisi, mis toob kaasa lõhede tekke suurtes kivimimassiivides, nende perioodilise avanemise ja sulgumise, lõhelisuse avaldumise väga suures horisontaalulatuses. Pehmetes settekivimites – savides ja pudedates liivades – need liikumispinged lahendatakse pooriruumi arvel ja üldjuhul siin ulatuslikke lõhesüsteeme ei teki või on nad väga juhusliku paigutusega. Jäikades kivimites, eelkõige tard-, moonde- või tugevasti tsementeerunud settekivimites (lubjakivides, dolomiitides) on planetaarsed lõhesüsteemid väga ulatuslikud, väljapeetud ja seaduspärased. Selles võib veenduda igaüks, kes hoolikalt vaatleb puhastatud paepinda või paekalda hambulist servajoont: kergesti märgatavad lõhed moodustavad siin küll mitmesuguse kujuga “võrgusilmased”, kuid lõhede statistilises paigutuses tabab silm peagi teatavaid eelissuundi. Olgu märgitud, et erinevalt lokaalsetest tektoonilistest rikestest on planetaarsetest pingetest tingitud lõhed tavaliselt

väiksema vertikaalulatusega, piirdudes mõnikord vaid ühe, plastilisemate kivimite vahele jääva jäigema kihiga.



Joon. 39. Aseri rikke oletatav ehitus ristlabilõikes (R. Vaheri järgi).

Näha aluskorra rebendrikke kohal paiknev rikkevöönd, mida läbib ka kvaternaarisetetega täitunud jõeor. Vasakul läbilõike asend ja ordoviitsiumi lubjakivikompleksi alumise pinna kõrguste kaartskeem

Planetaarsete survete või kivimite sisepingete toimel tekkinud lõhesüsteemide põhiseaduspärasused on üldjoontes teada.

Hapu koostisega magmakivimitele on iseloomulik iseeneslike pingeaotuslõhede teke kolmes peaaegu ristuv suunas. Selle tagajärjel jaguneb kivim iseloomulikeks rist- või kuuptahukaiks, mida võime jälgida valdava väliskujuna ka paljudel Eesti suurtel rändrahnudel, mis on pärit rabakivigraniidi massiividest.

Aluselise koostisega magmakivimid (diabaasid, gabrod jt.) annavad reeglina korrapäratu lõhesüsteemi. Massiivi pealispind, kus lõhesid on suuremal hulgal, jaguneb korrapäratu kujuga kivim-plokkideks, mis harva on kasutatavad suuremate monoliitide valmistamiseks. Seetõttu ei kohtagi me, näiteks Eesti rändrahnude seas suuri vorme aluselistest kivimitest; ka kivitöötlemisettevõtetes on nad suhteliselt harvad (erandiks vahest jämedakristalliline labradoriit).

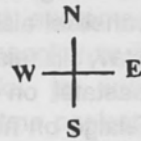
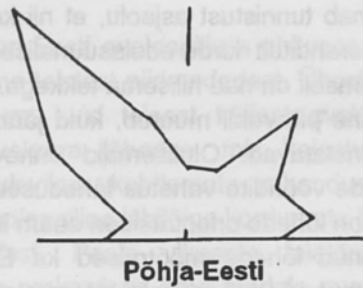
Moondekivimid, millele on omane plaatjate osakeste orientatsioon ühes tasapinnas (toiminud rõhuvektorile risti), annavad loomulikult eelistatud lõhelisusepinna just selles tasandis – kokkuvõttes siis plaatja eraldisvormi.

Settekivimid on reeglina selge rõhtkihilisusega – seetõttu realiseeruvad sisepinged eelkõige mõõda erinevate kivimite kokkupuutepindasid ja annavad peamise lõhenevuse kihipindade järgi. Nendega ristuvad vertikaalsed lõhesüsteemid jagavad plaatjad kehad madalateks rist- või rööptahukateks, kiiludeks või korrapäratuteks hulktahukateks.

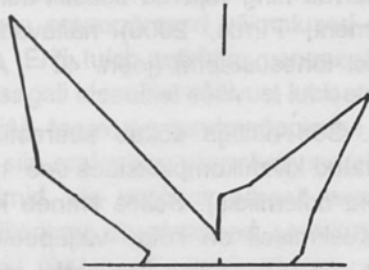
Eesti alal levivates lubjakivides ja dolomiitides mängibki otsustavat rolli just see püstlõhede võrk, mis määrab lae püsivuse kaeveõõntes ja kivimi murdumisiseärasused kaevandamisprotsessis, lõppkokkuvõttes ka suurte tektooniliste pingete lahenemise eelissuuna, näiteks murrangute asendi. Lõhesid mõõda liigub põhjavesi, sageli kivimit lahustades ja lõhesid avardades, teisisõnu, ulatuslikke karstivorme kujundades. Viimastel on oluline kaal nii vesivarustuse kujundamisel kui ka kaevanduskäikudes suurte veevoolude sissetungi põhjustamisel. Seepärast on karbonaatkivimite lõhelisust ka parimini tundma õpitud (Heinsalu, Andra, 1975; jt.).

Nii saab näiteks Tallinna ümbruses Lasnamäel tektooniliste lõhede statistilise mõõtmise alusel eristada 5 iseseisvat lõhesüsteemi (joon. 40 – Põhja-Eesti). Valdavaks on loode-kagusuunaline (as 305°) süsteem, kuhu kuulub peaaegu pool kõigist lõhedest. Umbes kuuendik lõhedest on kirde-edelasuunalised (as 25°). Ülejäänud suunad (läände – 275°; põhja – 355°; ida-kirdesse – 75°) avalduvad tunduvalt nõrgemini. Just seetõttu tekib nii karjääriseinas kui ka paljandijärsakus lubjakivide hambuline murdepind teravikuga põhja suunas. Põhimõtteliselt sama on lõhede süsteem ka 200 km ida pool – Eesti põlevkivibasseinis (joon. 40 – Kirde-Eesti), kus samuti valdab lõhede loodesuund, kuid kirdesuuna maksimum on nihutatud 55°-le. Viimane võib olla kohalike tektooniliste rikete mõjutus, kus näib valitsevatki nimetatud suund (vt. joon. 36). Siiski on siin piisavalt ilmekalt esindatud ka 25° NO lõhede suund.

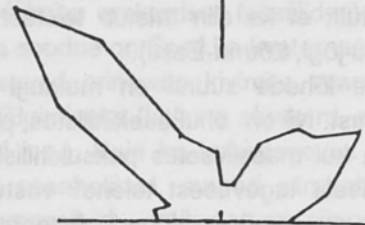
ORDOVIITSIUM



Põhja-Eesti

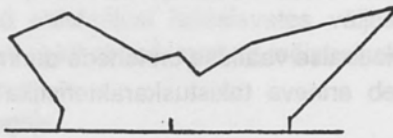


Loode-Eesti



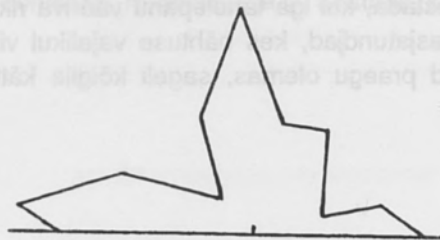
Kirde-Eesti

SILUR

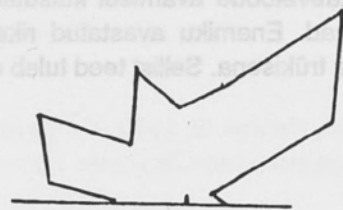


Kesk-Eesti

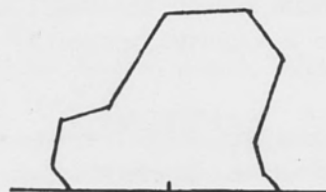
DEVON



Ahja jõgi



Võhandu jõgi



Lõuna-Eesti

Joon. 40. Näiteid lõhesüsteemide valdavast orientatsioonist Eesti aluspõhjakivimeis:

Põhja-Eesti – H. Aunin (1958) – 1272 mõõtmist;

Loode-Eesti – Ü. Heinsalu (1977) ja M. Niin jt. (1981) – ca 300 mõõtmist;

Kirde-Eesti – Ü. Heinsalu, H. Andra (1975) – 200 mõõtmist;

Kesk-Eesti – E. Pirrus (2000) – 141 mõõtmist (Orgita, Mündi);

Ahja jõgi – A. Kleesment, M. Sööt (2000) – 115 mõõtmist;

Võhandu jõgi – A. Miidel (1982) – 66 mõõtmist;

Lõuna-Eesti – A. Kleesment, E. Pirrus (2000) – 235 mõõtmist

Erineva suunaga lõhed Eesti lubjakivides on ilmselt kujunenud erineval ajal ja erinevate tektooniliste protsesside mõjutusel. Sellest annab tunnistust asjaolu, et nii kaltsiidiga kui ka liivamaterjaliga täitunud lõhed (nn. klastilised daikid) on eranditult kirde-edelasuunalised (55–60°). Seega teisi lõhesid nende täitumise ajal lihtsalt veel polnud, ilmselt on nad hilisema tekkega.

Punktist punkti lõhede statistiline pilt veidi muutub, kuid jääb põhimõtteliselt samailmeliseks – kaks põhisuunda on ikkagi selgelt eristatavad. Olulisemaid erinevusi võib täheldada vaid tektooniliste lõhevööndite vahelisel alal ja nende vööndite vahetus läheduses. Kui esimesel juhul on pilt normaalne, üldtaustale vastav, siis teisel juhul on lõhede orientatsioon enam kohaliku tektoonilise nihke kontrolli all.

Viimastel aastatel on sagenenud lõhede mõõtmised ka Eesti teistes osades – siluri ja devoni avamusalal. Esialgu on need tulemused veel raskesti interpreteeritavad ning vajavad edasisi uuringuid. Devoni liivakivides tehtud pilootuuringud (Miidel, 1982; Kleesment, Pirrus, 2000) näitavad üsna ootamatult, et ka siin eristub teistest selgemini kaks diagonaalset lõhesüsteemi (joon. 40 – Ahja ja Võhandu jõgi, Lõuna-Eesti).

Peale lõhede suuna on muidugi oluline ka nende sagedus. See näitaja sõltub suuresti kivimi iseloomust. Nii on õhukesekihilistes, paljude savitasemetega liigestatud kivimikompleksides see märksa tihedam kui massiivsetes paksukihilistes kivimites (näiteks Kaarma dolomiidis). Selles ilmneb kivimite füüsikalisesest tugevusest tulenev vastupanu deformatsioonidele. Keskmiselt on kõige väljapeetuma – loode-kagusuunalise – lõhedesüsteemi tihedus uuritud lubjakivides alla 5 m. Kõige harvemini esinevad submeridionaalse või subparalleelse paigutusega lõhed – enamasti 100–200 m tagant. Mõistagi on lõhede tihedus erinev normaalväljal ja tektooniliste rikete vööndis – viimasel juhul võib see olla kümneid kordi tihedam. Huvitav on märkida, et paljud Põhja-Eesti jõed on uuristanud endale loode-kagusuunalised orundid, ilmselt järgides valdavast lõhedesüsteemist kujundatud suunda. Devoni liivakivides näib esialgsetel andmetel lõhede võrk olevat tunduvalt hõredam, keskmiselt tuleb siin lõhede vaheliseks kauguseks 20 – 30 m.

Väärrib rõhutamist, et peale visuaalse vaatluse on lõhede uurimisel suurimaks abimeheks geofüüsika – eriti elektromeetria, mis põhineb erineva takistuskarakteristika mõõtmisel lõhestunud ja lõhestumata kivimeis.

Niipalju siis tektoonika kajastumisest Eesti aluspõhjativimeis. Eeltoodust näeme, et see tegur väärrib igati arvestamist. Ka vajab ta pidevat andmestikuga täiendamist, et saada tektoonikailmingute tekkeloost võimalikult igakülgset ja usaldusväärset pilti. Seepärast pole imestada, kui iga tähelepanu vääriva rikke korral kaevetööde avamisel kutsutakse kohale ka vastava ala asjatundjad, kes nähtuse vajalikul viisil fikseerivad. Enamiku avastatud rikete kohta on uurimisandmed praegu olemas, sageli kõigile kättesaadava trükisena. Sellist teed tuleb edaspidigi käia.

LÕPETUSEKS

Nagu ilmneb eelnevatest peatükkidest, on Eesti geoloogilises ehituses tema arengu põhijooned selgesti jälgitavad, mille poolest ta eristub maailma teistest piirkondadest. Ühest küljest on siinseks eripäraks küll tüüpiline settekivimitega kaetud lavamaa, kuid teisest küljest avaldab tuntavat mõju ka tugevasti kurrutatud ja moondest töödeldud aluskorra lähedus, mis kajastub võrdlemisi selgeilmeliselt ala tektoonilises struktuuris ja mõjutab tulevikus kahtlemata rakendustegevust suuremas sùgavuses. Puhtteaduslikust seisukohast on Eesti geoloogiline läbilõige kordumatu just vanaaegkonna (paleosoikum) vanimate kihtide esinduslikkuse poolest. Peale viimaste laialdase leviku ja uuringuteks hea kättesaadavuse on need kihid siin lausa erakordsed oma madala muutusteastme poolest, mistõttu just Eestis on suurepärased võimalused selle ajaperioodi elustiku ja settekujumismudelite rekonstrueerimiseks. Eriti tuleb märkida vanaaegkonna madalaveeliste settekivimite erakordset fossiiliderikkust ja nende sageli ideaalset säilivust lubisetendites. Ja lõpetuseks – väga soodne on Eesti ka kvaternaariajastu mandrijää tegevuse tundmaõppimise polügoonina. Lähestikku asuvad erinevate kivimite avamusalad loovad siin erakordse võimaluse mandriliustike kulutava tegevuse jälgimiseks (kaljune aluskord, pehmed savikivimid, sile paelava, nõrgalt tsementeerunud devoni liivakivid jne.). Kuid ka kuhjetegevus on siin varjunditerikas: mastaapsed saarkõrgustikud, voorestikud, pikad oosahelikud, suured rändrahnud ja kivikülvid, järvenõod oma kordumatu arengulooga, ulatuslikud soomassiivid – kõik see on siin väikesel alal tihedasti ja õpetlikult koos.

Eeltooduga on alla kriipsutatud Eesti geoloogilise ehituse kõige põhilisem omapära. Loomulikult on siinses maapõues peidus veel palju muud paeluvat ja kordumatut. Käesolev ülevaade ei käsitle peamisi maapõuerikkusi – põlevkivi ja fosforiiti, sùgaval liikuva põhjavee probleemistikku, siinse piirkonna erakordselt rikkalikku meteoriidikraatrite kompleksi ja paljut muudki. Kõik need on omaette keerukad ja paljutahulised küsimused, mis eeldavad erikäsitlusi iseseisvates väljaannetes ja mida võib hoolikal otsimisel nüüdki juba leida. Kuid kõik need valdkonnad vajavad mõistmiseks Eesti geoloogia üldist tausta, mida eespool kirjapandu püüdiski esile tuua.

Kuidas see õnnestus, otsustab juba lugeja.

Autor ootab tähelepanelikult lugejalt osutusi vigadele ja täiendamist vajavatele lõikudele kirjapandus, samas on ta tänulik sõbralikele kolleegidele A. Aaloele, A. Kleesmentile, L. Hintsile, H. Nestorile, U. Pohlile, E. Reinsalule ja Ü. Sõstrale, kes töö valmimisele heatahtlikult kaasa aitasid.

KIRJANDUST

ÜLDMATERJALE

- Arold, A., Raukas, A., Viiding, H. 1987. Geoloogia alused. Valgus, Tallinn, 1–200.
- Eesti maapõuerikkusi. 1993. Koost. Raudsep, R., Räägel, V., RE Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 1–64.
- Geology and mineral resources of Estonia. 1997 (Raukas A., Teedumäe A.-ed-s). Estonian Academy Publishers, Tallinn, 1–436.
- Heinsalu, Ü. 1977. Karst ja looduskeskkond Eesti NSV-s. Valgus, Tallinn, 1–96.
- Kattai, V., Saadre, T., Savitski, L. 2000. Eesti põlevkivi geoloogia, ressursid, kaevandamistingimused. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 1–248.
- Rõõmusoks, A. 1983. Eesti aluspõhja geoloogia. Valgus, Tallinn, 1–224.
- Tšeban, E. 1975. Eesti NSV põhjavesi ja selle kasutamine. Valgus, Tallinn, 1–168.

ALUSKORD

- Puura, V., Huhma, H. 1993. Palaeoproterozoic age of the East Baltic granulitic crust. Precambrian Research, 64, 289–294 (Elsevier, Amsterdam).
- Кристаллический фундамент Эстонии. 1983. Под ред. Х. Вийдинга. Наука, Москва, 1–208.

VEND

- Менс К., Пиррус Э. 1980. К стратиграфической номенклатуре вендских отложений Эстонии. Тр. Академии наук Эстонии. Геология, 29, 2, 49–54.
- Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. 1980. Под ред. Б.М. Келлера, А.Ю. Розанова. Наука, Москва, 1–228.
- Фашии и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. 1986. Под ред. Пирруса Э.А. Ин-тут геологии АН ЭССР. Таллин, 1–184.

KAMBRIUM

- Менс К., Пиррус Э. 1977. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Валгус, Таллин, 1–70.
- Менс К., Пиррус Э. 1992. О распространении среднего кембрия на севере Вооремаа. Тр. Академии наук Эстонии. Геология, 41, 1, 1–10.
- Пиррус Э. 1986. Фашиальные особенности строения вергальско-раусвекского железорудного уровня Балтийской синеклизы. В кн.: Фашии и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Под ред. Э. Пирруса. Ин-тут геологии АН ЭССР. Таллин, 99–109.
- Пиррус Э. 1991. Средний кембрий Эстонии. Тр. Академии наук Эстонии. Геология, 40, 4, 141–151.

ORDOVIITSIUM

- Orviku, K. 1940. Lithologie der Tallinna-serie (Ordovizium Estland). Acta et comm. Univ. Tartuensis, A, 36, 1–216.
- Puura, V., Suuroja, K. 1984. Kärđla kraater – maapõue varjatud uunikum. Eesti Loodus, 8, 553–565.
- Puura, V., Suuroja, K. 1992. Ordovician impact crater at Kärđla, Hiiumaa Island, Estonia. Tektonophysics, 216, 143–156.
- Мянниль Р.М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Валгус, Таллин, 1–200.
- Рыымусокс А. К. 1970. Стратиграфия Вируской и Харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии, 1. Валгус, Таллин, 1–346.
- Пылма Л. 1982. Сравнительная литология карбонатных пород ордовика Северной и Средней Прибалтики. Валгус, Таллин, 1–152.
- Пылма Л., Сарв Л., Хинтс Л. 1988. Литология и фауна типовых разрезов карадокского яруса в Северной Эстонии. Валгус, Таллин, 1–101.

SILUR

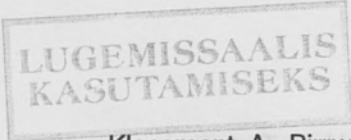
- Силур Эстонии. 1970. Под ред. Д.Л. Кальо. Валгус, Таллин, 1–382.
- Фации и фауна силура Прибалтики. 1977. Под ред. Д.Л. Кальо. АН ЭССР, Таллин, 1–175.
- Юргенсон, Э. 1988. Осадконакопление в силуре Прибалтики. Валгус, Таллин, 1–175.

DEVON

- Девон и карбон Прибалтики. 1981. Под ред. В.С. Сорокина. Зинатне, Рига, 1–554.

KVATERNAAR (Pinnakate)

- Raukas, A. 1988. Eestima viimastel aastamiljonitel. Valgus, Tallinn, 1–280.
- Кессел Х., Раукас А. 1967. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Валгус, Таллин, 1–134.
- Пиррус Э. 1968. Леночные глины Эстонии. Валгус, Таллин, 1–144.
- Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А. 1971. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Валгус, Таллин, 1–226.
- Раукас А. 1978. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Валгус, Таллин, 1–310.



ТЕКТООНИКА

Kleesment, A., Pirrus, E. 2000. Fracture systems in Devonian sandstones, South Estonia. Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 49, 4, 284–293.

Puura, V., Vaher, R. Praguline Eestima. Horisont, 1999 7/8, 13–17.

Вахер Р. М., Пуура В.А., Эрисалу Э.К. 1962. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. Тр. Института геологии АН ЭССР, 10, 319–335.

Мийдел А. 1966. О связи направлений долин с тектонической трещиноватостью на территории Эстонской ССР. Ежегодник Эстонского географического общества 1964–1965. Валгус, Таллин, 18–33.

Пуура В., Вахер Р., Туулинг И. 1986. Условия залегания и главные черты дислокации сланценосной толщи. В кн.: Под ред. В. Пуура. Строение сланценосной толщи Прибалтийского бассейна горючих сланцев – кукерситов. Валгус, Таллин, 55–62.

Хейнсалу Ю., Андра Х. 1975. Трещиноватость в районе сланцевых шахт Эстонии и геофизические методы ее исследования. Валгус, Таллин, 1–116.

EESTI AKADEEMILINE RAAMATUKOGU



1 0200 00121060 2



1918

TALLINNA
TEHNIKAÜLIKOOL

Mäeinstituutinstituut