

**EESTI GEOLOOGILINE BAASKAART
GEOLOGICAL BASE MAP OF ESTONIA**

**6343
MAARDU**

**SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS**



**EESTI GEOLOOGIAKESKUS
TALLINN 2002**

EESTI GEOLOOGIAKESKUS
GEOLOGICAL SURVEY OF ESTONIA

EESTI GEOLOOGILINE BAASKAART
GEOLOGICAL BASE MAP OF ESTONIA

Mõõtkava 1:50 000
Scale

6343
MAARDU

SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS

Tallinn, 2002

Suuroja, K., All, T., Kõiv, M., Mardim, T., Morgen, E., Ploom, K., Vahtra, T., 2002. Eesti geoloogiline baaskaart (mõõtkavas 1:50 000). 6343 Maardu. Seletuskiri, 99.

Esikaanel: Jägala juga. K. Suuroja foto.

Eesti Geoloogiakeskus, 2002

Kadaka tee 82

Tallinn 12618

6343 Maardu. Eesti baaskaardi mõõtkavane (1 : 50 000) digitaalsete geoloogilis-geofüüsikalishüdrogeoloogiliste kaartide komplekt on koostatud põhiliselt varasemate keskmise- ja samamõõtkavaliste geoloogilis-geofüüsikalishüdrogeoloogiliste kaartide ja maavarade otsingulis-uuringuliste tööde ning nendega kaasnevate andmebaaside põhjal.

Maardu kaardilehe komplekti kuulub 10 kaarti: 1) aluspõhja geoloogiline, 2) aluspõhja maavarade, 3) aluspõhja reljeefi, 4) pinnakatte, 5) geomorfoloogia, 6) pinnakatte paksuste, 7) hüdrogeoloogia, 8) põhjavee kaitstuse, 9) raskusjõuvälja jääkanomaaliate, 10) aeromagnetiliste anomaaliate. Neist aluspõhja (1), pinnakatte (4), hüdrogeoloogia (7), raskusjõuvälja jääkanomaaliate (9) ja aeromagnetiliste anomaaliate (10) kaarti käsitletakse põhikaartidena, ülejäänuid aga abikaartidena. Kaardikomplektiga kaasnev seletuskiri aitab paremini lahti mõtestada kaartidel kujutatut ning kannab endas ka vajalikku lisateavet. Aluspõhjativimite parema iseloomustamise huvides on seletuskirjale lisatud Seli tugipuuraugu (F-111) lühikirjeldus. Nii kõik kaardid kui ka seletuskiri on koostatud digitaalseina ning nende aluseks olnud faktiline materjal on EGK digitaalsetes andmebaasides.

6343 Maardu. *The set of digitised geological-geophysical-hydrogeological maps at the scale of Base Map of Estonia is compiled mainly on the ground of former similar maps and data obtained in the course of exploring and prospecting of mineral resources.*

The set includes the following maps: 1) bedrock geological, 2) mineral resources of bedrock, 3) bedrock relief, 4) Quaternary deposits, 5) geomorphology, 6) thickness of Quaternary deposits, 7) hydrogeological, 8) groundwater vulnerability, 9) residual gravity anomalies, 10) aeromagnetic anomalies. The maps of bedrock (1), Quaternary deposits (4), hydrogeological (7), residual gravity anomalies (9) and aeromagnetic anomalies (10) are considered pincipal, others as additional maps.

The present explanatory note gives additional information for better understanding things imaged on these maps. The description of the drill core Seli (F-111) is added as well.

All maps and explanatory notes to them are digitised and the primary data are stored in the data server of the Geological Survey of Estonia.

SISUKORD

SISSEJUHATUS (K. Suuroja)	4
1. ALUSPÕHI (K. Suuroja)	10
1.1. KRISTALNE ALUSKORD	10
1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD	13
1.2.1. Vendi kompleks	13
1.2.2. Kambriumi ladestu	15
1.2.3. Ordoviitsiumi ladestu	18
1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST	25
1.4. ALUSPÕHJA MAAVARAD	25
2. PINNAKATE (E. Morgen)	31
2.1 PLEISTOTSEEN	31
2.1.1. Kesk-Pleistotseen. Ugandi kihistu	31
2.1.2. Ülem-Pleistotseen	31
2.2. HOLOTSEEN	39
2.3. PINNAKATTE PAKSUS	43
2.4. PINNAKATTE MAAVARAD	45
3. GEOMORFOLOOGIA (E. Morgen)	51
3.1. JÄÄTUMISEELSE PINNAVORMID	51
3.2. LIUSTIKULISED PINNAVORMID	53
3.3. HOLOTSEENI PINNAVORMID	56
4. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS (T. Mardim)	61
4.1. KVATERNAARI VEEKOMPLEKS	61
4.2. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA –PIDAVAD KIHID	64
4.3. PÕHJAVEE TARBEVARU JA SELLE KASUTAMINE	67
4.4. PÕHJAVEE RIIKLIK VAATLUSVÕRK JA PÕHJAVEE TASEME MUUTUMINE	68
4.5. PÕHJAVEE KAITSTUS	70
4.6. PÕHJAVEE KOOSTIS JA SELLE VASTAVUS JOOGIVEE NÕUETELE	71
4.7. KAEVANDUSALAD	78
5. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD (T. All)	83
6. DIGITAALSETEST ANDMEBAASIDEST (K. Ploom)	85
SUMMARY	86
KASUTATUD KIRJANDUS	91

Teksti lisa:

TUGIPUURAUUGU F-111 (SELI) SÜDAMIKU GEOLOOGILINE KIRJELDUS (K. Suuroja) 97

Komplekti kuuluvad kaardid:

1. Aluspõhi
2. Aluspõhja maavarad
3. Aluspõhja reljeef
4. Pinnakate
5. Geomorfoloogia
6. Pinnakatte paksus
7. Hüdrogeoloogia
8. Põhjavee kaitstus
9. Raskusjõuvälja jääkanomaaliad
10. Aeromagneetilised anomaaliad

SISSEJUHATUS

Kaardid ja seletuskiri on koostatud OÜ Eesti Geoloogiakeskuse poolt Eesti Keskkonnaministeeriumi tellimisel. Käesolev seletuskiri on mõeldud inimesele, kes soovib lähemalt tutvuda Eesti Geoloogilise Baaskaardi (mõõtkavas 1:50 000) Maardu lehe (nr 6343) piirkonda jääva ala maapõue ehituse ja selle rakenduslike võimalustega. Maapõuealase teabe oskuslik rakendamine igapäevastes ettevõtmistes, mis väljendub eelkõige tõepärase informatsiooni baasil tehtud õigetes otsustes, võimaldab pöörata selle töö resultaadid ka reaalselt mõõdetavaks kasumiks.

Kaardilehtede komplekt, millesse kuulub 5 põhi- ja 5 abikaarti, on koostatud põhiliselt varasemate vastavasuunaliste geoloogilis-geofüüsikaliste kaardistamiste ja maavarade otsingute ning uuringute materjalide põhjal, kuid uuema informatsiooniga täiendatud kaardid, on igal konkreetset juhul uuesti välja joonistatud. Mis, mille alusel ja kuidas koostatud, seda tutvustatakse iga konkreetset kaarti iseloomustava seletuskirja sissejuhatavas osas.

Kaardilehe komplekti kuuluvad järgmised (kõik mõõtkavas 1:50 000) geoloogilise suunitlusega kaardid: **1) aluspõhi**, **2) aluspõhja maavarad**, **3) aluspõhja reljeef**, **4) pinnakate**, **5) geomorfoloogia**, **6) pinnakatte paksus**, **7) hüdrogeoloogia**, **8) põhjavee kaitstus**, **9) raskusjõuvälja anomaaliad**, **10) raskusjõuvälja jääkanomaaliad**, **11) aeromagnetilised anomaaliad**. Rasvases kirjas märgitud on käsitletavad põhikaartidena, ülejäänud – abikaartidena.

Kaardi topograafiliseks aluseks on Eesti Baaskaart, mis on esitatud Lamberti konformses koonilises projektsioonis, ellipsoidil GRS-80 (Lambert-Est, lõikeparalleelid 58° 00' ja 59° 20'). Koordinaativõrk: L-EST 92, 5 kilomeetri võrk. Kõrgusjooned 10 m intervalliga. Lähtuvalt geoloogilise suunitlusega teabe primaarsusest ja rohkusest on aluskaardina kasutatava Eesti Baaskaardi koormust vähendatud.

Eesti Baaskaardi Maardu (nr 6343) leht, nurgakoordinaatidega 24,8782° ja 59,3109°; 24,8841° ja 59,5354°; 25,3260° ja 59,5316°; 25,3172° ja 59,3072°, hõlmab 625 km² Harjumaa idaosast, millest 541 km² on maismaa ja 83,5 km² (ala põhjaosa) võtab enda alla meri (joonis 1). Põhjaosas, mis jääb Põhja-Eesti rannikumadaliku piirkonda, on kõrgus 0–20 m ümp, kerkides sealt lõunasse, Põhja-Eesti lavamaa äärealale 40–50 m ümp. Muuga lahe põhjas sügavneb see 50–60 m amp.

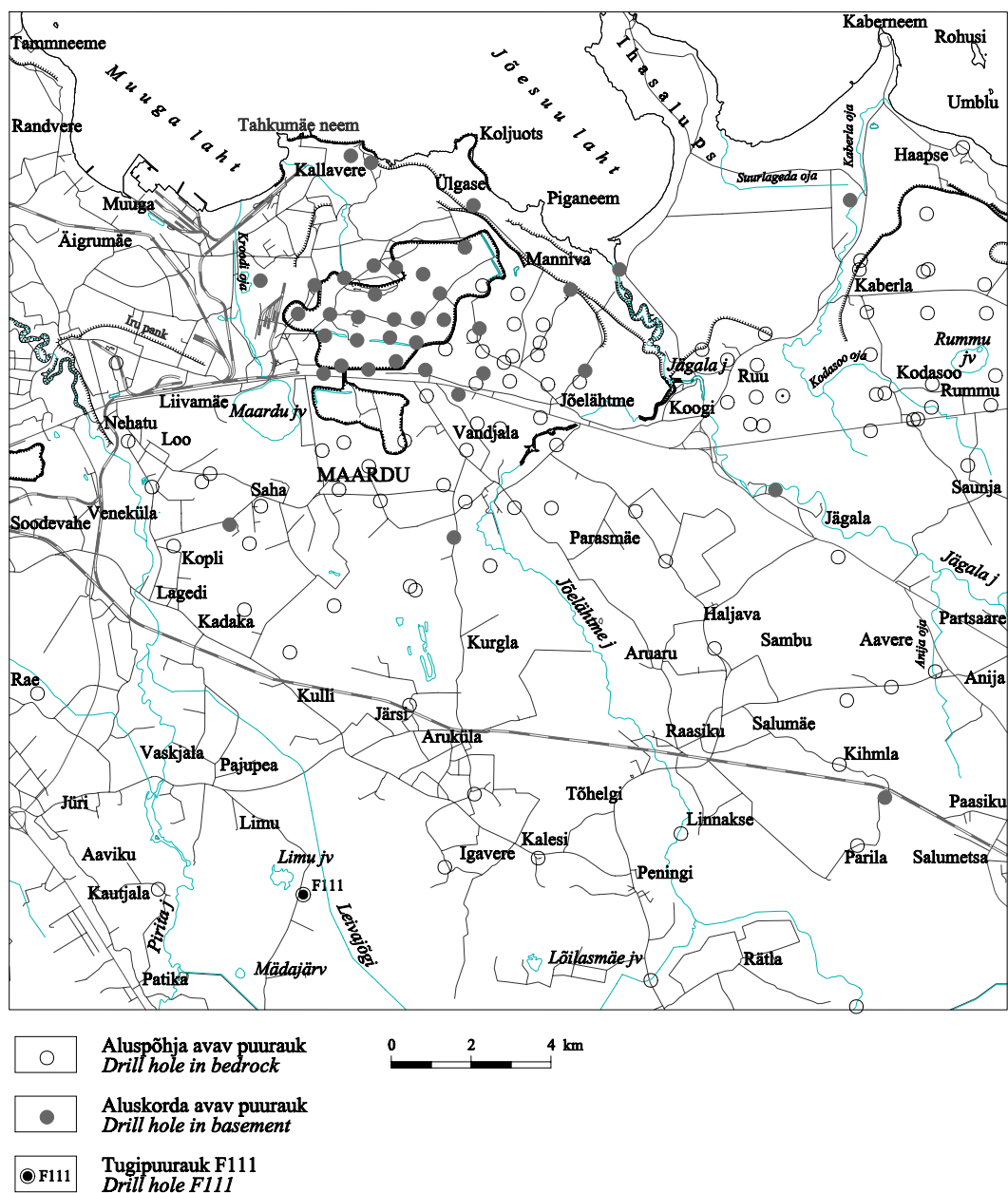
Ala rannajoon on tugevalt liigestatud: maismaasse lõikuvad Muuga, Jõesuu ja Kaberneeme laht ning merre tungivad Ihasalu ja Kaberneeme poolsaar. Tammneeme lähedal on väike (0,76 ha) Lahesaar, Kaberneeme poolsaarest idas aga Rohusi (10,63 ha) ja Umblu (0,67 ha) saar.

Arvestatava suurusega jõgedest läbib ala 30 km ulatuses Pirita jõgi ja selle idapoolne lisajõgi Leivajõgi ning Jägala jõgi (23 km ulatuses) koos viimasesse suubuva Jõelähtme jõega. Jõelähtme jõgi kaob Kostiveres maa alla ja ilmub nähtavale Jõelähtme juures. Kaberneeme lahte suubub Kaberla jõgi ja Muuga lahte Kroodi oja, mis on Maardu järvega ühenduses.

Arvestatavaist järvedest on kaardilehel Maardu (161,3 ha ja kuni 3 m sügav) ja Rummu järv (42,4 ha ja kuni 2,8 m sügav). 1893. aastal lasi Maardu mõisnik väikestest Liivakandi soojärvedest läbivoolavale oja veetaseme reguleerimiseks kaevata kraavi ja ehitada paisu. Teadmata põhjustel (hooletus, kuritegu) murdis vesi juba 1894. aastal tammist läbi ja mere poole sөөstev märatsev veevool tekitas kuni 10 m sügavuse Kroodi oru (jääraku). Pais ja Maardu järv taastati uuesti alles 1939. aastal, seoses fosforiidirikastusvabriku ehitamisega.

Soodest on kaardilehel nimetamist väärt Kostivere, Rummu ja Rae raba.

Ala piiresse jäävad järgmised looduskaitsealused objektid: Pirita jõeoru maastikukaitseala (osaliselt), Rebala ajaloolis-kultuuriline kaitseala (ca 25 km²) ja Anija looduskaitseala. Looduskaitsealustest üksikobjektidest on tuntumad Ülgase pank (1 km ulatuses), Jägala juga (kõrgus 8 m), Maardu rekultiveeritud fosforiidikarjäär, Eesti suuruselt teine rändrahn Muuga Kabelikivi



Joonis 1. Maardu (6343) lehe ülevaatekaart
Figure 1. Schematic map of Maardu (6343) sheet



Foto 1. Kostivere karstiala. K. Suuroja foto.
Photo 1. Kostivere karst field.



Foto 2. Vaade Muuga sadamast Tahkumäe neemele esiplaanil ja Saviranna alale. J. Kase foto.
Photo 2. View from Port of Muuga to Tahkumägi Cape (in the foreground) and Saviranna area.



Foto 3. 8 m kõrgune Jägala juga on kõrgeim Eesti suurtest jugadest. T. Saadre foto.
Photo 3. 8-m high Jägala Waterfall is the highest big waterfall in Estonia.



Foto 4. Jägala juga talvel. T. Saadre foto.
Photo 4. Jägala Waterfall in winter.



Foto 5. Muuga Kabelikivi on mahult teine rändrahn Eestis ja ümbermõõdult suurim. Foto K. Ploom.
Photo 5. Muuga Kabelikivi gigantic boulder is the second by volume in Estonia, but the biggest by perimeter.



Foto 6. Aruküla (Hellamaa) hiidrahn on mahult kuues Eestis. Foto K. Ploom.
Photo 6. Aruküla (Hellamaa) gigantic boulder is the sixth by volume in Estonia.



Foto 7. Ellandvahe hiidrahn, mis koosneb rabakivist, kuulub mahu poolest Eesti esikümnesse. T. Saadre foto.

Photo 7. Ellandvahe gigantic boulder consists of rapakivi. By volume it is among the ten biggest erratics in Estonia.



Foto 8. Laulumäe hiidrahnule olevat terve laulukoor ära mahtunud. Foto K. Ploom.

Photo 8. Laulumäe gigantic boulder can hold entire choir.

(maht 728 m³; kõrgus 6,4 m; übermõõt 58 m; kivim – rabakivi), Ellandvahe rändrahn (maht 332 m³; kõrgus 5,9 m; übermõõt 31,3 m; kivim – rabakivi), Laulumäe rändrahn (maht 317 m³; kõrgus 5,0 m; übermõõt 43,2 m; kivim – rabakivi), Hansumäe rändrahn (maht 200 m³; kõrgus 4,5 m; übermõõt 31,2 m; kivim – rabakivi), Augu suurkivi (kõrgus 7,0 m; übermõõt 27,0 m) jt.

Ala põhjaossa jäävad osaliselt rekultiveeritud Maardu fosforiidikarjääri puistangud. Viimaste kirde osas on rajamisel Tallinna euronõuetele vastav prügikäitlemise kompleks – Jõelähtme prügil.

Administratiivselt jääb ala Harju maakonna territooriumile, hõlmates Maardu valla, suure osa Jõelähtme vallast ja osa Kuusalu, Anija, Raasiku, Rae, Viimsi vallast ja Tallinnast. Suuremad asustatud punktid on Maardu linn ja Aruküla, Raasiku, Jüri, Loo, Lagedi alevikud. Asustus on koondunud põhiliselt ala lääne–ida suunaliselt läbivate Tallinn–Narva maantee ja raudtee äärde. Ala loodeosas Muuga lahe ääres asub Eesti suurim – Muuga sadam. Maardu linnas, mis asub vahetult Tallinnast idas, on üle 16 000 elaniku ja see on tekkinud 1939. a rajatud fosforiiditehase ümber.

1. ALUSPÕHI

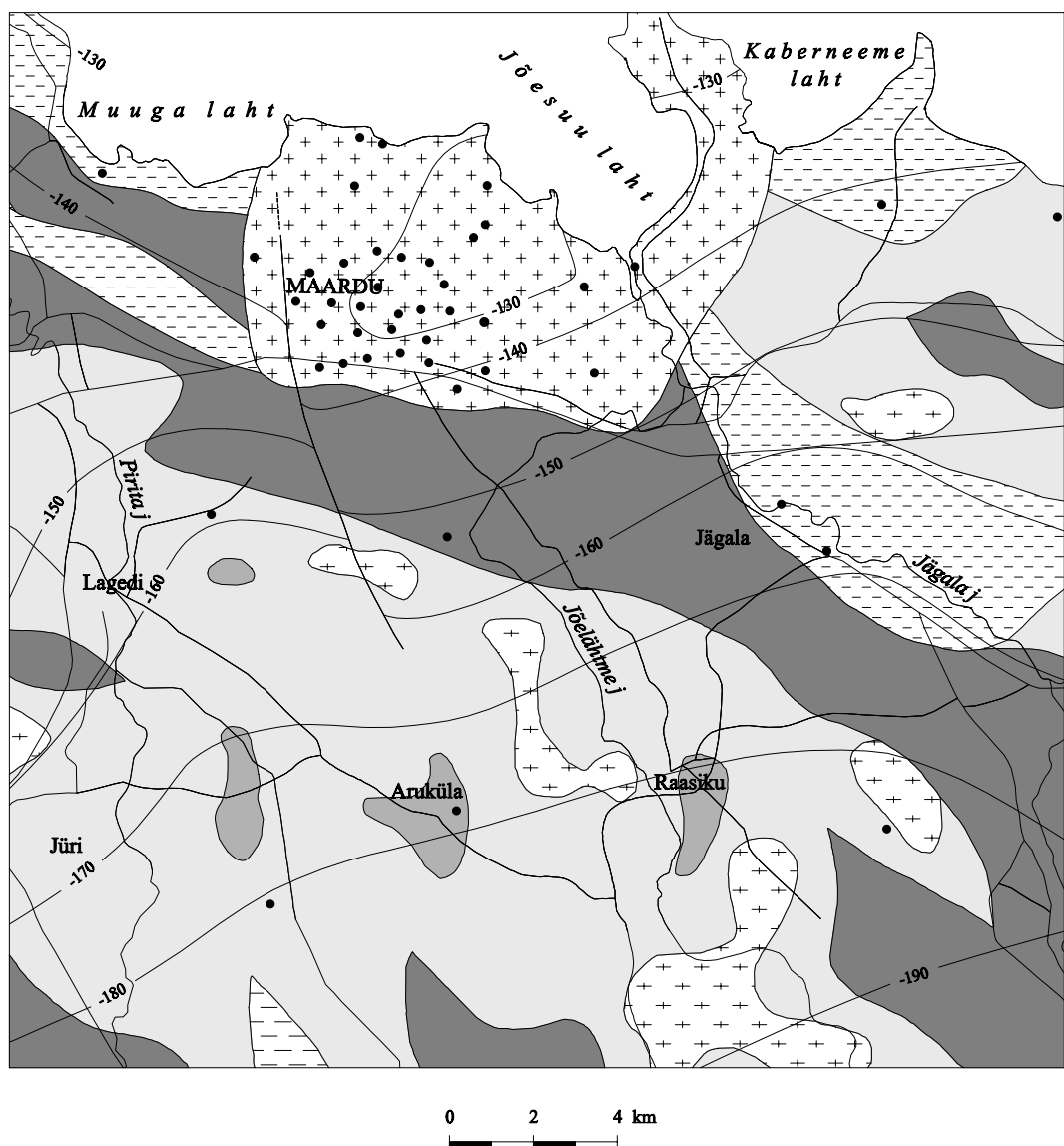
Maardu kaardilehe aluspõhja geoloogilise suuremõõtkavalise (1:50 000) kaardi puhul on tegu Eesti geoloogilise baaskaardi komplekti kuuluva originaalkaardiga, mis on koostatud varasemate keskmise- (Stumbur jt, 1966; Petersell jt, 1971; Suuroja jt, 1997) ja suuremõõtkavaliste (Stumbur jt, 1965; Meriküll jt, 1993; Suuroja jt, 1997) geoloogiliste kaardistamiste ning maavarade (põlevkivi, fosforiidi, ehituslubjakivi, graniidi) otsingu- ning uuringutööde (Levin ja Staumov, 1958; Palo jt, 1961; Prokofjev, 1962; Prokofjev ja Jalakas, 1962; Tšentsov jt, 1968; Viru, 1969; Kukk ja Galanšina, 1973; Veršina, 1978; Suuroja, 1979; Suuroja, 1982; Liivrand jt, 1983; Rammo jt, 1989) materjalide põhjal. Väiksemas ulatuses on kasutatud ka kontrollmarsruutide ja üksikute säilinud puursüdamike täiendkirjelduse andmestikku. Akvatooriumiala kaardi koostamisel on suures osas aluseks Talpase jt 1994 a andmestik.

Autorite käsutuses olid kaardilehe piires asuva 140 aluspõhja avava puuraugu (joonis 1), suures osas vägagi küsitava väärtusega läbilõiked. Neist 45 puurauku, millistest 35 on Maardu graniidimassiivi piirkonnas, avasid ka kristalse aluskorra kivimeid. Lisaks puuraukude materjalile on litostratigraafiliste üksuste avamusalade väljajoonistamisel kasutatud ka Põhja-Eesti klindil ja sellesse lõikunud jõgede (Pirita, Jägala, Jõelähtme) kallastel paiknevaist paljandeist hangitud teavet. Aluspõhja uuritus alal on ebaühtlane: kui kaardilehe põhjaosas on rohkesti nii paljandeid kui puurauke, siis lõunaosas on vaatluspunktide tihedus mitmeid kordi väiksem.

Avamusalade piirid on saadud graafilisel meetodil, kujutatava litostratigraafilise üksuse pealispinna ja aluspõhja reljeefi lõikejoonena. Eristatud on ainult selliseid tektoonilisi rikkeid, mille kohta on olnud otsest informatsiooni (purustustsooni olemasolu, märkimisväärne (>5 m) vertikaalne amplituud). Kivimkomplekside litostratigraafiline liigestus rajaneb suures osas Eesti aluspõhja geoloogilise kaardistamise (mõõtkavas 1:50 000) tugilegendil (Kajak jt, 1992). Üksikud kõrvalekalded viimasest on tingitud kaardistatava ala, kaardi mõõtkava ja kasutatud materjali eripärast ning vahepealse aja jooksul rahvusvaheliste organite (IUGS) poolt vastuvõetud otsustest tulenevast (International Stratigraphic Chart). Mitmed kihistud, tingituna nende väikesest (<2 m) paksusest, on kujutatud, ja seda põhiliselt läbilõigetel, kompleksis teiste kihistikega.

1.1. KRISTALNE ALUSKORD

Geostruktuurselt jääb kaardistatav ala Ida-Euroopa platvormi loode ossa, Vene lava loodepiirile. Aluspõhjas eristuvad siin selgelt kaks eriilmelist struktuurset korrust: alumine – tard- ja moondekivimeist koosnev **kristalne aluskord** ja ülemine – settekivimeist koosnev ja eelmistel monokliinaalselt lasuv **settekivimiline pealiskord**. Kristalne aluskord kaardistatava lehe piires ei avane.



	Rabakivigraniit <i>Rapakivi granite</i>		Amfiboolgneiss ja amfiboliit <i>Amphibole gneiss and amphibolite</i>		Vilugneiss <i>Mica gneiss</i>
	Migmatiitgraniit <i>Migmatite granite</i>		Kvarts-päevakivigneiss <i>Quartz-feldspar gneiss</i>		Biotiitgneiss <i>Biotite gneiss</i>
	Aluskorra reljeef <i>Relief of the basement</i>		Kvartsdioriit <i>Quartz diorite</i>		

Joonis 2. Kristalse aluskorra skemaatiline kaart.
Figure 2. Schematic map of the crystalline basement.

Teave aluskorra kivimeist pärineb põhiliselt 45-st aluskorda avavast puuraugust, mis on puuritud keskmisemõõtkavalise kompleksse geoloogilise kaardistamise (Stumbur jt, 1965 – 2 puurauku), süvakaardistamise (Petersell jt, 1971 – 9 puurauku), graniitse ehituskivi otsingu- ja uuringutööde (Suuroja, 1979 – 9 puurauku; Suuroja, 1982 – 24 puurauku) ning hüdrogeoloogiliste tööde (1 puurauk) käigus. Väärtuslikku lisa kristalse aluskorra ehituse mõistmiseks on andnud pindalalised (magneto- ja gravimeetria) mõõdistamised (Gromov, 1995; Metlitskaja jt, 1992). Kristalse aluskorra kivimkomplekside piiritlemine põhineb üheltpoolt puursüdame kivimmääratlustel ja teisalt – viimaste alusel tehtud geofüüsikalise välja interpretatsioonil. Vahelduva koostise ja keerulise struktuuriga (lauskurrutatud), sügavalt mattunud kivimkompleksi, milleks antud alal on Jägala kompleks, koostis on fikseeritud vaid 11 punktis ja seetõttu on lisatud aluskorra skeemi (joonis 2) puhul tegu vaid ühe, kuid üsna tõenäose tõlgendusega. Joonis põhineb geoloogilise süvakaardistamise materjalidel (Petersell jt, 1971), mida uute geofüüsikaliste andmete (Gromov, 1995; Metlitskaja jt, 1992) põhjal on täpsustanud H. Koppelmaa (2000).

Kristalne aluskord lasub alal 125 (kaardilehe põhjaosas) kuni 195 m amp tasemel, sügavnedes väljapeetult, kilomeetriga 2–3 m, lõuna suunas (joonis 2). Neeme massiivi keskosas on aluskorra pealispind ümbrisala aluskorra pealispinnast 5–10 m kõrgem.

Struktuurselt kuulub siinse ala kristalne aluskord valdavalt Tallinna struktuursesse vööndisse, koosnedes Jägala kompleksi lauskurrutatud moondekivimeist: biotiitgneisist, alumiiniumirikkaid mineraale (kordieriiti, sillimaniiti, granaati) sisaldavaist vilgugneissidest, biotiit-amfiboolgneissidest, amfiboliitidest, kvarts-päevakivigneissidest. Tabelis 1 on toodud neist tüüpilisemate keemiline koostis (Kivisilla jt, 1999).

Aluskorra gneisilasundi paksus ei ole täpselt teada, kuid oletuste kohaselt võiks see küündida 10-ne ja enamgi kilomeetrit.

Ligi 60 km² ala põhja osast (sellest ca 40 km² maismaal ja 20 km² mere põhjas) hõlmab ca 1,65 Ga vanuseline, Soome lahe äärsete väikeste rabakivimassiivide ritta kuuluv Neeme rabakivi massiiv. Neeme massiiv, mis on avatud 35 puurauguga, on esindatud põhiliselt porfüürilaadse kaaliumirikka graniidiga, mis koosneb kaaliumpäevakivist (mikrokliinist) 35–45 %, kvartsist 20–25 %, plagioklassist (oligoklassist – andesiinist) 15–25 % ja biotiidist 2–10 %. Vähemal määral esineb seal veel rabakividele iseloomulikke fluoriiti, apatiiti, titaniiti ja tsirkooni. Porfüürilaadsetes graniidides on ka üksikuid sarnase koostisega graniidi õhemaid apliitseid sooni. Ka rabakivimassiivi paksus ei ole täpselt teada, st seda ei ole läbi puuritud, kuid geofüüsikaliste interpretatsioonide järgi hinnatakse seda 1–2 kilomeetrile.

Aluskorra kivimid on pindmises osas 0,5 kuni 40 m ulatuses (Jägala kompleksi kivimid keskmiselt 25 m, Neeme rabakivigraniidid 0,5–5 m) murenenud, moodustades nn pindalalise murenemiskooriku. Viimase paksus sõltub põhiliselt kivimite mineraalsest koostisest: graniitsete kivimite levialal on see õhem ja vilgugneisside levialal paksem, aga ka nende tektoonilisest rikutusest (lõhelisusest). Esialgne murenemiskoorik oli paksem, kuid osa sellest on mattumise eelsel ajal kulutatud. Kulutuse ulatusele viitab murenemiskooriku tsonaalsus: läbilõigetes, kus on säilinud murenemiskooriku kõik 3 tsooni (ülalt alla): III ehk pude murenemiskoorik, II ehk savikas murenemiskoorik ja I – vähe murenenud kivimid, on see enam-vähem täielikult säilinud. Mida sügavam erosioonilõige, seda vähem on säilinud tugevamini murenenud kivimeid.

Tabel 1. Maardu kaardilehe kristalse aluskorra kivimite keemiline koostis (kaalu %-des).

Table 1. Chemical composition of the crystalline basement of the Maardu mapping area (wt %).

Kivim	AM	QFG	(S)GRP	BGGF	GRP	QFG	QFG	RGR	RGR	RGRD
Puurauk	F-109	F-109	F-110	F-110	F-111	F-117	F-118	F-501	F-508	F-531
Proovi süg.	270.8	374.0	288.0	344.5	264.4	193.0	206.2	206.5	222.0	177.0
SiO ₂	47.44	71.28	72.22	58.00	76.88	74.60	74.66	74.70	76.04	65.34
TiO ₂	0.99	0.20	0.11	0.74	0.05	0.13	0.26	0.24	0.05	0.58
Al ₂ O ₃	12.49	14.90	12.55	16.23	11.85	13.41	12.50	12.27	12.09	16.01
Fe ₂ O ₃	3.07	1.03	0.99	3.72	0.19	1.81	0.84	1.25	1.03	1.13
FeO	8.86	1.31	0.56	4.63	0.92	<0.2	1.36	1.29	0.43	3.59
MnO	0.87	0.06	0.01	0.05	0.02	0.02	0.04	0.05	0.03	0.10
MgO	9.93	0.34	0.15	3.86	0.24	0.37	0.88	0.41	<0.1	1.04
CaO	8.99	2.55	1.95	4.90	1.60	1.28	1.58	1.29	1.60	3.51
Na ₂ O	2.00	3.40	1.30	0.50	3.40	2.00	3.30	2.18	3.19	4.20
K ₂ O	2.10	4.40	8.40	2.00	4.90	5.36	3.70	4.73	5.18	2.90
P ₂ O ₅	0.21	0.04	0.54	0.22	0.03	0.04	0.05	0.08	0.03	0.25
S _{total}	0.03	0.03	0.73	0.62	0.16	0.11	0.19	<0.1	0.10	0.10
L.O.I.	2.32	0.27	1.21	4.11	0.21	0.40	0.43	0.91	0.20	0.93
Summa	99.30	99.81	100.72	99.58	100.45	99.35	99.79	99.40	99.97	99.68
Fe ₂ O _{3total}	12.91	2.49	1.61	8.86	1.21	1.81	2.35	2.68	1.51	5.12

AM – amfiboliit (*amphibolite*); QFG – kvarts-päevakivigneiss (*quartz-feldspar gneiss*); (S)GRP – süeniitgraniit, pegmatoid (*syenogranite, pegmatoid*); BGGF – biitiitigneiss grafiidiga (*biotite gneiss with graphite*); GRP – graniit, pegmatoidne (*granite, pegmatoid*); RGR – rabakivigraniit (*rapakivi granite*); RGRA – rabakivigraniit, apliitne (*rapakivi granite, aplitic*); RGRD(F531) – rabakivigraniit, granodioriit (*rapakivi granite, granodiorite*).

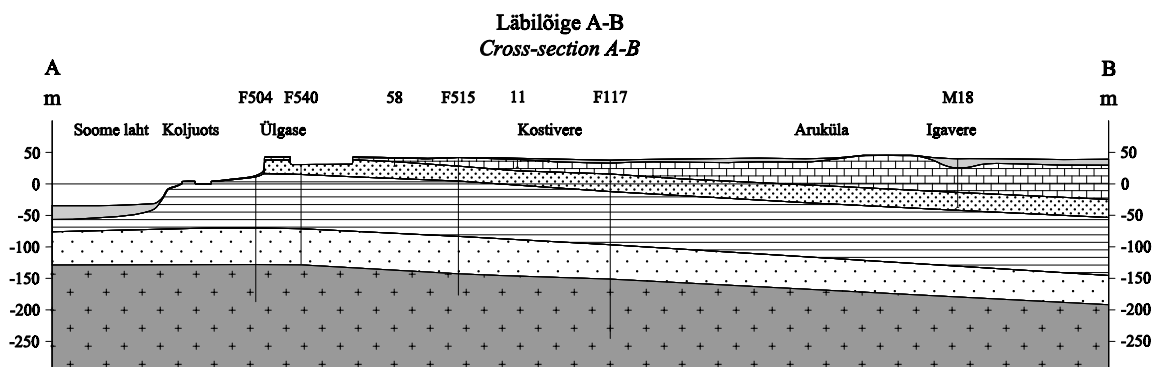
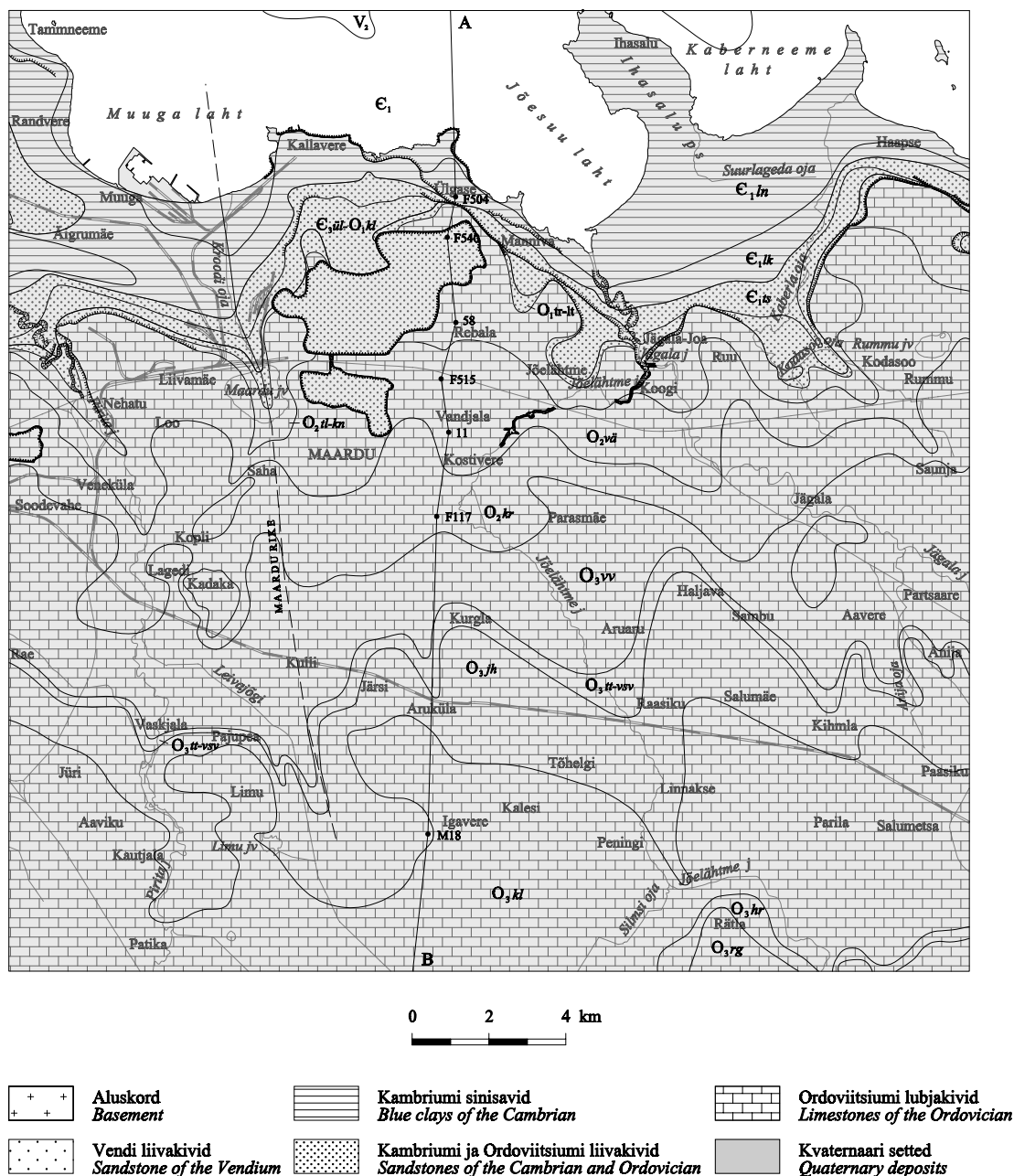
1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD

Neoproterosoilistest ja Paleosoilistest kivimeist koosnev settektivimiline pealiskord lasub suure ajalise lünga ja põiksusega kristasel aluskorral. Selle paksus suureneb ala põhjaosa akvatooriumi 50–90 meetrilt kuni ca 250 meetrini ala kaguosas. Settektivimilise pealiskorra struktuurid jälgivad suures osas kristalse aluskorra pealispinna reljeefi. Ainsaks kindlakstehtud lasuvusrikkeks on ala keskossa jääv, põhja-lõuna suunaliselt kulgev ja kuni 20 m amplituudi ja sajakonna meetri laiuse rikketsooniga Maardu rike (joonis 3).

Settektivimilise pealiskorra formeerumine algas siinsel alal Neoproterosoikumis, Vendi ajastu teisel poolel, pärast ligi 800 Ma kestnud kulutusperioodi, mille kestel kulutati Svekofennia mäetekke tsükli aegu tekkinud mäemassiivid ja idast pealetungi alustanud meri jõudis sinise alani.

1.2.1. Vendi kompleks

Vendi kompleksi Kotlini lademesse kuuluvad purdkivimid (liivakivid, aleuoliidid, savid) lasuvad transgressiivselt, kirde suunas түseneva 50–65 m-se lasundina aluskorra murenemiskoorikul. Alal need ei



Joonis 3. Aluspõhja skemaatiline kaart koos läbilõikega.
Figure 3. Schematic map of the crystalline basement.

paljandu, küll aga võib nende avamusi olla ala põhjaosas, Ihasalu ja Kaberneeme klindioru põhjas. Vendi kompleksis on siinsel alal eristatavad (alt üles) Gdovi ja Voronka kihistu.

Gdovi kihistu (V_2gd) koosneb põhiliselt pisi- kuni keskterisest, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud liivakivist, milles võib erinevatel tasemetel (põhiliselt kihistu ülaosas) olla kirjuvärvilise (punakaspruun kollakate ja rohekashallide laikudega) savika aleuroliidi vahekihte. Kihistu paksus on 20–30 m, vähenedes edelas. Kihistu alumisel piiril on kohati kuni meetrine, jämeterisest liivakivist, graveliidist, peenkonglomeraadist või mikstoliidist basaalne kiht.

Voronka kihistu (V_2vr), mis moodustab Vendi kompleksi ülaosa, loodesse suurenev paksus on ala piires 30–40 m. Selles eristub kaks eriilmelist kihistikku: all – **Sirgala** (kirjuvärviline kollakashall kuni punakapruun) aleuroliidi ja aleuriitsavi vahekihtidega, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud pisi- kuni peenterine helehall kvartsliaivakivi) ja ülal – **Kannuka** (4–8 m nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud, pisi- kuni peenterine valkjashall kvartsliaivakivi).

1.2.2. Kambriumi ladestu

Purdsetetega (liivakivi–savi) esindatud Kambriumi ladestu avamus hõlmab alal suure osa Põhja-Eesti klindi Ordoviitsiumi astangust põhja poole jäävast maismaa ja akvatooriumi alast (joonis 3). Seal, paljudes kohtades Pirita jõe ja Kaberla–Valkla vahemikus (Pirita org, Saviranna, Ülgase pank, Jägala org, Kaberla, Ubari jne) leidub ka selle, 105–115 m paksuse ladestu paljandeid.

Alam-Kambriumi ladestiku, mille paksus alal on 100–110 m, avamus hõlmab suurema osa (ca 85 %) klindi Ordoviitsiumi astangu esisest alast. Ladestikus on alal omakorda eristatavad 3 kihistut: Lontova (Lontova lade), Lükati ja Tiskre (Dominopoli) lade. **Lontova kihistu** (C_1ln), mis koos sellel lasuva Lükati kihistuga on tuntud sinisavi lasundi nime all, on 70–80 m-se paksusega siinse ala tüsedaimaks litostratigraafiliseks üksuseks ja see koosneb rohekashallist kuni kirjuvärvilisest (rohekashall, violetsete ja punakaspruunide laikudega), vähesel määral aleuriiti sisaldavast argilliidilaadsest savist. Kihistus on eristatavad, ja seda põhiliselt liiva sisalduse alusel, 4 kihistikku (alt üles): **Sämi** (14–18 m liivakivi ja sinisavi vaheldumine), **Mahu** (20–25 m vähese liiva lisandiga sinisavi), **Kestla** (30–45 m puhast argilliidilaadset sinisavi) ja **Tammneeme** (kuni 8 m rohekashalli sinisavi glaukoniiti sisaldava liivakivi vahekihtidega). Lontova lademe piiritlemisel on põhilisteks diagnostilisteks tunnusteks rõngasussi (*Platysolenites*) ja püriidistunud ussikäikude esinemine. Kaardil ja Lontova kihistu jagatud kaheks, sest läbilõigetes on Mahu, Kestla ja Tammneeme kihistiku eristamine pelgal vaatlusel küllaltki problemaatiline. Ala äärmisse loode ossa Viimsi poolsaare idarannikul Tammneeme rannas asub ka samanimelise kihistiku stratotüüp.

Lükati kihistu (C_1lk), mil paksust 10–12 m, moodustab alal sinisavilasundi ülaosa ja see paljandub mitmel pool klindiasangu jalamil ja sellesse lõikunud jõe orgudes (Pirita org, Jägala jõesuu, Saviranna, Ülgase pank). Kihistus iseloomustab aleuroliidi või pisiterise kvartsliaivakivi vahekihtidega sinisavi nime kandva rohekashalli aleuriitsavi (60–70 %) esinemine. Faunistiliseks kriteeriumiks on *Volborthella tenuise* koonusjate kodade ilmumine. Kihistu alumisel piiril on õhuke (1–10 cm), fosfaatsete veeristega basaalkonglomeraat. Lontova ja Lükati kihistu koos moodustavad Eesti aluspõhja kõige kindlama veepideme.

Tiskre kihistu (C_1ts), mil alal paksust 11–13 m, avamus kulgeb kitsa, sajakonna meetri laiuse vööndina klindiasangu jalamil, kus see mitmel pool (Pirita orus, Jägala orus, Ülgase pangal, Kaberla ja Ubari pangal) ka paljandub. Kihistu koosneb suhteliselt monotoonsest hele- kuni kollakashallist jämeterisest kvartsaleuroliidist või pisiterisest kvartsliaivakivist, milles on kohati (kihistu alaosas) rohekashalli, glaukoniiti sisaldava savika aleuroliidi vahekihte. Kihistu on oluline põhjavett kandva kihina.

Ülem-Kambriumi ladestik on ladestu ülaosas eristatud biostratigraafiliste kriteeriumide alusel. Varemalt Alam-Ordoviitsiumisse kuulunud, lukuta brahhiopoodide (ooboluste) purdu sisaldava liivakivilasundi alaosa (**Ülgase ja Tsitre kihistu** ning kohati isegi **Kallavere kihistu** alaosa) on loetud.



Foto 9. Kaberla–Valkla klindipoolsaart ääristab põhjast merekauge ja metsakasvanud astang.
K. Suuroja oto.

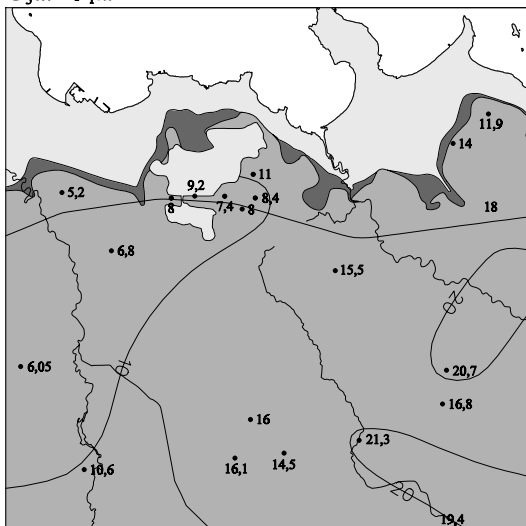
Photo 9. The forest-covered klint escarpment edging Kaberla–Valkla klint peninsula from the north is located far from the sea.



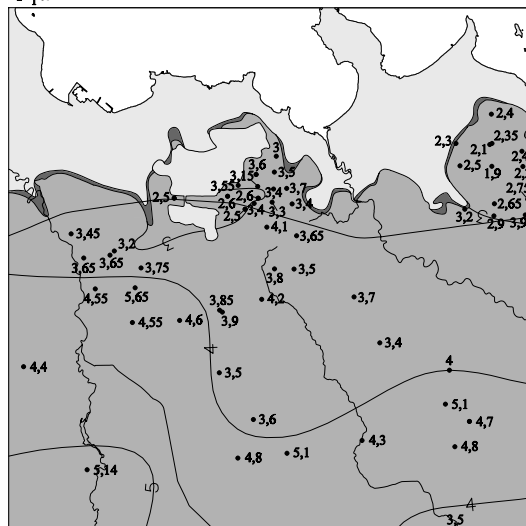
Foto 10. Kambriumi liivakividesse-savidesse lõikunud Pirita jõgi alamjooksul. T. Mardimi foto.

Photo 10. On its lower course Pirita River cuts into the Cambrian sandstones and clays.

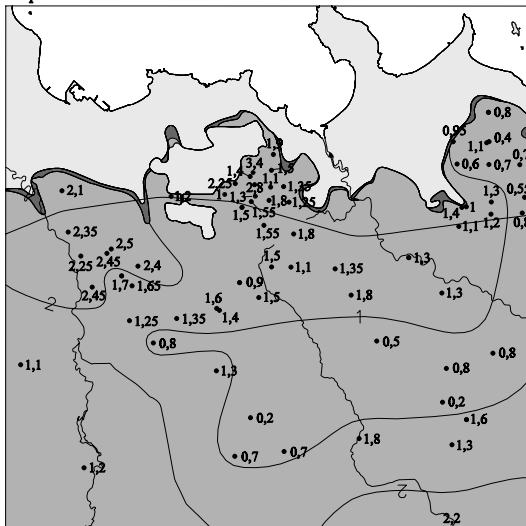
E_3 ül- O_1 kl



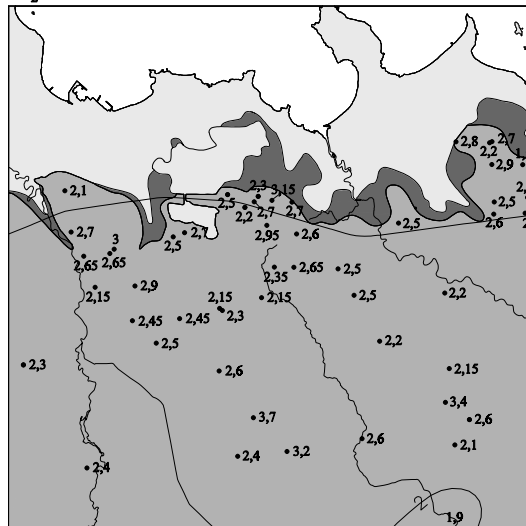
O_1 tr



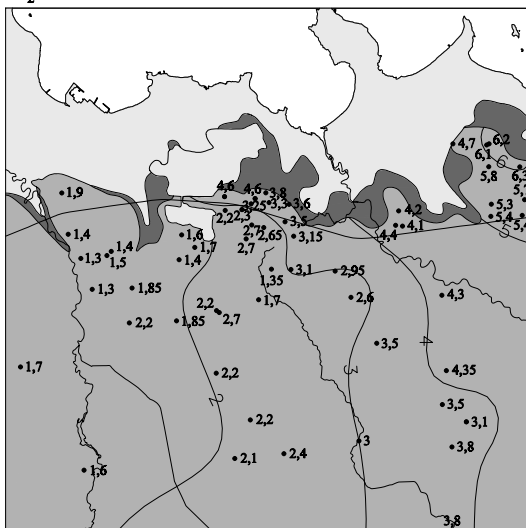
O_1 vr-lt



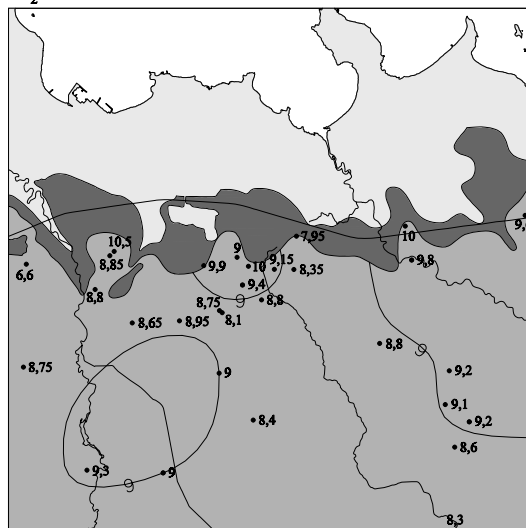
O_2 tl



O_2 sl-lb-kn



O_2 vä



Joonis 4. Litostratigraafiliste üksuste paksusi puuraukude läbilõigetes.

Figure 4. The thickness of some lithostratigraphical units in sections of the drillholes.

mõningaste spetsiifiliste mikrofauna (akritarhide ja konodontide) leidude järgi Ülem-Kambriumi kuuluva. Ülem-Kambriumi liivakivide 2–10 m paksune lasund avaneb mitmel pool klindiasangu jalamil (Ülgase, Kaberla ja Ubari pank). Ladestik koosneb kollakashallist, nõrgalt tsementeerunud ja vähesel määral lukuta brahhiopoodide peent purdu sisaldavast jämeterisest aleuroliidist või pisiterisest kvartsliaivakivist.

1.2.3. Ordoviitsiumi ladestu

Valdaval osal alast ja Põhja-Eesti panga Ordoviitsiumi astangust lõunasse jääval alal täielikult on aluspõhjas avanevaks kivimeiks Ordoviitsiumi ladestu lubjakivid. Kõnealuse lasundi, mis on siin esindatud kõigi kolme ladestikuga, paksus ala kaguosas küünib 90 meetrini.

Alam-Ordoviitsiumi ladestiku paksus on 11–14 m ja selle koosseisus oleva 3 lademe (Pakerordi, Varangu ja Hunnebergi) piires on siin eristatavad 4 kihistut (Kallavere, Türisalu, Varangu ja Leetse). Ladestik on kivimiliselt mitmekesine, siin leidub nii oobolusliivakivi ehk fosforiiti (Kallavere kihistu), diktüoneemakilta ehk kerogeenset argilliiti (Türisalu kihistu), glaukoniidirikast halli bentoniitsavi (Varangu kihistu) kui ka glaukoniitliivakivi (Leetse kihistu). Ladestiku avamus jälgib üldjoontes Põhja-Eesti panga astangujoone kulgu ja seal leidub mitmel pool ka selle väiksemaid paljandeid.

Kallavere kihistu (C_3-O_1kl), mil paksust 5–20 m, avaneb kitsa ribana Põhja-Eesti klindi jalamil ja seal (Ülgase pank, Jägala org, Kaberla ja Ubari pank) on ka selle paljandeid. Kallavere kihistu liivakivid moodustavad Ordoviitsiumi astangu ees kuni 5 m kõrguse lamendunud ja osaliselt mattunud terrassi. Kallavere kihistu tunnuskivimiks on **oobolusliivakivi** – lukuta brahhiopoodide (ooboluste) karbikaasi ja nende purdu (detrüiti) sisaldav, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud, valdavalt peenterine kvartsliaivakivi. Kallavere kihistu on tuntud ka fosforiidilasundi nime all. Kihistu ülemisel piiril, kontaktil Türisalu kihistuga, on oobolusliivakivi kohati kuni kümnekonna sentimeetri ulatuses tugevasti püriidistunud, moodustades nn **püriidikihi**. Kihistu alumine piir on selgelt fikseeritav üksnes läbilõigetes, kus selle lamamiseks on ooboluskonglomeraadi kiht.

Kihistus eristub 2 kihistikku (ülalt alla): Suurjõe ja Maardu. **Maardu kihistik** hõlmab valdava osa kihistust ja see esindab oobolusliivakivi selle klassikalisel kujul. Biomorfse materjali sisaldus ja lõimis on varieeruv ja seda nii tasemeti kui pindalaliselt. Värvuselt on see tumehallist kuni pruunini. Kollakas- kuni pruunikashall liivakivis esineb kohati tumepruuni diktüoneemakilda õhukesi vahekihte. **Suurjõe kihistik** koosneb kesk- kuni peenterisest, keskmiselt tsementeerunud detrüitsest liivakivist (fosforiidist) ja selle paksus on 0,3–0,5 m.

Nii Kallavere kihistu kui Maardu kihistiku stratotüübid asuvad alal ja mõlemad seonduvad Ülgase pangaga ja sealse, 1921. aastal rajatud fosforiidikaevanduse käikudega. Ala põhja osas Maardu, Kallavere, Ülgase ja Jõelähtme vahelisel alal aastakümneid (1915–1990) kestnud fosforiidi kaevandamisest maha jäänud ligi 10 km² ulatuses puistanguid ja maa-aluseid käike.

Türisalu kihistu (O_1tr), mil ala piires paksust 2–5 m (joonis 4), koosneb tumepruunist kerogeenset graptoliitset savikildast ehk argilliidist, mida siiski rohkem **diktüoneemakilda** nime all on tuntud. On identne Rootsi aladel leviva diktüoneema- kui ka maarjaskildaga. Viimasest erineb üksnes vanuse poolest. Diktüoneemakilt avaneb kitsa vööndina mitmel pool (Ülgase pangal, Jägala orus, Kaberla ja Ubari pangal) Põhja-Eesti klindil ja selle jalamil. Orgaanika sisaldus diktüoneemakildas on 13–15 %, põlemissoojus <1200 kcal/kg, looduslik niiskus <1,44 %, tuhasus ca 85 %. On arvestatav väikese kalorsusega põlevkivina. Lisaks sisaldab diktüoneemakilt arvestatavas koguses veel U, Th, Mo, V. Diktüoneemakilda kasutamist põlevkivina on takistanud selle väike kalorsus ühelt poolt ja keskkonda saastavate elementide (väävel, rasked metallid, radioaktiivsed elemendid) rohkus teisalt. Eelmainitud kasulike komponentide eraldamist on takistanud senini keskkonnasäästliku tehnoloogia puudumine, kuigi sellealaseid katseid on tehtud nii Eestis kui ka Rootsis. Kaasneva maavarana on diktüoneemakilt olnud



Foto 11. Kallavere-Ülgase klindipoolsaart ääristaval astangul Ülgase lähistel paljandub Kallavere kihistu oobolusliivakivi. T. Saadre foto.

Photo 11. Outcrop of the Obolus sandstone of the Kallavere Formation near Ülgase village, in the klint escarpment of Kallavere-Ülgase klint Peninsula.



Foto 12. Vaade Jägala joalt sel-lealusele kanjonile. K. Suuroja foto.

Photo 12. The canyon downstream of Jägala Waterfall.



Foto 13. Endise Ülgase fosforiidikaevanduse käikudes paljandub Alam-Ordoviitsiumi Pakerordi lademe Kallavere kihistu oobolusliivakivi (fosforiit). T. Saadre foto.

Photo 13. Outcrop of the Obolus sandstone of the Kallavere Formation (Pakerort Stage, Lower Ordovician) in a passage of the former Ülgase phosphorite mine.

aga segavaks teguriks fosforiidi kaevandamisel, sest selle isesüttimisega puistangus on kaasnenud laialdane õhu ja põhjavee reostus.

Varangu kihistu (O_1vr) levib põhiliselt ala lõunaosas ja seda kuni 1 m paksuse lasundina. Kuulub samanimelisse lademesse ja selle koostis on muutlik ning seda nii läbilõikes kui pindalaliselt. Kihistus on eristatavad kuni 3 kihti: 1) peeneteraline savikas kuni aleuriidikas rohekashall glaukoniitliivakivi; 2) hall kuni kreemikas tihe savi ja 3) pruun kuni pruunikashall savikas bituminoosne argillit. Põhjapoolsetes õhemates läbilõigetes on valdavaks savi, kuna paksemad lõunapoolsemad läbilõiked on komplitseeritumad.

Leetse kihistu (O_1lt), mis kuulub Hunnebergi lademesse ja mille loodesse suurenev paksus on ühe meetri piirimail, koosneb rohelisest peeneteralisest aleuriidikast, nõrgalt tsementeerunud glaukoniitliivakivist. Kihistu avaneb ja aruharva ka paljandub kitsa ribana Põhja-Eesti panga jalamil. Kihistus on eristatavad 2 kihistikku (alt üles): Iru ja Mäeküla. Valdava (kuni 80 %) osa hõlmab alumine, rohelisest glaukoniitliivakivist koosnev **Iru kihistik**. Kihistu ülaosas olev õhuke (0,1–0,2 m) **Mäeküla kihistik** erineb eelmisest eelkõige karbonaatse tsemendi ja sellest tuleneva suurema kõvaduse poolest. Kihistu alumine piir on üleminekuline. Kuigi glaukoniidil on põhimõtteliselt mitmeid kasutusvõimalusi (kaaliväetis, värvaine, vee pehmedaja jne), ei ole Eestis seda, arvestamisväärse varuga maavara, veel kaevandama hakatud.

Kesk-Ordoviitsiumi ladestik on alal esindatud juba täies ulatuses karbonaatkivimitega. Kõik selle kahe ladejärgu (Arenig, Llanvirn) 6 ladet (Billingeni, Volhovi, Kunda, Aseri, Lasnamäe ja Uhaku) avanevad ja paljanduvad uuritaval alal. Kõnealuse 6 lademe piires on omakorda eristatud (alt üles): Toila, Sillaoru, Loobu, Aseri, Vao ja Kõrgekalda kihistu. Viimaste avamus kulgeb 2–5 km laiuse, keerulise konfiguratsiooniga võõndina Põhja-Eesti panga äärsel ja sellest vahetult lõunasse jääval alal. Ladestiku täispaksus ala lõunaosas küünib 25 meetrini (pa F-111).

Toila kihistu (O_2tl) on esindatud rohekashalli, glaukoniiti sisaldava lubjakivi 2,0–2,9 m paksuse lasundiga (joonis 4), mis paljandub mitmel pool Põhja-Eesti klindi piirkonnas (Maardu karjäär, Ülgase pank, Jägala org, Kaberla ja Ubari pank jne). Kihistus on eristatavad 4 kihistikku (alt üles): Päite (0,2–0,3 m), Saka (0,6–0,8 m), Telinõmme (0,8–1,2 m) ja Kalvi (0,1–0,2 m). Alumine, Billingeni lademesse kuuluv **Päite kihistik** koosneb rohekashallist peen- kuni keskkristalsest, keskmise kuni paksukihilisest, sageli dolomiidistunud, glaukoniiti sisaldavast pisikristalsest lubjakivist. Kihistiku alaosas on kohati kuni 5 cm kiht glaukoniitset savimerglit. **Saka kihistik** koosneb rohekashallist, peen- kuni keskkristalsest, keskkihilisest, vähesel määral (<10 %) glaukoniiti sisaldavast, mõneti dolomiidistunud lubjakivist. Kihistiku alumisel piiril on amfora-laadsete süvenditega, tugeva limoniitse impregnatsiooniga kahekordne katkestuspind – nn püstakkiht. Süvendid on sageli täidetud glaukoniidirikka liivakiviga. **Telinõmme kihistik** koosneb rohekashallist, õhukese- kuni keskkihilisest, tasemeti peent glaukoniiti sisaldavast ja kohati dolomiidistunud lubjakivist. Kihistikule on iseloomulikud mergli lainjad kelmed ja kihikesed. **Kalvi kihistik** koosneb rohekashallist, nõrgalt savikast, keskmise- kuni paksukihilisest, peenterisest, glaukoniidi lisandiga nõrgalt kuni tugevalt dolomiidistunud lubjakivist. Glaukoniit jaotub kivimis ebaühtlaselt, impregneerides tavaliselt katkestuspindu.

Sillaoru kihistu (O_2sl), mil paksust 0,05–0,2 m, koosneb hallist, keskmiselt kuni tugevalt savikast, õhukese kuni paksukihilisest detriidikast ooidlubjakivist. Raudooidid on valdavalt korrapärased, kuid leidub ka pseudo-ooide – götiidistunud detriiti. Paiguti dolomiidistunud lubjakivis võib olla 1–2 limoniitse impregnatsiooniga lainjat katkestuspinda. Alumine piir on terav ja seda markeerib samuti limoniitne katkestuspind.

Loobu kihistu (O_2lb), mis kuulub Kunda lademesse ja mille idast läände suurenev paksus on 1–4 m, avaneb ja paljandub nagu eelnevadki litostratigraafilised üksused põhiliselt Põhja-Eesti pangal (Ülgase pank, Jägala org, Kaberla ja Ubari pank jne) ja selle äärsel alal. Kihistu eristub raudooidide

sisaldavate komplekside (Aseri ja Sillaoru kihistu) vahele jääva lubjakivilasundina. See jaguneb omakorda kaheks (alt üles): Nõmmeveski ja Valgejõe kihistikuks. Alumine, **Nõmmeveski kihistik**, mil kiiresti lääne suunas vähenevat paksust 0,3–2 m, koosneb hallist, nõrgalt savikast, mikro- kuni peenkrystaldest, detriidikast kuni detriitjast, keskmise- kuni paksukihilisest, kohati dolomiidistunud lubjakivist. Iseloomulikud nii Nõmmeveski kihistikule kui kogu Loobu kihistule on rohked lainjad või konarjad, fosfaatse impregnatsiooniga katkestuspinnad ja peajalgsete (nautiloiidide) ujukodade kivistised. Kihistiku (ka kihistu) alumist piiri markeerib tugeva limoniit-fosfaatse impregnatsiooniga katkestuspind. **Valgejõe kihistiku**, mida ala piires on käsitletud ka **Ubari kihistikuna**, läände vähenev paksus on 0,8–2,0 m, on esindatud hallika, puhta või nõrgalt savika, mikro- kuni pisikrystaldest, detriitja kuni detriitse, keskmise- kuni paksukihilise lubjakiviga, mis võib olla kohati dolomiidistunud. Iseloomulikud on lainjalt konarlikud pruunikashallid fosfaatse katkestuspinnad ja rohked nautiloiidide jäljendid. Diagnostiliseks tunnuseks, mis eristab seda alumisest, Nõmmeveski kihistikust, on glaukoniidi esinemine. Kihistiku alumise piiriga kaasneb sagedasti dolomiidistumisastme märgatav suurenemine.

Kandle kihistu (O_2kn), mis vastab Aseri lademele ja mille paksus alal on 0,8–1,4 m, on esindatud halli, nõrgalt savika, keskmise- kuni paksukihilise, pisi- kuni mikrokrystaldest, detriidika, raudoide sisaldava lubjakiviga. Ooide on reeglina rohkem kihistu ülaosas. Ooidide läbimõõt on valdavalt <1,0 mm, kuid kihistu ülaosas võib see olla kuni 1,5 mm. Kihistu keskosas on tavaliselt 2–4 kollast, limoniitse impregnatsiooniga katkestuspinda. Kihistu alumisel piiril on kahekordne, tugeva fosfaatse impregnatsiooniga ja 5–7 cm sügavuste taskutega katkestuspind.

Väo kihistu (O_2v) kuulub valdavalt Lasnamäe lademesse ja selle paksus alal on 7–9 m (joonis 4). Kihistu avamus hõlmab suures osas Põhja-Eesti panga pealse paeplatoo 1–3 km laiuse ääreala. Kihistu koosneb valkjashallist, detriitjast kuni detriitsest, pisi- kuni mikrokrystaldest, keskmise- kuni paksukihilisest, juusjaid merglikelmeid ja stüloliitpindu sisaldavast lubjakivist. Väo kihistu lubjakivi on tuntud enam Lasnamäe ehituspaena – Eesti ühe tuntuima ja parima ehituslubjakivina. Kihistule on iseloomulikud rohked (>20 tk), nõrga fosfaatse impregnatsiooniga lainjad katkestuspinnad. Suurem osa kihistust (6–7 m) langeb **Kostivere kihistiku** kesk- kuni paksukihilise lubjakivi arvele. Kihistu alumises osas (1–2 m alumisest piirist) on 0,1–0,4 m paksuse tumehalli, tugevalt dolomiidistunud lubjakivi kiht – **Pae kihistik**. Viimasest allapoole jääb kuni 2 m paksune lubjakivi lasund kannab **Rebala kihistiku** nime. Sarnaselt Pae kihistikuga võib ka see olla kohati dolomiidistunud. Väo kihistule tervikuna on iseloomulik püriidistunud detriidi, peenpihustunud püriidi ja ca 1–2 cm jämeduste vertikaalsete ussikäikude esinemine.

Kõrgekalda kihistu (O_2kr) kuulub täies ulatuses Uhaku lademesse ja selle avamus kulgeb Põhja-Eesti panga Ordoviitsiumi astangu äärest mõnevõrra lõuna pool 1–4 km laiuse vonkleva vööna (joonis 5). Kihistu paksus suureneb üsna seaduspäraselt edelast (5 m) kirdesse (8 m). Kihistu eristub nii lamamist kui lasumist eelkõige suurema savikuse ja kukersiidi vähese lisandi poolest kihistu ülaosas ning samuti katkestuspindade iseloomu poolest (kui Väo kihistus valdasid rohked ja nõrgalt välja kujunenud fosfaatse katkestuspinnad, siis Kõrgekalda kihistus harvemini esinevad katkestuspinnad on tugeva püriitse impregnatsiooniga). Kihistu jagamist kolmeks (alt üles): Koljala, Pärtlioru ja Erra kihistikuks, nagu seda võis jälgida idapoolsetel aladel, antud alal enam teha ei ole võimalik ja seda tingituna eraldamise aluseks olnud kukersiidisalduse olulisest vähenemisest.

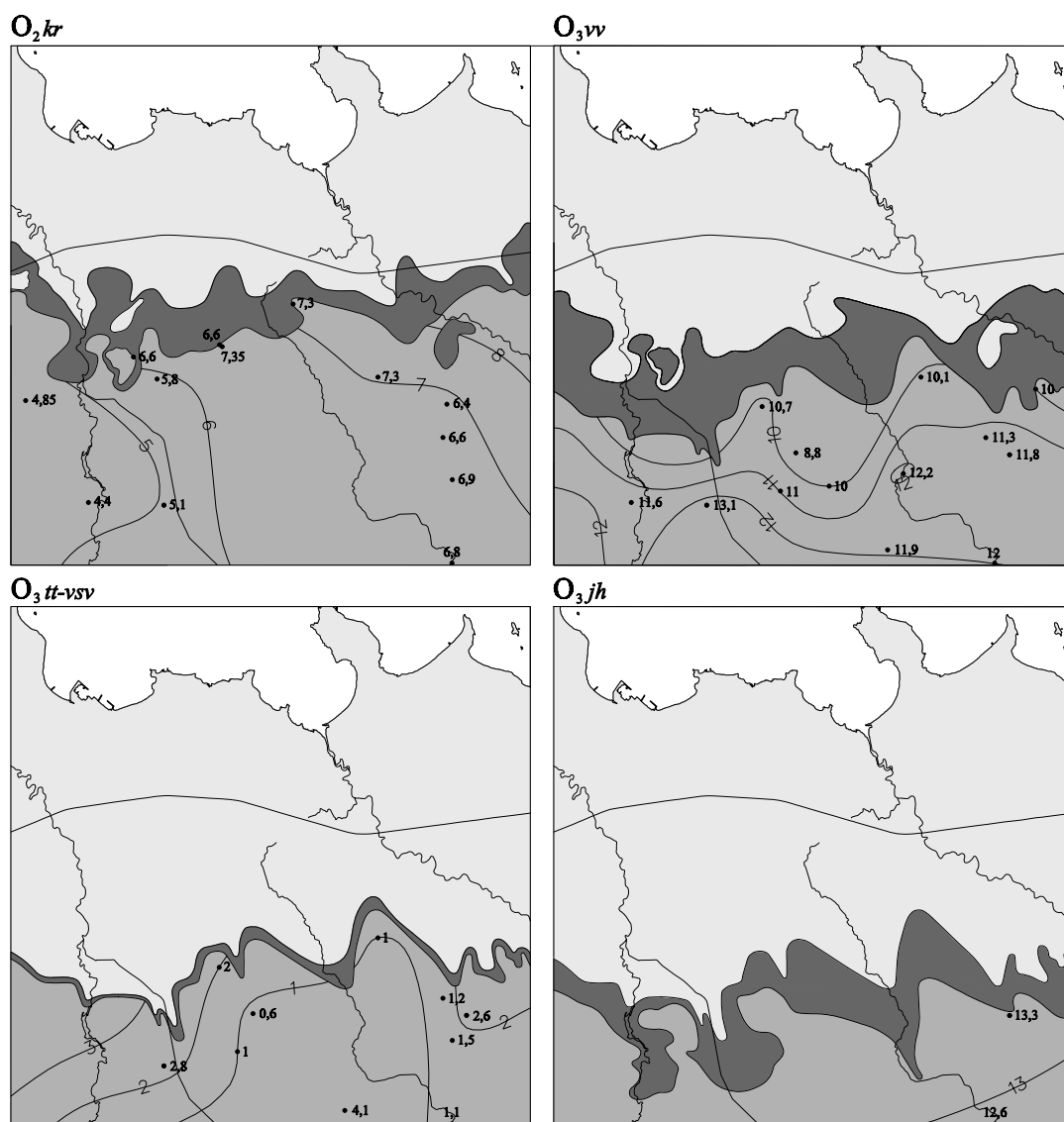
Ülem-Ordoviitsiumi ladestik on alal esindatud vaid Caradoc'i ladejärgu karbonaatkivimite 6 lademega (Kukruse, Haljala, Keila, Oandu, Rakvere, Nabala), millede piires on omakorda eristatud 9 kihistut (alt üles): Viivikonna, Tatruse, Vasavere, Jõhvi, Keila, Hirmuse, Rägavere, Paekna ja Saunja kihistu. Ladestiku avamusala hõlmab lehe lõunaosa, kus selle maksimaalne paksus võib küündida ca 50 meetrini.



Foto 14. Vão karjääri idaseinas paljandub Vão kihistu lubjakivi. T. Mardimi foto.
Photo 14. Limestone of the Vão Formation crops out in the eastern wall of Vão quarry.



Foto 15. Osaliselt rekultiveeritud Maardu lõunapoolne fosforiidikarjäär. T. Mardimi foto.
Photo 15. Partly recultivated southern Maardu phosphorite quarry.



Joonis 5. Litostratigraafiliste üksuste paksusi puuraukude läbilõigetel.
 Figure 5. The thickness of some lithostratigraphical units in sections of the drillholes.

Viivikonna kihistu (O_3vv) kuulub Kukruse lademesse ja selle avamus kulgeb 0,5–4 km laiuse vonkleva vööndina üle kaardilehe keskosa raudtee joonel ja sellest põhja pool. Selle paksus suureneb seaduspäraselt lõunasse 10-lt 12 meetrini (joonis 5). Viivikonna kihistu on tuntud eelkõige põlevkivi (kukersiiti) kandva lasundina, milles vahelduvad põlevkivi (kukersiiti) sisaldavad kihid lubjakivi ja mergli kihtidega. Maardu kaardilehe alal on kukersiidi sisaldus kihistus juba, võrreldes ida poole jääva Viru põlevkivimaardla alaga, tunduvalt vähenenud, kuigi siin on jälgitavad kõik 3 selle koosseisus olevat kihistikku (alt üles): Kiviõli, Maidla ja Peetri. **Kiviõli kihistiku** kirdesse suurenev paksus on 3–4 m ja indekseeritud kukersiidikihtide eristamine on siin kujunemas juba probleemiks. Kihistiku allosa põlevkivikihid A–F₂, mis moodustavad Eesti põlevkivimaardla tootsa kihindi, siinsel alal enam majanduslikku tähtsust ei oma. **Maidla kihistiku** lõunasse suurenev paksus alal on üldjuhul 6–7 m. Siinsed indekseeritud põlevkivikihid L–III ja nende vahekihid on tunduvalt paremini välja peetud kui need olid seda Kiviõli kihistikus. Põlevkivikihtidele M–O on eelkõige omane võrkjas (poolmuguljas) tekstuur ja vaid kõige kõrgemad kihid (I, II ja III) on mugulja või lainjaskihilise tekstuuriga. **Peetri kihistiku** edelasse kiiresti suurenev paksus on 0–3 m ja selle põlevkivikihid (IV–VI) ja nende vahekihid kui ka metabentoniidikiht on suhteliselt hästi välja peetud.

Haljala lademe Idavere vöösse kuuluvad Tatruse ja Vasavere kihistud, millede avamusala kulgeb muutliku laiusega mõnesaja meetrise vööndina üle ala lõunaosa, on, tulenevalt nende suhteliselt väikesest paksusest (kokku 1–3 m), kujutatud kaardil ja läbilõigetel ühtse kompleksina. **Tatruse kihistu** (O_3tt) on esindatud halli, puhta kuni nõrgalt savika, detriidika kuni detriitja, mikro- kuni pisikristalse, keskmise- kuni paksukihilise lubjakiviga. Kihistu paksus on kogu alal alla 1 m. Detriit on valdavalt peen ja osaliselt püriidistunud. Kihistu alumist piiri markerib tavaliselt kahekordne püriidistunud katkestuspind. **Vasavere kihistu** (O_3vsv), mille paksus väheneb levila põhjaosa 2,5 meetrilt 1 meetrini lõunas, jaguneb kivimiliselt kaheks: ülaosa on esindatud rohekashalli, tugevalt kuni keskmiselt savika lubjakiviga, milles on kuni 5 metabentoniidi vahekihti, ja alaosa – halli, puhta kuni nõrgalt savika mikrokristalse lubjakiviga, milles esineb tugevalt savika lubjakivi või lubimergli 1–2 cm paksusi vahekihte.

Jõhvi kihistu (O_3jh), mis kuulub Haljala lademe Jõhvi vöösse, keerulise konfiguratsiooniga avamus kulgeb Jüri–Aruküla–Raasiku–Anija joonel 0,5–3 km laiuse vööndina. Kihistu täispaksus 12–13 m piirimail (joonis 5) on nii ülalt kui alt metabentoniidi (vulkaanilise tuha) kihtidega piiritletud. Kihistu keskosas on valdavaks tugevalt savikas lubjakivi ja mergel, ala- ja ülaosas nõrgalt savikas lubjakivi. Kivim on valdavalt detriitjas või detriidikas. Kihistus eristuvad, ja seda savikuse muutuse alusel, 3 kihistikku (alt üles): Aluvere, Pagari ja Madise. **Aluvere kihistikus**, paksusega 3–4 m, on valdavaks helehall, nõrgalt savikas, keskmise- kuni paksukihiline, pisikristalne lubjakivi. Savikam osa koosneb massiivsest või muguljast, tugevalt savikast lubjakivist. Mõlemad erimid on detriidikad kuni detriitjad. **Pagari kihistik**, paksusega 4,5–5,5 m, koosneb rohekashallist, keskmiselt kuni tugevalt savikast muguljast detriitjast lubjakivist. **Madise kihistik**, paksus 1,5–2,5 m, koosneb helehallist, nõrgalt savikast, mikrokristalsest, õhukese- kuni paksukihilisest lubjakivist, milles on roheka, tugevalt kuni keskmiselt savika lubjakivi vahekihte.

Keila kihistu (O_3kl) kuulub samanimelisse lademesse ja selle avamusala levib 3–7 km laiuse ning keerulise konfiguratsiooniga vööndina kaardilehe lõunapiiril (joonis 5). Lõunasse түsenevas, 11–13 m paksuses lasundis on valdavaks savikas, pool- kuni täismuguljas lubjakivi. Kihistu ülaosas, **Pääsküla kihistikus** esineb savika lubjakivi ja lubimergli kõrval ka puhta või nõrgalt savika mikrokristalse lubjakivi vahekihte. Kivim sisaldab rohkesti nii detriiti kui ka hästi säilinud biomorfset materjali. Kihistu alumiseks piiriks on түsedaima metabentoniidi (Kinnekulle) lamam. Pääsküla kihistu lubjakivi on nii mõnelgi juhul leidnud kasutamist ehituskivina.

Hirmuse kihistu (O_3hr), mis kuulub Oandu lademesse ja mille paksus on 2–3 m, avaneb vaid laiguti ala äärmises kagunurgas (joonis 5). Kihistu koosneb tumerohelisest savi- kuni lubimerglist, milles

on tasemeti tugevalt savika ja biomorfse lubjakivi vahekihte ja mugulaid. Alumisel piiril on tugeva püriitse impregnatsiooni ja sügavate uretega katkestuspind.

Rägavere kihistu (O_3rg), mis kuulub valdavalt Rakvere lademesse, avaneb paari ruutkilomeetri suurusel alal kaardilehe kagunurgas Rätla ümbruses. Kihistu eristub puhtama afaniitse lubjakivi lasundina lubjakivi teiste savikamate erimite vahel.

1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST

Käesolevas alapeatükis selgitatakse Maardu kaardilehe aluspõhja geoloogilise kaardi abikaardil “Aluspõhja reljeef” (Suuroja ja Kõiv, 2002) kujutatut. Aluspõhja reljeefis on siinsel alal eristatavad 2 alaregiooni: Põhja-Eesti rannikumadalik, Põhja-Eesti lavamaa ning Põhja-Eesti klindi astangutevööde neid eristamas.

Põhja-Eesti rannikumadaliku põhja suunas nõrgalt kaldu aluspõhjal, tasemel 10 m ümp kuni 40 m amp avanevad Alam-Kambriumi liivakivid-savid. Rannikumadaliku laugesse aluspõhjalisse nõlva lõikuvad 10–40 m sügavuselt ja edela–kagu suunaliselt Merivälja ja Kodusoo ürgorud koos viimase jätkuks oleva põhja–lõuna suunalise Kaberneeme ürgoruga. Kallavere–Ülgase klindipoolsaart ääristavad vastavalt läänest Muuga ja idast Ihasalu–Jägala klindilaht. Paeplatool vaevalt jälgitavad või olematud struktuurid lõikuvad rannikumadalikul sügavalt aluspõhja pehmetesse liivakividesse-savidesse. Reeglipäraselt ei ole Kvaternaari setetega täitunud ürgorgude kulg merepõhja reljeefis jälgitav. Ala äärmises põhjaosa ulatub ürgorgude erosioonilõige Vendi liivakivideni.

Põhja-Eesti lavamaa, mis hõlmab kaks kolmandikku kaardilehe pinnast, aluspõhja pealispind lõuna suunas praktiliselt ei kerkigi, jäädes kogu aeg 35–40 m ümp tasemele ja küündides vaid Arukülalt lõunas kuni 45 m ümp. Lavamaa laugjat paeplatood liigestavad 10–40 m sügavuselt sellesse lõikunud mattunud orud: sarnaselt rannikumadalikuga ei ole ka lavamaa aluspõhjalised orud valdavalt seotud tänapäevaste orgudega. Laugepervelistest ja osaliselt mattunud orgudest on mainimisväärsed Maardu ja Kodusoo klindilahed, mis lõuna suunas lavamaal jätkuvad mõne kilomeetri ulatuses samanimeliste klindiorgudena. Lavamaasse lõikuvad 10–15 m sügavusel ka mitmed kanjoniilaadsed orud: Pirita, Jägala, Jõelähtme.

Põhja-Eesti klint, mis eraldab rannikumadalikku lavamaast, on sellesse lõikunud klindiorgude ja -lahtedega tugevasti liigestatud. Siin eristuvad (läänest itta): Merivälja klindilaht, Iru klindiplatoo, Muuga klindilaht, Kallavere–Ülgase klindipoolsaar, Ihasalu–Jägala klindilaht, Ruu klindineemik, Kodusoo klindilaht, Kaberla–Valkla klindipoolsaar. Klindiastangud on siin valdavalt taandarenevad ja merekauged, 20–35 m kõrgused, osaliselt mattunud, sageli terrassilise ehitusega. Paljanduvat klindiastangut on Kaberla–Valkla klindipoolsaarel ca 5 km ja Kallavere–Ülgase klindipoolsaarel – 3 km, mis moodustab umbes 30 % astangujoonest. Valdavaks on osaliselt mattunud astang, st selline astang, mis on reljeefis jälgitav, kuid milles aluspõhja kivimid ei paljandu.

Aluspõhja settekivimilisele kompleksile on omane väljapeetult väikene (2–3 m/km kohta) lõunasuunaline kallakus. Erand selles suhtes on üksnes Maardu rabakivi massiivi ala, kus see reegel ei ole nii selgelt välja peetud.

1.4. ALUSPÕHJA MAAVARAD

Aluspõhja kivimitega seotud maavarade leiukohad ja perspektiivalad on ära toodud aluspõhja kaardi lisaks oleval abikaardil “Aluspõhja maavarad” (Suuroja ja Kõiv, 2002) (joonis 7). Viimastest märkimisväärsamad on lubjakivi, sinisavi ja fosforiit. Sellistena, mis tänapäeval veel maavarade kilda ei kuulu, kuid mis olude muutudes selleks võivad saada, võiks nimetada veel diktüoneemakilta ja glaukoniitliivakivi.

FOSFORIIT. Kaardilehe piiresse jääv tootmisväärne fosforiidilasund on esindatud nagu mujalgi Alam-Ordoviitsiumi Pakerordi lademe Kallavere kihistu lukuta brahhiopoodide (nn ooboluste) fosfaatseid (fluor-karbonaat-apatitiseid) karbipoolmeid ja nende purdu (detriiti) sisaldava kvartslüvivakiviga ehk nn **ooboluslüvivakiviga**. Otsingud (Palo jt, 1961; Eskel jt, 1975; Liivrand jt, 1983) näitasid, et fosforiidilasund levib kogu kaardilehe, Põhja-Eesti panga Ordoviitsiumi astangust lõunasse jääval alal. Kallavere kihistu paksus küünib siin mõnest meetrist kuni enam kui 20 meetrini (20,95 m – p.a. M-75). P_2O_5 sisaldus kihistus on muutlik, varieerudes nii vertikaalselt kui pindalaliselt. Madalaim (<1 %) on P_2O_5 sisaldus lasundi all- (Ülgase kihistu) ja ülasos (Kallavere kihistu Orasoja kihistik).

Kaardilehe Põhja-Eesti pangaga piirnevas osas on välja eraldatud Tsitre fosforiidimaardla (Riikliku maavarade registri kaart nr 0194) (Palo, 1961; Viru, 1969). Ühel suuremal ja 4 väiksemal eraldiseisval maa-alal pindalaga 1105,65 ha on maavaraks Kallavere kihistu Maardu kihistiku biotritine lüvivakivi, detriine ooboluskonglomeraat ja ooboluskonglomeraat. Kasulikus kihis paksusega 2,9–5,1 m on kasuliku komponendi P_2O_5 sisaldus 8,27–9,73 % ja kahjuliku komponendi MgO sisaldus 0,01–1,2 %. Lõuna suunas tüsenevaks, kuni 25 m paksuseks katendiks on (ülalt alla): pinnakate, Kesk-Ordoviitsiumi lubjakivid ja dolomiidid, Alam-Ordoviitsiumi glaukonitlüvivakivi, kerogeenne argillit. Riikliku maavarade komisjoni otsusega 98-79 9.12.01 on varu arvatud passiivseks reservvaruks, mida registrikaardi 0194 järgi oli 2001. a seisuga 3 599 tuh. t. P_2O_5 arvestuses. Prognoosvaruks on hinnanguliselt 14 075 tuh. t. P_2O_5 . Kõigest sellest jääb kaardistatava ala piiresse ca 50 %, kuna ülejäänud jääb kõrvalehe nr 6344 (Kehra) piiresse.

Maardu maardlast lõuna pool läbi viidud fosforiidi otsingute programmi (Liivrand jt., 1983) käigus eraldati Arukülast ja Raasikust lõunasse jääval 55,2 km² 3 puurauguga välja perspektiivala, kus ca 60 m sügavusel lasub, keskmiselt 2,98 m paksune fosforiidilasund, mille P_2O_5 sisaldus oli keskmiselt 8,93 %. Seejuures Mg sisaldus oli keskmiselt 0,29 % ja Fe – 2,34 %. Viimaste, kui kahjulike elementide kõrge sisaldus alandas oluliselt maagi kvaliteeti. Prognoosseks varuks saadi 164 milj m³ ehk 328 milj t mäemassina. Ei välistatud ka võimalust, et uuritava alal leviv fosforiidilasund on Tsitre leiukoha jätkuks lõunas. Tõestusmaterjali puudumisel on see määratud oletuseks jäämagi.

EHITUSLUBJAKIVI. Kaardilehe alal võivad soodsate mäetehniliste tingimuste juures, oma keemilise koostise ja füüsikalise-mehaaniliste omaduste poolest olla maavarana kasutatavad Loobu, Vao ja osaliselt ka Kõrgekald, Keila ning Rägavere kihistu lubjakivide puhtamad, st väiksema savi ja magneesiumi sisaldusega erimid. Ala äärmises kaguosas, Rägavere kihistu levialal, on pinnakatte paksus 3–10 m, mis praktiliselt välistab sealse lubjakivi kasutamise maavarana. Teiste perspektiivsete lubjakivide lasundite avamusalal on katendi paksus väiksem (keskmiselt 1 m) ja sellest tulenevalt on ka sealsete karbonaatkivimite maavaraline perspektiivsus suurem.

Kõige perspektiivsem ehituslubjakivi leviala piirdub siiski Põhja-Eesti paelava klindiaarse 1–2 km laiuse vööndiga, kus õhukese (tavaliselt <1 m) pinnakatte all avanuvad Kesk-Ordoviitsiumi Vao ja Kõrgekald kihistu suhteliselt puhtad pisikristalsed detriitjad lubjakivid. Neist tuntumaks ja riiklikus maavarade registris kirjas olevaiks on: Vao (reg. nr 046), Maardu (reg. nr 0178), Jägala (reg. nr 0577) maardlad.

Vao maardla jääb kaardilehe äärmisse lääneserva, Pirita jõe vasakule kaldale, tegutsevast Vao karjäärist ida poole. 01.01.2001. seisuga moodustas maardla 487,31 ha olev aktiivne tarbevaru 20084,5 tuh m³ ja passiivne tarbevaru 4369,3 tuh m³. Kasuliku kihi, milleks on Lasnamäe ja Uhaku lademe Vao kihistu pisikristalne detriitjas lubjakivi, paksus on maardla alal keskmiselt ca 8 m. Kattekihiks on maardlas ca 1,2 m kvaternaarseid setteid ja ca 1,2 m Kõrgekald kihistu (Uhaku lade) savikat lubjakivi. Väljapoole mäeeraldist maardlal laiendamise võimalust ei ole.

Maardu maardla hõlmab 1069,02 ha suuruse, kunagistest Maardu fosforiidikarjääridest itta ja lõunasse jääva maa-ala ning sealne 01.01.2001. seisuga kinnitatud ehituslubjakivi varu oli 1780,3 tuh. m³

aktiivse tarbevaruna ja 45023 tuh m³ passiivse tarbevaruna. Kasuliku kihi moodustab siin Väo, Kandle ja Loobu kihistu lubjakivi kuni 10 m paksune lasund. Kattekihiks on siin kvaternaarse setete keskmiselt ca 2 m paksune lasund. Maardlal on võimalusi laienemiseks veel lõunasse.

Jägala maardla asub Jägala jõe paremal kaldal Ruu klindineemikul Jägala–Valkla maanteest lõunasse ja Tallinn–Narva maanteest põhja poole jääval 58,36 ha alal. Maardla ehituslubjakivi aktiivne reservvaru oli 01.01.2001. seisuga 4319 tuh m³. Kasuliku kihi, mille paksuseks siin on keskmiselt 9,7 m, moodustavad Kõrgekalda, Väo ja Kandle kihistu pisikristalsed hallid lubjakivid, mis kohati võivad olla ka mõneti dolomiidistunud. Kattekihiks on siin keskmiselt 1,6 m paksune moreenikiht. Maardlal on laienemise võimalusi nii põhja kui ka ida suunas.

Arvestades tootmisväärsate maardlate laialdast levikut uuritaval alal ja suhteliselt madalat nõudlust ehituslubjakivi järele, ei ole põhjust ka täiendavate perspektiivalade välja eraldamiseks, kuigi selleks võiks sobiv olla suur osa Väo ja Kõrgekalda kihistu avamusalast, kus keskkonna-alased, mäetehnilised ja majanduslikud tingimused seda otseselt ei välista. Neist võiks nimetada paeplatood Loo asulast põhja pool ja Kaberla–Valkla klindipoolsaart.

SINISAVI. Kambriumi Lontova ja Lükati kihistu savid ehk nn sinisavi on kõlblik kasutamiseks ehituskeraamikas, sh nii fassaadi- kui lihttelliste, katusekivide ja drenaažitorude valmistamiseks, aga ka tsemenditööstuses, nagu seda Kundas tehakse. Vaatamata oma enam kui poole miljardi aastasele eale on sinisavi säilitanud savide põhiomaduse – veega küllastunult olla plastne. Sinisavi on illiitse koostisega ja sellest tulenevalt kuulub kergeltsulavate (sulamistemperatuur 1200–1290°C) hulka. Ka püriidi lisand (kuni 1,8 %), mis moodustab põlemisel valgeid laike, alandab oluliselt sinisavi kvaliteeti ja kasutamismõimalusi (Pirrus, 1997).

Kallavere (Ülgase) maardla (riikliku maavarade reg. nr 0065) on välja eraldatud Kallavere–Ülgase klindipoolsaart põhjakaarest ümbritseva astangu alusel Kambriumi II terrassil (Tallinn, 1984; 1988). Keraamilise savi aktiivne tarbevaru moodustas seisuga 01.01.2001 1320 tuh m³ ja aktiivne reservvaru 6608 tuh m³. Varu arvutamisel on arvesse võetud Lontova lademe samanimelisse kihistusse kuuluvate Tammneeme ja Kestla kihistike keskmiselt 17,3 m paksust lasundit. Sinisavilasundi paksus maardla alal on tunduvalt suurem (kuni 70 m), kuid arvestusliku paksuse määramise juures on lähtutud rohkem mäetehnilistest võimalustest kui litoloogiliste erimite levikust. Väärtuslikuma, st kõige puhtama osa sinisavi lasundist moodustab ca 30 m paksune Kestla kihistu, Tammneeme kihistule on iseloomulik keraamilise toorme kvaliteeti just mitte kõige paremas suunas mõjutav kvartsi ja glaukoniiidi lisand. Maardlast ammutatakse käesoleval ajal sinisavi Jõelähtme europrügilale isolatsioonikihi tegemiseks.

Kallavere maardla hõlmab küll kõige soodsama keraamilise savi leiukoha antud kaardilehe piires, kuid perspektiivalana võiks, seda üksnes geoloogilistest tingimustest lähtuvalt, silmas pidada ka kitsamat, mõnesaja meetri laiust ala Kaberla–Valkla klindipoolsaare jalamil.

KRISTALLIINNE EHITUSKIVI (GRANIIT). Ala piiresse jääb Eesti ainuke kristalliinne ehituskivi (graniidi) kinnitatud (09.12.98) ja maavarade registrisse (reg. nr 0054) kantud leiukoht – Maardu (Suuroja, 1979; 1982; 1992). Siin on 1915,48 ha maa-alal kinnitatud kristalliinne ehituskivi (graniidi) aktiivseks tarbevaruks 65 m paksuse tootsa kihindi juures 124,5 milj m³ ja aktiivseks reservvaruks 172,4 milj m³.

Leiukoht on seotud Neeme rabakivi massiiviga, mis hõlmab ca 120 km²-se ala Ihasalu lahe all ja kaldal ning teisalt põhja pool Tallinn–Narva maanteed. Kristalne aluskord lasub siin 120 (põhjas)–150 m (lõunas) amp tasemel, olles keskosas kümmekond meetrit kõrgem kui äärtel. Massiiv on avatud 36 puurauguga. Kattev kivimlasund (175–200 m) koosneb valdavalt (ca 150 m) Vendi ja Kambriumi liivakividest ja savidest ning ka 25 m rabakivilasundist kui lagi on arvatud selle koosseisu.

Nii nagu Neeme rabakivimassiivis, nii ka leiukoha alal on rabakivigraniit esindatud 2 erimiga: porfüürilaadse kaaliumgraniidi ja graniitporfüüri.

Porfüürilaadne kaaliumgraniit kujutab endast keskkristalset biitiidist (2–10 %), kvartsist (20–30 %), plagioklassist (10–25 %) koosnevas põhimassis eristuvate suurte (1–5 cm läbimõõdus) kaaliumpäevakivi (mikrokliini) monokristallidega (35–40 %) rabakivilaadset roosakashalli tardkivimit. Kivim, mis moodustab >90 % kogu massiivist (36-st puuraugust avavad seda 34), sisaldab vähemal määral (<1 %) veel fluoriiti, apatiiti, amfibooli (küünekivi) ja muskoviiti.

Lisaks sellele leidub massiivis veel vähemal määral (avatud 3 puurauguga) graniitporfüüri soonjaid kehi. Neeme massiivi graniitporfüür on punakashall porfüürse tekstuuriga kvartsist (30–35 %), kaaliumpäevakivist (35–40 %), plagioklassist (20–25 %) ja biitiidist (5–10 %) koosnev soonkivim, mis sisaldab samu aktsessorseid mineraale (fluoriit, apatiit), mida porfüürilaadne kaaliumgraniitki ja ka nende keemiline koostis on enam-vähem identne. Soonkehade maksimaalset paksust ei ole õnnestunud kindlaks teha, kuid oletuste kohaselt jääb nende paksus vahemikku, mis ulatub mõnekümnest sentimeetrist kuni kümme-konnan meetrini.

Tabel 2. Maardu leiukoha porfüürilaadse kaaliumgraniidi mõningaid füüsikalis-mehaanilisi omadusi
Table 2. The physical-mechanical properties of the porphyry-potassium-granite of the Maardu deposit.

Parameeter	Proove	Mõõtühik	Min	Max	Keskmine
Erikaal	138	g/cm ³	2,62	2,72	2,68
Tihedus	138	g/cm ³	2,58	2,70	2,65
Poorsus	138	%	0,1	0,1	0,1
Survetugevus:					
- õhukuvalt	138	kg/cm ³	1400	2822	1956
- veega küllastunult	138	kg/cm ³	1204	2692	1756
- pärast 100 külmutuse-sulatuse tsüklit	138	kg/cm ³	912	2312	1565
- pärast 150 külmutuse-sulatuse tsüklit	68	kg/cm ³	112	2060	1513

Kuigi füüsikalis-mehaaniliste omaduste poolest on Neeme massiivi porfüürne erim parem, kuid kuna selle levik on ettearvamat, siis on varu arvutamisel ja kivimi kvaliteedile hinnangu andmisel lähtunud üksnes kaaliumgraniidi porfüürilaadse erimi omadustest. Mõneti problemaatiliseks muudab Neeme leiukoha, mille ekspluaterimine võib kõne alla tulla üksnes maa-aluse kaevandusena, rabakivigraniitidele on iseloomulik mõnevõrra kõrgendatud radioaktiivsete elementide U (keskmiselt 5,5 ppm) ja Th (keskmiselt 25–30 ppm) sisaldus. Radooni sisaldust, mis võib samuti kaevanduse rajamisel probleemiks kujuneda, ei ole senini määratud.

KOKKUVÕTTEKS. Aluspõhjaliste maavarade perspektiivsust alal, võrreldes Eesti suhteliselt madala keskmisega, võib hinnata kõrgeks. Siin on laialdastel aladel nii toomisväärselt lubjakivi kui ka sinisavi, ala idaossa jääb fosforiidi Tsite perspektiivala. Leidub ka märkimisväärses koguses ja suhteliselt heades mäetehnilistes tingimustes glaukoniitliivakivi ja diktüoneemakilta, aga kuna viimaseid ei ole senini veel maavaraks tunnistanud, siis neid ka detailsemalt ei iseloomustata ja perspektiivalasid välja ei eraldata. Võimalused maavarade üllatusleidudeks aluspõhja settekimilise pealiskorraga seotud osas on rohkem teoreetilist laadi. Hiljuti peeti graniidi kaevandamise suhtes veel üsna aktiivselt plaane, kuid viimasel ajal on needki soiku jäänud ja seda ilmselt igaveseks. Liialt suur on risk (põhjavee reostus), mida selle kaevandamine endaga kaasa tooks ning kesine oodatav tulu ei õigustaks seda mingil juhul.

2. PINNAKATE

Pinnakatte geoloogiline kaart (joonis 8), sarnaselt teistele komplekti kuuluvatele geoloogilistele kaartidele, põhineb suures osas varasematel käsikirjalistel suure- ja keskmisemõõtkavalistel geoloogilistel kaartidel. Lahemaa piirkonna geoloogiline pinnakatte kaardistamine mõõtkavas 1:25 000 toimus aastatel 1994–1996 (Suuroja jt, 1997) ja Tallinna ümbruse kaardistamine mõõtkavas 1:50 000 juba kuuekümnendatel aastatel (Stumbur jt, 1965). Samas piirkonnas toimunud mõõtkavas 1:50 000 järelkaardistamine (Meriküll jt, 1993) ja Lahemaa piirkonnas tehtud kaardistamistöde põhjal ongi koostatud Maardu lehe pinnakatte kaart ja seletuskiri. Kasutatud on ka maavarade (turvas, liiv, kruus, aluspõhjalised maavarad) otsingu- ja uuringutööde (Oru jt, 1981; Veldre, Salo, 1993; Einmann, Gromov, 1974; Klimenko, 1998, 1992, 1994; Salo, 1987 jpt) uuringute materjale ning puurkaevude andmebaasi “Põhjvesi-puurkaev”. Oma osa ala pinnakatte uurimisse on andnud nii Tallinna Tehnikaülikooli ja Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi spetsialistid (Rähni, 1962; Raukas, 1978; Raukas jt, 1971; Veski, 1998; jpt), aga ka Ramsay ja Tammekann (Ramsay, 1929; Tammekann, 1940).

Kaardil kujutatakse üldistatuna kvaternaarse setete pindalist levikut, kusjuures mõtteliselt on eemaldatud umbes 50 cm paksune pindmine kiht (ligikaudu kahekordne huumushorisont), et mullatekkeprotsessid ei segaks setete määramist. Erineva vanuse ja tekkega pinnakatte setted eristatakse kaardil värviga, setete koostis tingimarkidega.

Akvatooriumi pinnakatte geoloogiline kaart on koostatud Eesti Geoloogiakeskuse poolt läbi viidud Soome lahe regionaalsete (1:200 000) geoloogiliste ja geofüüsikaliste uuringute (Talpas jt, 1994; Malkov jt, 1986) andmeil, kasutades ka TTÜ GI töid (Lutt, Raukas (toim.), 1993; Lepland, 1995). Kuna 1:200 000 mõõtkavalise kaardistamise tulemused ei vasta 1:50 000 kaardi nõuetele, on akvatooriumi alal kasutatud lihtsustatud legendi.

Järgneval pinnakatte setete kirjeldamisel on lähtutud eelkõige K. Kajaku (1992) poolt koostatud Eesti kvaternaarse setete ja geomorfoloogilise kaardi (mõõtkavas 1:50 000) tugilegendist. Erinevate allikate põhjal koostatud pinnakatte setete stratigraafiline skeem on toodud tabelis 3, Holotseeni (pärastjääaja) täpsem liigestus aga vastavas alapeatükis. Setete vanusest rääkides mõtleme, kui pole teistmoodi mainitud, ¹⁴C aastaid enne 1950 a, mis näiteks Pleistotseeni-Holotseeni piiril on vastavatest kalendriaastatest ligi 1300 aastat väiksem.

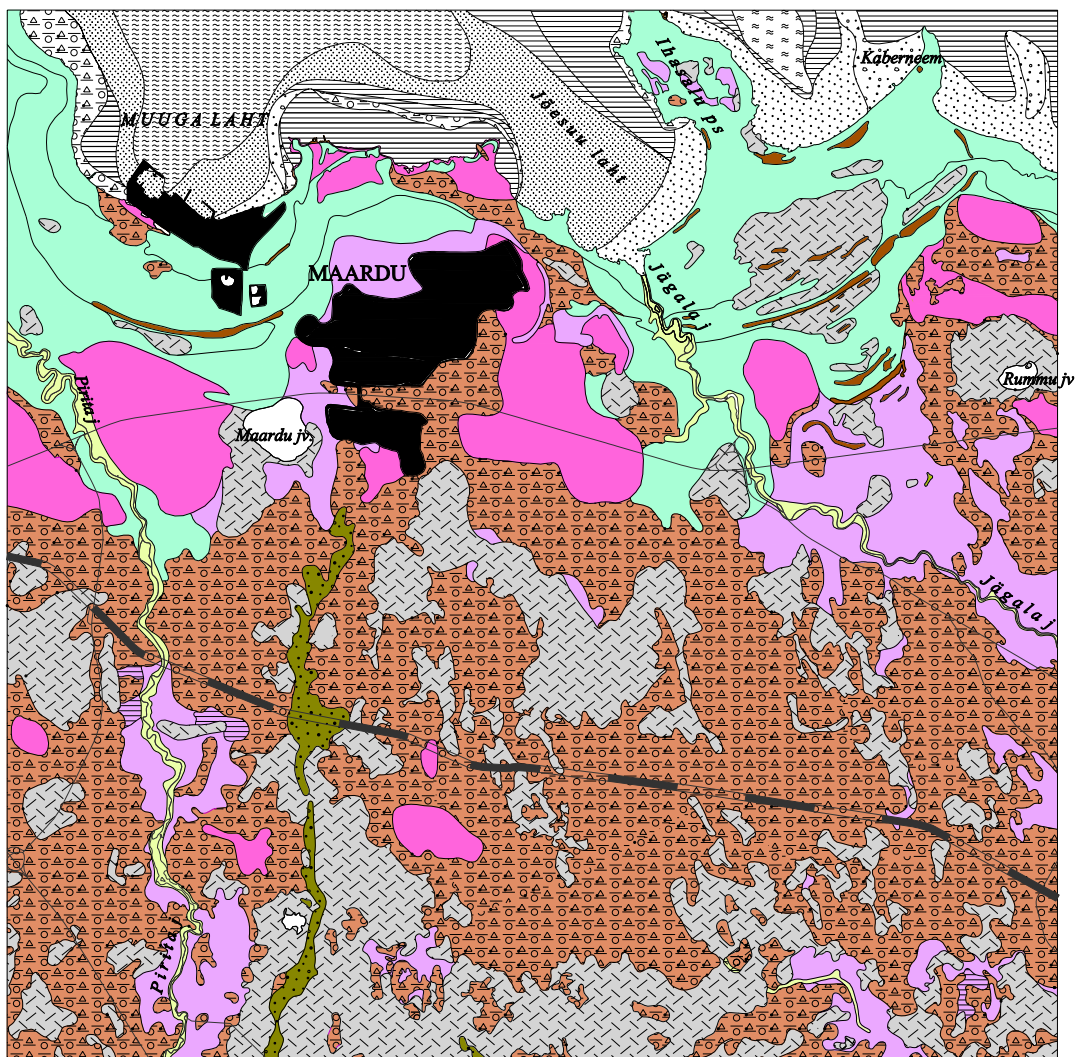
2.1. PLEISTOTSEEN

2.1.1. Kesk-Pleistotseen. Ugandi kihistu

Uuritud territooriumil Kesk-Pleistotseeni setteid seni leitud ei ole, kuid nende esinemist võib oodata mattunud orgude (joonis 7) põhjas ning klindilahtedes, alates tasemest 50 kuni 80 m amp ja sügavamal, seega eelkõige akvatooriumil. Nagu naaberkaardilehtedelgi, võib tegu olla nii muutliku paksusega liivsavimoreeni, kuni 40 m paksuste liustikujõeliste liivade-kruusade kui ka mõne meetri paksuse jääjärvelise saviga.

2.1.2. Ülem-Pleistotseen

Prangli kihistu. Tänapäevastki soojema kliimaga Eemi (Mikulini) jäävaheajale vastavaid Prangli kihistu merelisi setteid (mIII_{pr}) pole uuritava alal seni leitud, küll aga võib neid mõne meetri paksuse lasundina esineda tasemel 40–50 m amp, ehk mattunud orgude ülemistes osades, kui liustiku vooluvete erosioonibaas ei ole madalamale ulatunud. Tavaliselt on Prangli kihistu setted tume- kuni rohekashallid ja sitked, vivianiiti ning taime- ja karbijaanuseid sisaldavad, liivakamate vahekihtidega savid. Ala põhjaservas on need setted ilmselt madalaveelisemad ning liivakamad-möllikamad. Välistada ei saa ka samaealisi, maismaalise tekkega setteid.



0 2 4 km

	Tehnogeensed setted <i>Technogenous deposits</i>		Liiv jämeperdse materjaliga <i>Sand with coarse-grained material</i>
	Soosetted <i>Peat deposits</i>		Liiv <i>Sand</i>
	Jõesetted <i>Alluvial deposits</i>		Liiv <i>Sand</i>
	Tuulesetted <i>Aeolian deposits</i>		Rohekashall muda <i>Greenish-grey mud</i>
	Balti mere setted (mIVlm, mIVlt, IIVan) <i>Deposits of Baltic Sea (mIVlm, mIVlt, IIVan)</i>		Must muda <i>Black mud</i>
	Jääjärvesetted, liiv <i>Deposits of ice lakes, sand</i>		Savi <i>Clay</i>
	Jääjärvesetted, viirsavi, savi, viirsavi <i>Deposits of ice lakes, clay, varved clay</i>		Viirsavi <i>Varved clay</i>
	Glatsiofluviaalsed setted <i>Glaciofluvial deposits</i>		Moreen <i>Till</i>
	Moreen <i>Till</i>		
	Aluspõhja kivimid <i>Pre-Quaternary rocks</i>		

Joonis 8. Pinnakatte skemaatiline kaart.

Figure 8. Schematic map of the Quaternary deposits.

Tabel 3. Uuritud piirkonnas levivate pinnakatte setete stratigraafiline skeem (Kajak, 1992; Raukas, Kajak, 1995; Liivrand, 1991; Donner, 1995).

Table 3. Stratigraphical scheme of the Quaternary deposits in the mapped area (Kajak et al., 1992; Raukas, Kajak, 1995; Liivrand, 1991; Donner, 1995).

Ladestik, Ladejärk	Eesti			Lääne-Euroopa		Al. piiri
	Kihistu	Alamkihistu	Kihistik	Lade		vanus, tuh. a.
Holotseen				Flandria		10
Ülem- Pleistotseen	Järva	Ülem-		Weichsel	Ülem-	25
		Kesk-			Kesk-	74
		Alam-	Kelnase		Alam-	115
		Prangli			Eem	
Kesk- Pleistotseen	Ugandi			Saale		

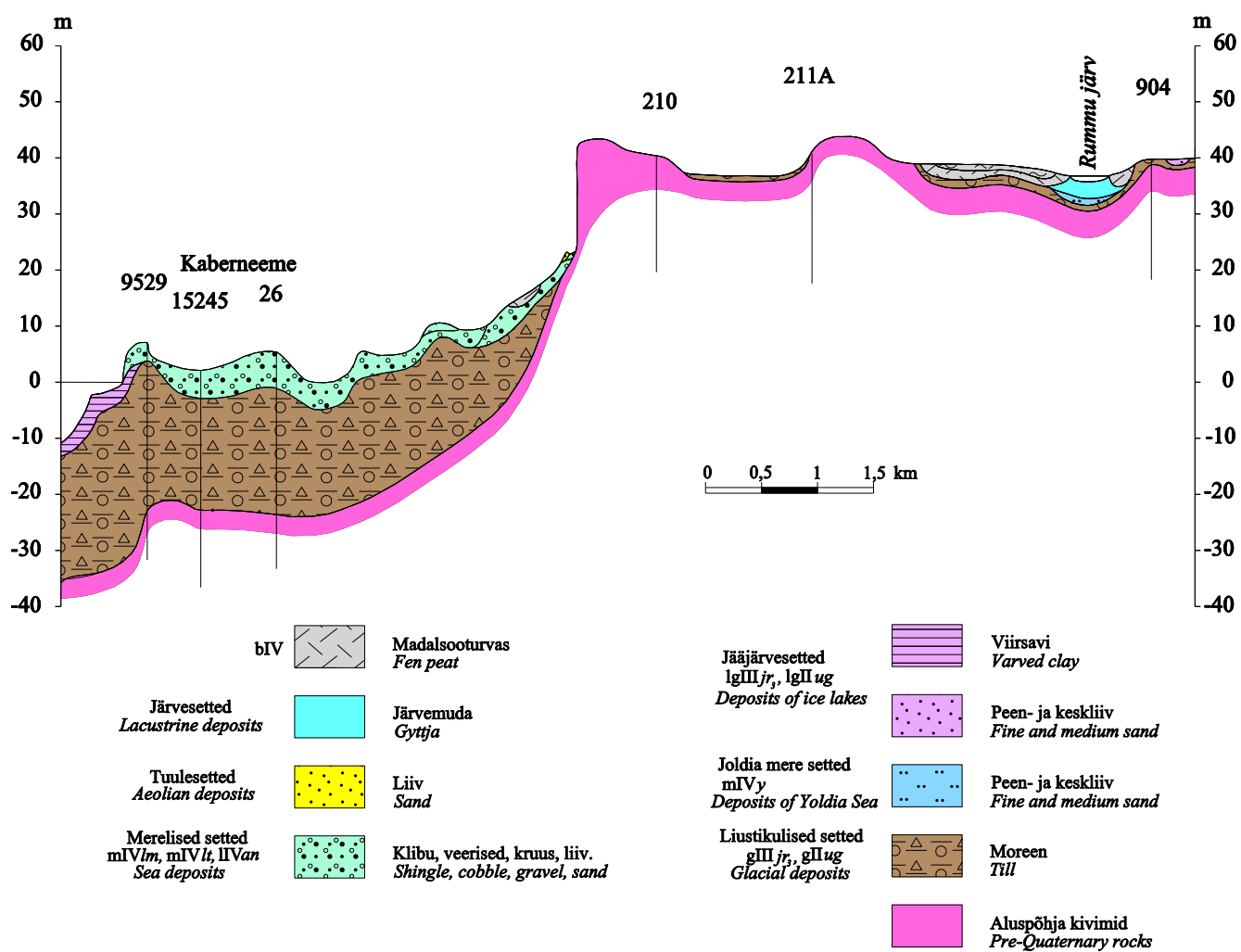
Järva kihistu. Traditsiooniliselt (Raukas, 1978; Kajak, 1999 jt) on Eestis viimase, Weichseli (Valdai, Würm) jäätumise setteid jagatud kolmeks, peamiselt liustikuliste setetega esindatud Alam- (e. Valgjärve), ja Ülem-Järva (e. Võrtsjärve) alamkihistuks, mida eraldab interstadiaalse iseloomuga Kesk-Järva (e. Savala) alamkihistu. Seejuures Alam-Järva alamkihistu alumises osas, Eemi jäävaheaja ning Valgjärve glatsiaalsete setete vahel eristatakse pindalaliselt vähelevinud Kelnase periglatsiaalseid setteid.

Viimase aja uuringud (Donner, 1995 jt), ja seda nii Skandinaavias kui Eestis, on seadnud sellise liigestuse kahtluse alla ning on põhjust arvata (Lunkka jt, 2001), et Soome lõuna- ja lääneosa oli kogu Vara-Weichselis jäävaba. See tähendab, et liustik Eestisse ei tunginud ning nn Valgjärve moreenid on hoopis nooremad. Sisuliselt peaks kogu Alam-Weichselile Põhja-Eestis vastama Kelnase kihistik (alamkihistu?). Uus jahenemine ja liustiku pealetung toimus hoopis Kesk-Weichselis (Liivrand, 1991), ehkki mammutijäänused tõendavad ulatuslike jäävabade alade olemasolu kogu Fennoskandias (Lõugas, 2001; Ukkonen jt, 2001) ka sel ajal. Et tekkinud vastuolu vanade ja uute vaadete vahel mitte võimendada, on esialgu loobutud kohanimeliste kohalike litostratigraafiliste üksuste kasutamisest. Säilinud on vaid Kelnase kihistik, mille positsioon mõlemas stratigraafilises skeemis on sarnane.

Alam-Järva alamkihistu. Kelnase kihistikku ($Q_{III}^{Jr,kl}$) kuuluvad viimase jäävaheaja järel ja viimase jäätumise eel moodustunud kontinentaalsed setted. Need, peamiselt järvelise tekkega möllid ja liivad, harvem (viir)savid, levivad õhukeste (2–3 m) läätsete kihtidena klindilahtedes ja mattunud orgudes 40 m amp tasemest sügavamal.

Kesk-Järva alamkihistu. Et seni pole Põhja-Eestis Kesk-Weichseli ealiste setete esinemist tõestatud, loetakse käesolevas töös ka võimalikud Kesk-Järva glatsiaalsed setted tinglikult Ülem-Järva alamkihistikku.

Ülem-Järva alamkihistu. Ülem-Järva alamkihistusse loeme kõik viimase, maksimaalse jäätumisega seotud setted. Nende paksus võib muutuda nullist paepealsetel kuni 60 ja enama meetrini klindiesise ala mattunud orgudes. Jagada neid kaheks kompleksiks, nagu tihti tehtud, uuritava alal ei õnnestunud, kuna selleks puuduvad nii korrektsed litoloogilised kui palünooloogilised kriteeriumid. Enamasti levib siin vaid üks, selgelt väljendunud moreenilasund, samas on naabruses asuval Prangli



Joonis 9. Pinnakatte ehitus Kaberneeme ja Rummu järve vahel.
Figure 9. Quaternary deposits between Cape Kaberneeme and Lake Rummu.

kaardilehel eristatud 4–5 jääjärveliste setetega vahelduvat moreenikihti (Ploom, Talpas, 2001). Alamkihistu on esindatud liustikuliste, liustikujõeliste ning jääjärveliste setetega.

Kui vanuse järgi on viimase jäätumise **moreene** ($g_{III}r_3$) raske liigestada, siis pindalalise leviku ning sellest tingitud lähtekivimite litoloogilis-mineraloogiliste iseärasuste tõttu eristuvad teravalt klindiesise e rannikumadaliku ja Põhja-Eesti paeplatoo moreenid (joonis 9).

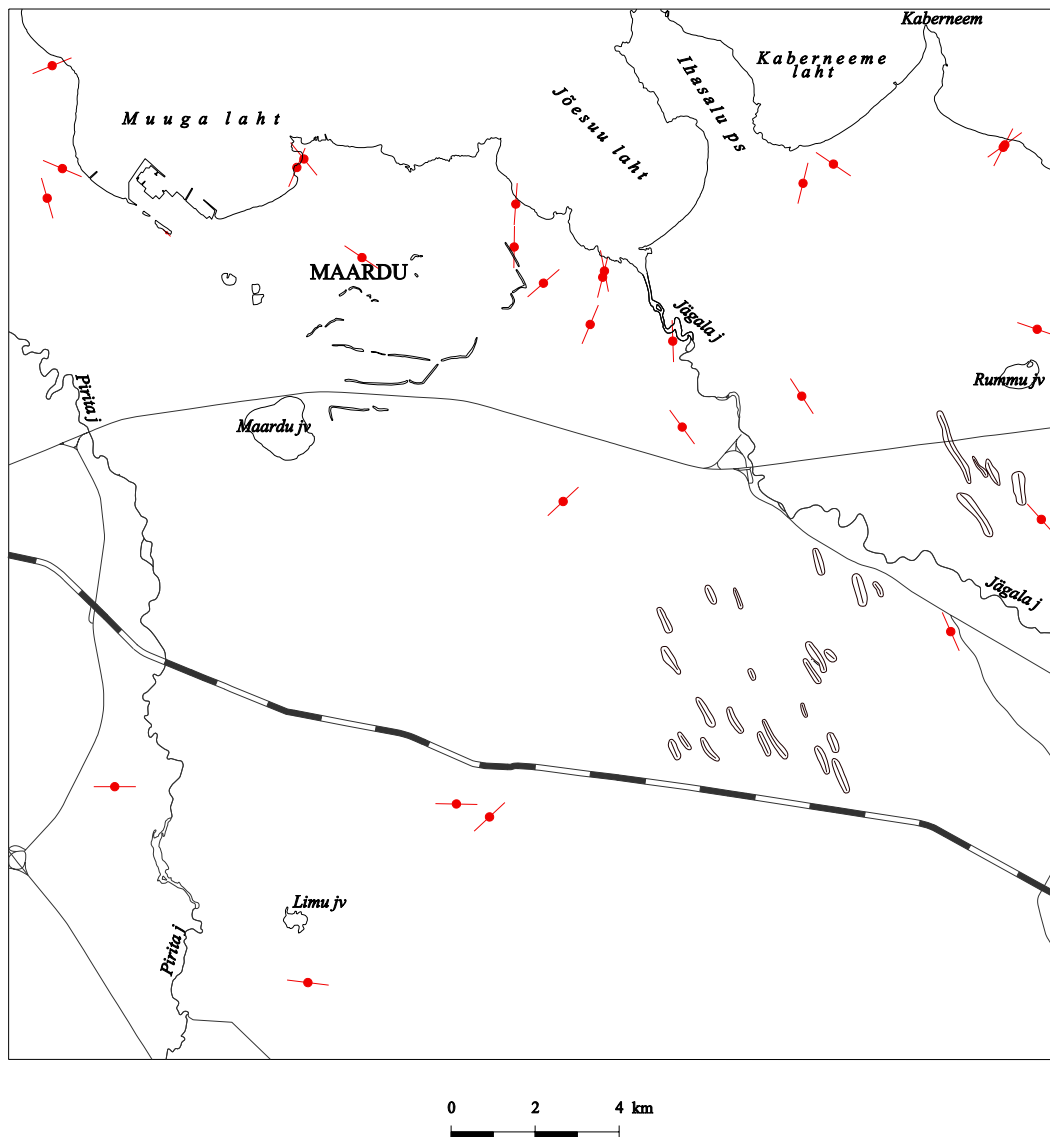
Klindiesise, viimase jäätumise **moreeni** ($g_{III}r_3$) paksus jääb enamasti alla 10 m, kuid võib klindilahtedes ja akvatooriumil ulatuda 70 meetrini. Samas klindilahtedesse suubuvates mattunud orgudes, vähemalt nende klindilähedastes osades, on moreen tavaliselt liustikujõgede poolt osaliselt kulutatud ja/või esineb vahekihtidena. Klindiesine moreen paljandub vähe ja on tihti kaetud nooremate, mereliste setetega. Moreeni eripära on seotud valdava osa settematerjali päritoluga Kambriumi ja Vendi sette kivimite avamusalalt, kus karbonaatkivimid puuduvad. Moreen on sinakas- või rohekashall, küllalt savikas ning samas üsna väikese jämepurdse materjali sisaldusega (>5 %). Kõige iseloomulik on selle moreeni kivimiline koostis, kus kristalset materjali on tavaliselt üle 85–95 %, seejuures happelisi kivimeid on 70–90 %. Vähesel määral esineb suhteliselt pehmeid aleuroliite ja liivakive, veelgi harvem savisid. Karbonaatkivimite leidumine on pigem erand kui reegel. Moreenis sisalduva ülipeenliiva kerge fraktsiooni (<2,89 g/cm³) mineraalses koostises torkab silma kvartsi valdamine (65–95 %), päevakive on 5–30 %, biotiiti, glaukoniiti ja karbonaate esineb vaid vähese lisandina.

Raske fraktsiooni mineraalidest (>2,89 g/cm³, kokku 1,5–2 %) valdavad amfiboolid ja granaadid. Pürokseenide, ilmeniidi/magnetiidi, püriidi ja limoniidi/hematiidi sisaldus on väiksem. Lisandina esineb sageli apatiiti, epidooti, biotiiti ja tsirkooni.

Eeltoodud iseloomustusest erineb kardinaalselt Põhja-Eesti paeplatoo ehk **Ordoviitsiumi platoo moreen** ($g_{III}r_3$), enamasti kollakas- kuni beežikashall, aeratsioonivööst sügavamal ka hall, jämepurrurikas, tugevalt karbonaatne rähkne saviliiv. Loopealsete moreenis peenes peaaegu puudub ning ümardumata karbonaatkivimite tükid moodustavad siin lokaal- ehk rähkmoreeni. Seal, kus moreenikiht paksem, võib alumisel, rähaserikkamal moreenil lasuda tunduvalt vähem jämepurdu, enamasti ka kristallinset, sisaldav ülemine moreen. Geneetiliselt on rähkmoreeni puhul ilmselt tegu liustiku poolt vaid veidi nihutatud põhjamoreeniga, aga oma osa karbonaatkivimite kõrgendatud sisalduses on kindlasti ka aluspõhja pealispinna murenemis- ja karstumisprotsessidel. Ülemise moreeni puhul on ilmselt tegu liustiku sisemoreeniga, mis levib ala lõunaosas mõnemeetrise kihindina karbonaatse põhjamoreeni peal. Üksikutes kohtades, näiteks Kalesi lähedal, esineb väikese paksusega (kuni 0,6 m) läbipestus moreenilaike, kus Balti jääjärve veed on põhimoreenist ära kandnud peene materjali ning järele on jäänud kruus-liivased setted. Moreeni kogupaksus on levila põhjaosas tavaliselt alla 5 meetri, suurenedes 6–7 meetrini kagu- ja idaosas, Raasiku väikevoorte levikualal.

Ordoviitsiumi platoo moreeni pisiliiva kerges (<2,89 g/cm³) fraktsioonis valdab tavaliselt kvarts, kuid tema sisaldus kõigub suurtes piirides (50–80 %). Karbonaatide sisaldus kõigub suurtes piirides (1,1–33 %), päevakive on 13–19 %, biotiit võib ka puududa, aga tavaliselt on teda protsendi ümber. Raske (>2,89 g/cm³) fraktsiooni sisaldus on 1,2–2,7 %. Mineraalidest valdavad, nagu klindiesises moreeniski, amfiboolid ja granaadid, vastavalt 10–75 % ja 9–40 %. Pürokseeni on 4–15 %, ilmeniiti/magnetiiti 1–11 %, limoniiti/hematiiti 1–3,4 %. Veelgi suuremates piirides võib muutuda püriidi (0–55 %) sisaldus.

Mõlemas moreeni tüübis esineb vähem või rohkem munakaid ja rahnusid. Kohati moodustavad nad maapinnal kivikülve (Õhklase kivikülv 2 km Anijalt edelas). Enamus **rändrahnudest** asub Ordoviitsiumi platool, aga palju on neid ka klindiesisel madalikul. Alale jääb neli rabakivist hiidrahn: Muuga Kabelikivi, Ellandvahe, Laulumäe, Aruküla hiidrahn. Neist mõõtmetelt suurim on Muuga Kabelikivi (pikkus 16,6 m, laius 14,9 m kõrgus 8,4 m ümbermõõt 58,0 m ja maht 728 m³). Kogu kaardilehe piires fikseeritud 52 suurest rahnust on 60 % rabakivid, 35 % erinevad graniidid ja



-  Suurte rahnude orientatsioon
Boulder orientation
-  Voored
Drumlins

Joonis 10. Liustiku liikumissuuna indikaatorid.

Figure 10. Ice flow indicators.

vaid 15 % gneisid. Rahnude pikitelje orientatsioon võimaldab teatud määral hinnata mandriliustiku liikumissuunda (joonis 10).

Gletsiofluviaalsed ehk liustikujõelised setted ($f_{III}j_r$) on alal vähe levinud, muutliku koostisega ja küllaltki hästi säilinud. Samas on gletsiofluviaalsete setete head paljandid haruldased ning andmed setete kohta pärinevad eelkõige puuraukudest. Klindiesisel alal levivad liustikujõelised kruusliivad ja liivad mattunud orgudes, kujutades endast liustikualuste suure rõhuga vooluvete poolt aluspõhja, enamasti Kambriumi ja Vendi pehmematesse setenditesse ja/või moreeni lõikunud nn tunnelorgude täidet. Merivälja mattunud orule tehtud puurkaevu (pass 19 069) geoloogilises läbilõikes moodustavad gletsiofluviaalsed segateralised hästi sorteeritud liivad sügavusel 23–45 m oru põhjakihi. Maapinnal avanevad gletsiofluviaalsed setted positiivsete pinnavormidena vaid Sillaotsa–Selja ooside ahelikus ja selle jätkuna 7 km ning 500–700 m pikkusel alal Kulli ja Saha asulate vahel. Sillaotsa–Selja kitsas ja kõrge ooside ahelik moodustab Sillaotsa–Ruskavere radiaalse oos-süsteemi põhjapoolse proksimaalse osa. Liustiku pikilõhedes olid settimistingimused väga muutlikud. Oosvallid koosnevad põhiliselt kruusast, veeristest ja munakatest ning enamasti on need setted horisontaalse või kallutatud põimkihilisusega. Gletsiofluviaalsete setete paksus ulatub seal 5–8 m-ni. Jäme purdmaterjal (kruus, veerised ja munakad) on põhiliselt karbonaatkivimilise koostisega (60–80 %). Nii nagu gletsiofluviaalsed setted võivad kuhjuda väga erinevates ja muutlikes tingimustes, on väga muutlik, ja seda isegi ühe pinnavormi piires, nende koostis ja ehitus (fotod 16 ja 17).

Jääjärvelised (glatiolakustrilised või limnoglatsiaalsed) **setted**. Eestis puudub senini üldtunnustatud arusaam jääjärvede arengust taanduva liustikuserva ees. Lääne-Euroopas peetakse (Björck, 1995) Balti jääjärve alguseks aega 12 600 või isegi 13 000 a.t, mil tänapäevase Balti mere lõunaosa lahtedes hakkasid settima viirsavid. Eestis loetakse Balti jääjärve alguseks tavaliselt ühtse veekogu teket Pandivere kõrgustiku ees ligikaudu 12 000 aastat tagasi (Raukas, Hyvärinen (toim.), 1992). Samas kirjeldatakse kohalike jääjärvedena kõiki E. Pärna (1962) poolt eristatud nn A-grupi veekogusid ja nende seas ka nii Voose kui Kemba jääjärve, mis tekkisid enne oletatavat (Björck, 1995; Donner, 1995) jääjärve taseme esimest järsemat langust ligi 11 300 a.t ning veetaseme uut tõusu B-taseme(te)ni liustikuserva peatudes Lõuna-Soomes Salpausselkä joonel. Viimase aja uuringud (Fyfe, 1990; Donner, 1992) pole selliseid suuri veetaseme kõikumisi siiski kinnitanud ning pigem võib Balti jääjärvest rääkida kui 12 000 a.t alanud, enam-vähem ühtlaselt alaneva tasemega veekogust. Selle lähenemise järgi settisid Maardu kaardilehel levivad jääjärvelised setted Balti jääjärve hilisemate staadiumite ajal, kui kliima paranemise tingimustes Allerödis ja Ülem-Drüüases moodustus ühtne liustikulähedane basseini

Balti jääjärve areng lõppes 10 300 a.t, kui mandriliustiku serva taandumisel Billingeni mäest Kesk-Rootsis põhja poole jääva jääjärve veetase alanes kiiresti ligikaudu 25 m, st maailmamere tasemeni (Björck, 1995). Vaatamata sellele ei ole Balti jääjärve setteid noorematest, Joldia mere setetest, kerge pindalaliselt eristada, kuna väliselt sarnastena ei ole kummagi rannikused faunistiliselt iseloomustatud. Kessel, Raukas (1979) ning Raukas (1995) pidasid Joldia mere kõrgeimaks tasemeks Tallinna (Sõjamäe) ümbruses 40 m ümp, Veski (1998) ligi 45 m ümp ning Heinsalu (2001) 50 m ümp. Üldmainitud probleemidest lähtuvalt ei ole käesolevas töös Balti jääjärve ja Joldia mere setteid kaardipildis eristatud.

Liigestamata Balti jääjärve ning Joldiamere setted ($lg_{III}j_r$) hõlmavad olulise osa pinnakatte avamustest. Setted on väga eriilmelised, koosnedes liustikuesistest, sügavaveelistest, madalaveelistest ja ranniku setetest. Jääjärvelised põhjasetted on esindatud põhiliselt kvarts-päevakivi peeneteraliste liivade ja möllidega, millede paksus on 2–5 m. Peenemate setete puhul esineb segasetteid (traditsiooniliselt saviliivaks või liivsaviks nimetatud), milles ükski fraktsioon ei valda. Üheks põhjuseks on siin kindlasti ka sügavamaveelistele jääjärvelistele setetele tüüpiline viirkihilisus – liivakas-möllikate suve- ja savikate talvekihtide vaheldumine (foto 18).

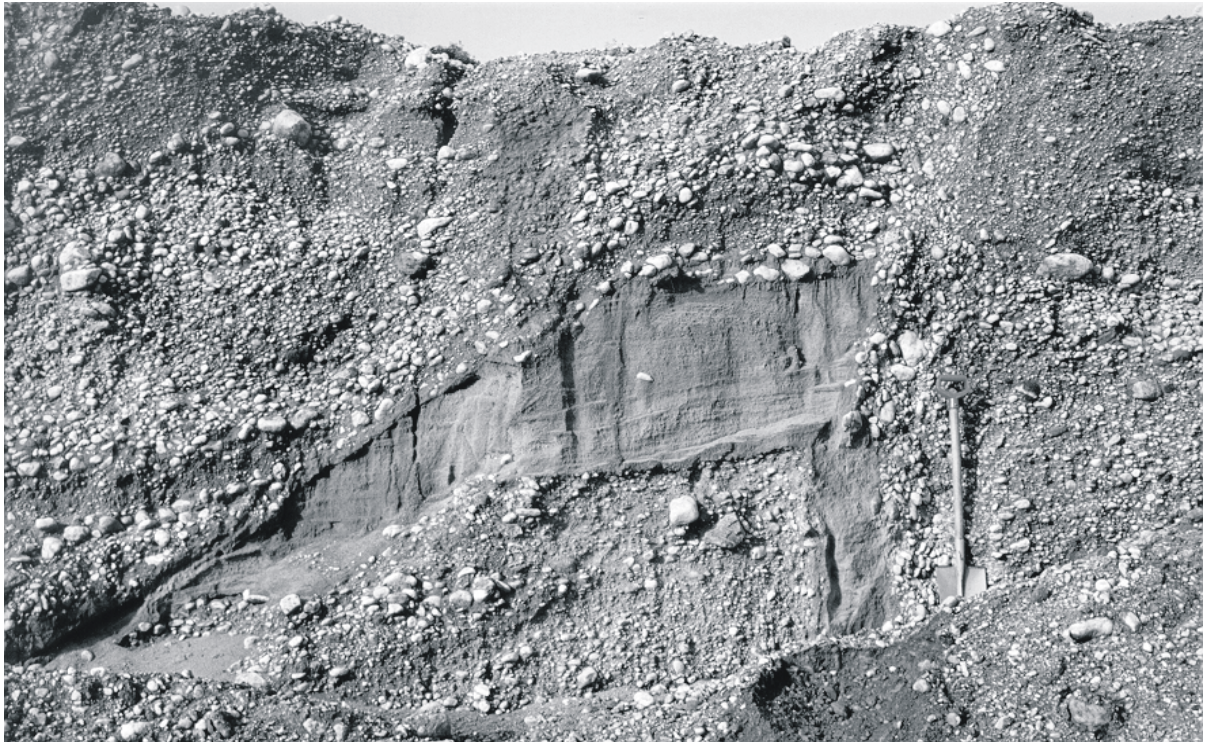


Foto 16. Vähemalt 1,5 m suuruse amplituudiga glatsiotektooniline rike Seli karjääris. K. Ploomi foto.
Photo 16. Glaciotectonic deformation in Seli quarry.



Foto 17. Glatsiofluviaalsetele setetele omane koostise kiire muutlikkus Seli karjääris. K. Ploomi foto.
Photo 17. Seli quarry. Variable composition is characteristic for glaciofluvial deposits.



Foto 18. Viirsavitasandik Igavere lähedal, veepiiril paljandub moreen. K. Ploomi foto.

Photo 18. Varved clay plain near Igavere. Till crops out at the waterline.

Selline viirkihilisus on eelkõige iseloomulik klindiesise ala savidele. Jääjärveliste setete mineraalsele koostisele on iseloomulik amfiboolide ja granaatide kõrge sisaldus raskes fraktsioonis ja karbonaatkivimite puudumine jämedamates fraktsioonides, kusjuures viimastega on rikastunud savid ja möllid. Jääjärveliste setete suurimad paksused on seotud klindilahtede ja orgudega (kuni 25 m Kroodi mattunud orus). Ranniku setted on esindatud liivaseguste kruusade ja veeristikega, mis kuhjusid rannavallidesse põhiliselt Balti jääjärve transgressiivse staadiumi ajal. Väga hästi on rannavallid välja kujunenud Kallavere–Ülgase klindipoolsaarel paeplatoo serval. Jämeputr koosneb väga hästi kulutatud karbonaatsest materjalist. Rannavallide kõrgus ulatub 2 m-ni.

2.2. HOLOTSEEN

Holotseeni (pärastjääaegsed) setted on alal esindatud Joldiamere (mIVy), Antsülusjärve (IIVan), Litoriinamere (mIVlt), Limneamere (mIVlm) ning nendega samaaegsete tuule- (vIV), järve- (IIV), jõe- (aIV) ja soosetetega (bIV). Mereseteteks on liiv, kruus-veeristik, möll ja savi ning kontinentaalseiks – kruus-veeristik, liiv, turvas ja järvemuda. Ehkki teaduslikus kirjanduses kasutatakse Holotseeni iseloomustamisel järjest enam kalendriaastaid, on senini ametlikult käibes ka kronotsooniline liigestus (tabel 4).

Joldiamere setted (mIVy). Joldia meri oli regressiivse iseloomuga veekogu Balti mere pärastjääaegse arengu alguses, 10 300–9 500 a.t, mil veetase alanes uuritava alal vähemalt 28 m ümp. Kuigi mereks kutsutud, iseloomustab riimveeline fauna ja flora vaid lühikest, vähem kui 200 aastast ajalõiku selle keskel (Svensson, 1989; Björck, 1995; Heinsalu, 2001), kui lühiajaline jahenemine ligi 11 300–11 200 a.t nn Pre-Boreaali ostsillatsiooni ajal vähendas ilmselt Balti merre voolavate jäasulavete hulka. Ehkki Joldiamere ja Balti jääjärve rannikuvööndi setted on kaardil eristamata, on sügavamaveelistes setetes Joldiamere esinemine õietolmu- ja diatomeeanalüüsil ometi kindlaks tehtud.

Tänapäevase Rummu järve nõos settisid, ja seda kuni eraldumiseni Joldiamerest, 1,35 m paksuselt sinakad möllikad savid ja laguunsed savikad möllid (Veski, 1998). Seetõttu on maismaa läbilõigetel tõestamist leidnud Joldiamere setted ka kujutatud (joonis 9).

Erinevalt maismaast on meres Joldiamere setted laialt levinud. Nendeks peetakse kuni 1,5 m paksust, terava põiksusega Balti jääjärve viirsavidel lasuvat, ähmase mikrokihilisusega pruunikashalli möllika savi lasundit. Kuni 20 sentimeetrine mölli kiht alumisel piiril tähistab Joldiamere algust 10 300 a.t toimunud nn Billingeni katastroofil. Joldiamere lõpp ei väljendu meresetetes nii selgelt, kuna ka neis esineb lasuvatele, Antsülusjärve setetele iseloomulikke peendisperse rauasulfiidi (hüdrotroiliidi) laike. Kuna nii Joldiamere kui Antsülusjärve setete kitsad avamusalad on seotud eelkõige veealuste kõrgendike nõlvadega, siis on neid kaardil kujutatud ka koos.

Antsülusjärve setted (IIVan). Isostaatilise maakerke tulemusena katkenud Balti mere ühendus maailmamerega põhjustas väljavoolu-isobaasist kõrgemal mageveelise veekogu – Antsülusjärve tekke ja sellega seonduva transgressiooni. See algas ligi 9500 a.t ja kulmineerus Pre-Boreaali ja Boreaali piiril, ligi 9 000 a.t (Björck, 1995 jt). Uuritaval alal ei tõusnud Antsülusjärve veetase üle 31–34 m. Rummu järve, mille lävendi kõrgus oli 37 m, Antsülusjärve vesi enam ei tunginud (Veski, 1998), küll aga mattusid orgaanikakihid Jõelähtme soos (32 m ümp; 8745 ± 75) (Veski, 1998). Antsülusjärve staadium lõppes tõenäoliselt küllalt järsu regressiooniga vähemalt 16,5 m ümp tasemel ning soolase merevee sissetungiga umbes 8000 a.t.

Tabel 4. Holotseeni setete stratigraafiline liigestus (Raukas jt, 1995, muudatustega).

Table 4. The stratigraphical scheme of the Holocene deposits (Raukas et al., 1995).

Ladestik	Holotseen										Indeks	Balti mere staadiumid	Alumine piir (aastat tagasi)	Alumine piir (kalendriaastat tagasi)		
Ladejärk	Ülem-		Kesk-		Alam-		Ülem-		Piiridefinitsioon (aastat t.)		Öietolmuvöö (PAZ)	Indeks	Balti mere staadiumid	Alumine piir (aastat tagasi)	Alumine piir (kalendriaastat tagasi)	
Kronotsoon	Sub-Atlantikum		Sub-Boreaali		Atlantikum		Boreaali		Pre-Boreaali		Boreaali		Sub-Atlantikum		Sub-Boreaali	
Indeks	SA		SB		AT		BO		PB		BO		PB		BO	
Indeks	SA3		SB2		AT2		BO2		PB2		BO2		PB2		BO2	
Indeks	SA2		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB2		AT2		BO2		PB2		BO2		PB2		BO2	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1		BO1		PB1		BO1		PB1		BO1	
Indeks	SA1		SB1		AT1											

Antsülsjärve setted, millele on iseloomulik mageveeliste molluskite *Ancylus fluviatilis*, *Lymnaea (Radix) ovata* ja *Bithynia tentaculata* jt esinemine, avanevad kitsa ribana klindi jalamil tasemel 20–34 m ümp, moodustades seal Antsülsjärve terrassi. Setete paksus on 0,5–5 m. Need on esindatud teistelegi Läänemere arenguetappidele iseloomuliku kompleksiga, mis sõltub eelkõige konkreetsetes piirkonnas avanevatest vanematest nii pinnakatte kui aluspõhja setetest ja setenditest. Süvaveelised setted on esindatud mölli ja möllika saviga, rannalähedased aga peen-, kesk- ja eriteriste liivade kuni liivaka klibuga. Antsülsjärve setete mineraalne koostis on sarnane Balti mere nooremate setetega, mõneti enam on nendes vaid peenliiva raskes fraktsioonis olevaid raua mineraale – ilmeniiti ja magnetiiti (1,5–10 %) ning limoniiti ja hematiiti (1,5–9 %).

Tänapäevasel merepõhjal levivad (kaardil koos Joldiamere setetega kujutatud) Antsülsjärve setted kujutavad endast 3–4 m paksust lasundit, mis on esindatud hallika, hüdrotroiliidi vahekihte ja läätsi sisaldava lasundiga. Hüdrotroiliit on eriti iseloomulik Antsülsjärve setete alumisele ja ülemisele piirile. Savi kuivades laguneb ebapüsiv hüdrotroiliit kiiresti ja sete omandab kollakaspruuni värvuse. Antsülsjärve setete ülemisse ossa kuuluvad tinglikult ka kuni poole meetri paksuse läätsja kihina levivad erineva varjundiga sinised savid, mis praktiliselt ei sisalda diatomeesid, küll aga rohkelt püriidistunud ussikäike. Siniste savide alumine, eriti aga ülemine piir on terav.

Litoriinamere setted (mIVlt) esinevad klindiesisel alal tasemel 10–20 m ümp (Ramsay, 1929; Kessel, Raukas, 1979), moodustades seal morfoloogiliselt hästi jälgitava Litoriinamere terrassi. Litoriinamere setted hakkasid Soome lahes kujunema ligikaudu 8000 a.t, pärast Balti mere ühenduse taastumist maailmamerega läbi Taani väinade. Litoriinameri oli kõrgeima soolsusega etapp Balti mere arengus, mida näitab nii iseloomulik karbifauna (*Littorina littorea*, *Littorina saxatilis*, *Cerastoderma glaucum*, *Hydrobia* sp. jt) kui soolaseveelised ränivetikad. Ligikaudu 6000 aastat tagasi toimunud transgressiooni maksimumile järgnes veetaseme pidev madaldumine ning vee pidev magestumine koos sellest põhjustatud fauna muutustega. Litoriinamere setted lasuvad jääjärvelistel setetel, moreenil ja Antsülsjärve setetel umbes 1–4 m paksuse kihina. Lõimiselt on enamasti tegemist peene- kuni eriteralise liivaga, milles jämedapurdmaterjal (>2 mm) kas puudub või on tema sisaldus alla 10%. Rannavallides on jämedapurdmaterjali osa loomulikult suurem või isegi valdav.

Akvatooriumil on Litoriinamere setted esindatud kuni 2–3 m paksuse, valdavalt rohelise kuni rohekashalli savikas-möllika “kohupiimataolise”, allosas tihti mikrokihilise muda lasundiga, mis sisaldab umbes 2 % orgaanilist ainet. Lasundi alumine piir on terav, tähistatud katkestuspinna ning liivakate kihtidega, ülemine piir aga üleminekuline.

Limneamere setted (mIVlm). Traditsiooniliselt loetakse Limneamere alguseks mageveelise molluski *Lymnaea ovata* (= *Radix ovata*, = *Radix peregra*) immigrerumist järk-järgult magestava Balti mere rannikuvettesse. See toimus Eestis H. Kesseli (Raukas, Hyvärinen (toim.), 1992) andmetel ligi 4000 a.t. Kuna muud kriteeriumid Limneamere setete eristamiseks puuduvad, siis on vastavad setted alal välja eraldatud tinglikult, traditsiooni järgides. Maakoore neotektoonilist kerkimist arvestades oli 4000 a.t rannajoon alal tasemel 10–11 m ümp ning sellest Soome lahe poole jääb Limneamere küllalt lai terrass. Limneamere setted lasuvad Litoriinamere ja teistel vanematel setetel. Lõimiselt ja mineraalselt koostiselt on need sarnased Litoriinamere setetele, kuid lainete abrasioonile avatud randades, eriti poolsaarte ja neemede tippudes, esineb enam tavaliselt moreenist väljapestud jämedateralist materjali – kruusa, veeriseid ja munakaid. Soome lahe põhjasetetes jätkuvad ka Limnea eal Litoriinamerele iseloomulikud setted.

Tavaliselt ühendataksegi kõik meresetted ühte kompleksi: “postglacial gyttja clay” – Ignatius jt (1981) või siis – merelised setted ehk “roheline” (I) kihistik – Kiipli jt (Lutt ja Raukas (toim.), 1993) ning Lutt (Raukas, Hyvärinen (toim.), 1992). Roheliste mudade peal eristub tihti veel musta, veelgi orgaanikarikkama (kuni 3 %) savikas-möllika muda kiht. Kohati sisaldab viimane väävelvesinikku,

rannikulähedastes piirkondades orgaanikat ja karbidetriiti. Küllalt tavaline on, seda eriti rannanõlval ning veealuste kõrgendike lagedel, et lamavaid savikaid kihte katab erosiooniliselt õhuke, tavaliselt mõne kuni mõnekümne sentimeetri paksune, osalt jäanuksetteist liiva kiht. Kaardil ei ole seda kujutatud.

Tuulesetted (vIV). Tuulesetted moodustavad Balti mere erinevatesse arengustaadiumitesse kuuluvaid luitevalle ja luidestikke. Markantsemad neist seonduvad transgressioonide maksimumidega, st ajaga, kui rannajoon püsis, vaatamata postglatsiaalsele maakerkele, pikemat aega ühes kohas. Nii tähistavad need mitmel pool Litoriinamere või Antsülusjärve terrassi ülemist piiri või markeerivad klindineemede ja -saarte vahelisi suuremaid maasääri. Eriti ulatuslik on Suur-Lageda luidestunud rannarõõnete süsteem, mis hõlmab nii Antsülusjärve kui Litoriinamere setete leviala. Eoolilisi setteid leidub ka Limneamere levialal, eriti tänapäevastes liivarandades, kitsaste kühmuliste eelluidetena. Tuulesetted, maksimaalselt kuni 5 m paksused, on üldjuhul hästi sorteeritud, kusjuures valdavaks on kas peene- või keskerise liiva fraktsioon.

Järvesetted (IIIV). Põhiliselt Põhja-Eesti paeplatool levivad järvelised setted on esindatud tavaliselt sapropeelide ja järvelupjadega, harvem liivade või saviliivadega. Need levivad üksteisest eraldatud laikudena reljeefi nõgudes. Järvesetted lasuvad liustikusetel, liustiku sulavetesetel või merelistel setetel ning peaaegu kõikjal on need maetud soosetete alla. Järvesetete paksus on tavaliselt 0,8–0,9 m, ainult tänapäevases Maardu järves on see kuni 5,9 m, Limu ja Rummu järves 4,1–4,9 m. Järvesetteid on leitud paljudes soodes: Rae, Kostivere, Jägala, Peningi jt (Ramst, 1992). Soode turbalasundi aluste sapropeelilasundite paksus kõigub 0,1–1,7 m ja see suureneb servaaladelt keskosa poole. Mõnes soos levivad järvesetted laiguti soode keskosas.

Järvesetete kujunemine algas uuritud alal Varase Pre-Boreaali lõpul. S. Veski uuringud näitavad, et Joldiamere laguunist eraldus Rummu järv 9825 ± 70 aastat tagasi (Veski, 1998). H. Kesseli andmetel eraldusid nii Maardu järv kui ka Rae raba piires eksisteerinud järv Antsülusjärve varasema staadiumi ajal – Boreaalsel kliimaperioodil (Kessel, 1965; 1979). Rae järvenõos settisid järvelupja sisaldavad või puhtad sapropeelid. Niisuguste järvesetete tekkeks olid soodsad tingimused Vara-Atlantilise kliimaperioodi lõpuni, kui algas intensiivne järve kinnikasvamine ja pilliroo-tarnaturba tekkimine Atlantilise kliimaperioodi keskel (Kessel, 1979).

Jõesetted (aIV). Suurimad jõed uuritava alal on Jägala ja Pirita, väiksematest jõgedest on tähelepanuväärsemad Jõelähtme, Kroodi, Kaberla jt. Jõesetted on esindatud sāngi-, lammi- ja soodisetetega. Sāngisetted on Põhja-Eesti platool nõrgalt välja kujunenud. Need on esindatud segateraliste kruusliivadega, kruusade ja veeristikega, millede paksus ulatub harva üle 0,5 m. Paremini on sāngisetted välja kujunenud klindi lähedal ja klindiesisel madalikul, kus nad on esindatud jämedateraliste setetega. Jägala jõe sāngis allpool juga on kuhjunud lubjakivilahmakaid ja -killustikku. Lammisetted levivad sageli meandreerunud jõeorgudes Põhja-Eesti paeplatool, kus jõgede langus ja voolukiirus on väikesed. Lammisetteid leiti 1961–65 aastatel tehtud kaardistamistöõde käigus Pirita ja Jägala jõe orgudes (Stumbur jt, 1965), kus need on esindatud peeneteraliste mōllikate ja savikate liivadega. Need setted lasuvad jämedateralistel sāngisetetel ja on kohati maetud turba või soodisetete mudade alla. Lammisetete paksus on 1,5–2 m. Soodisetted levivad üksikute laikudena Pirita jõe orus (Vaskjala lähedal). Need on esindatud mudade ja turbaseguste peenliivadega. Setete paksus on 0,5–1,7 m.

Soosetted (bIV). Sood on enamlevinud uuritava ala kesk- ja lõunaosas, levides seega eelkōige Põhja-Eesti platool (joonis 8). Klindiesisel madalikul leidub neid vähem, aga āramārkimist vāārib kindlasti Kaberla (Suur-Lageda) soo.

Soosettest esineb raba, siirdesoo ja madalsoo setteid, kusjuures kaardil on siirdesood tavaliselt kujutatud rabaga liidetult. Turbakihtide lamamiseks soodes on enamasti Balti jääjärvelised setted, harvem moreen või järvemuda. Viimane viitab justkui nende järvelis-laguunsele päritolule.

Klindiesisel madalikul on väiksemad sood kujunenud rannabarride ja luidete vaheliste kitsaste nõgude soostumisel. Kaberla (Suur-Lageda) soo kaguosas moodustavad need keerulise, soode-vallide süsteemi. Kuid esineb ka rannavallide poolt paisutatud järvedest arenenud soid, nagu Saha-Loo ja Jõelähtme sood.

Paeplatoo servale jääv **Kodasoo** paikneb Joldiamere laguuni nõos, ümbritsedes Rummu järve. Soo pindala on 406 ha (Salo, 1987) ja sellest suurema osa moodustab raba. Järv hakkas kinni kasvama Atlantikumi keskel, kui moodustus madal soo pillirooturvas ja siirdesoo puu-villpeaturvas, mis Atlantikumi teisel poolel asendus keskmiselt lagunenenud kanarbiku-sfagnumturbaga. Rabaturvas levib soo põhja- ja lääneosas, kus see on esindatud vähelagunenud fuskumiturvaga. Turbalasundi keskmine paksus on 1,7 m, maksimaalne 4,5 m ja rabaturbal kuni 2,2 m.

Rae raba asub Rae asulast 1 km põhja pool ja on Kodasooga üks piirkonna paremini uuritud soid (Orru jt, 1981; 1989; Klimenko, 1992; Kessel, 1979). Antsülusjärve aegse laguuni nõos hakkas Atlantikumi keskel järve kinnikasvamisel moodustuma madal soo pilliroo-tarnaturvas. Sub-Boreaalsel ja Sub-Atlantilisel kliimaperioodil kujunesid tüüpilised rabaturbad (sfagnumturvas ja kanarbiku-sfagnumturvas) paksusega kuni 3 m. Turbalasundi maksimaalne paksus on 12,5 m (rabaturbal 4 m) 2,3 meetrise keskmise paksuse juures.

Kaberla (Suur-Lageda) soo asub Klindiesisel madalikul ja tekkis Limneamere laguuni soostumisel alles Sub-Boreaalse kliimastaadiumi ajal. Soo pindala on 309 ha (Orru jt, 1992). Soo õhukeselasundilistel äärealadel levib madal sooturvas, sügavamas osas aga rabaturvas (fuskumi- ja sfagnumturvas), mille alumistes kihtides on ka puidu lisandeid. Turbalasundi maksimaalne paksus on 2,1 m.

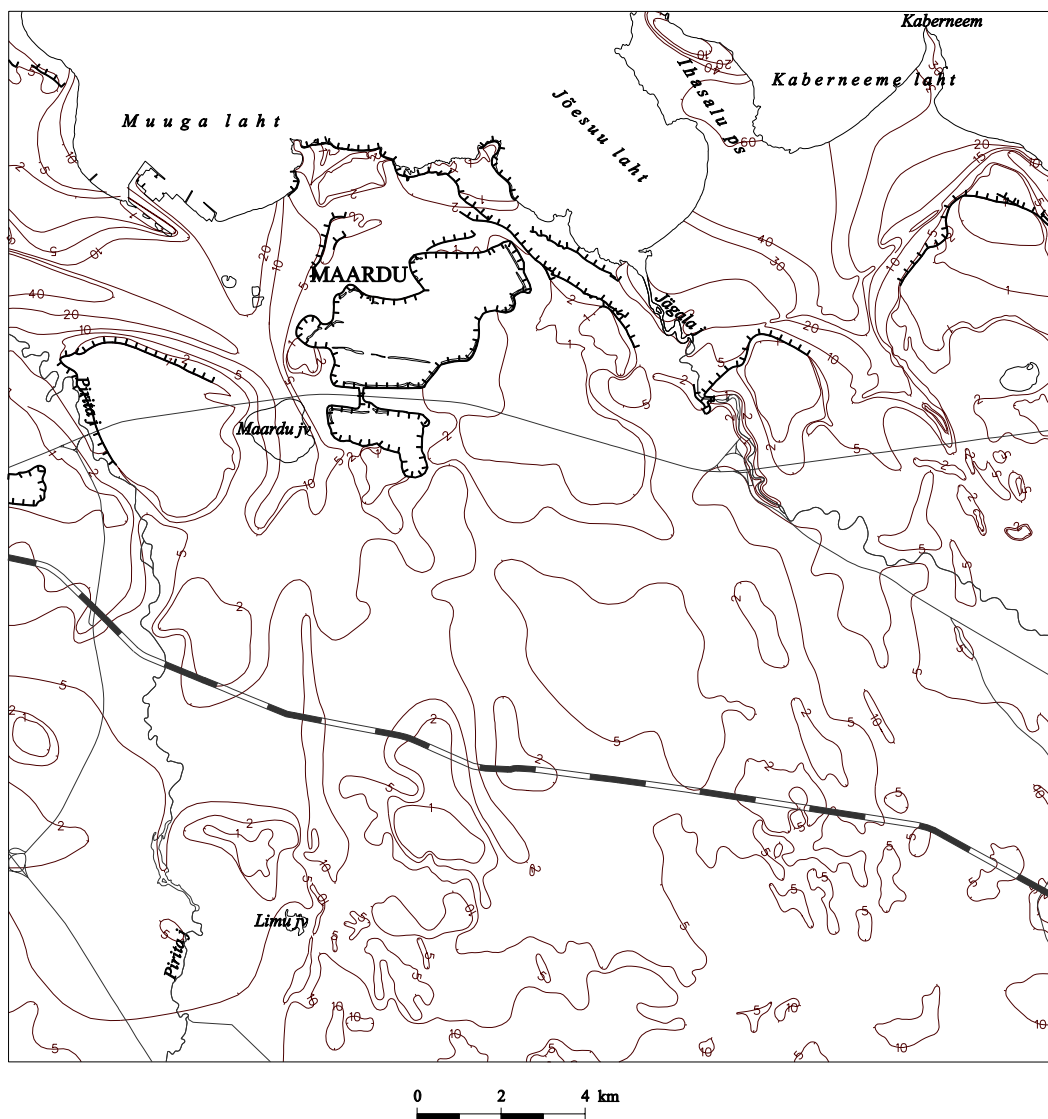
Ala kesk- ja lõunaosas kujunesid ulatuslikud soomassiivid moreeni ja jääjärvelistes nõgudes asunud järvede kinnikasvamise tulemusena. Madal sooturba kujunemine algas seal Boreaalsel, kliimastaadiumi ajal, rabaturba kujunemine Atlantilise kliimastaadiumi ajal. Pindalalt suurim, kuid suhteliselt väheuuritud on **Peningi soo** (Klimenko, 1989). Soo üldpindala on 7552 ha (lõunapoolne osa jääb kaardilelt välja), sellest valdava osa moodustab madal soo. 2,5–4,7 meetri paksuse madal soolasundi moodustavad keskmiselt kuni hästilagunenud puu-tarna-, tarna-, pilliroo-tarna- või puu-pillirooturvas. Rabalasundi valdav osa (u 4 m) koosneb vähelagunenud fuskumiturbast, mis lasub siirdesoo puu-sfagnumiturbal. Rabaturba paksus on 3,1–8,3 m. **Kostivere soo** (kaardilehe keskosas), arengulugu on sarnane Peningi sooga. Soo pindala on 2347 ha, millest raba moodustab vaid veerandi. Madal soolasund koosneb hästilagunenud puuturbast ja selle paksus on 3,5–5,0 m. Rabalasund esineb valdavalt fuskumilasundina, mille paksus jääb vahemikku 2,3–5,6 m.

Äramärkimist väärivad veel **Jägala soo** (367,9 ha), **Kaugemäe soo** (211 ha), **Kurna raba** (186 ha), **Aruküla soo** (202 ha) ja veel mitmed väikesood pindalaga alla 100 ha. Väikesoodes on enamlevinud madal sooturba alad, kus turba paksus ei ületa 1,5 m.

Tehnogeensete ehk antropogeensete **setetena (tIV)** võiks käsitleda pinnakatte ülemist, 0,5–1 m paksust, inimese kujundatud kihti ala suuremates asulates (Maardu, Aruküla, Raasiku) ja ka suuremate teede tamme. Kaardil on siiski ära näidatud vaid Muuga sadama territoorium ja Maardu keemiatehase kuni 10 m kõrgused tootmisjäätmete setebasseinid. Tehnogeensete setete levikualana on kaardile kantud ka rekultiveeritud Maardu fosforiidikarjäär ja Vao lubjakivikarjäär.

2.3. PINNAKATTE PAKSUS

Pinnakatte paksuse kaart (joonis 11) on kaardikomplekti suure praktilise tähtsusega lisakaart, mis on saadud tänapäevasest reljeefist aluspõhja reljeefi (joonis 7) lahutamisel. Erinevate andmepunktide ja kaudse info kõrval tuleb eraldi mainida suure hulga geoloogiliste puuraukude tähtsust pinnakatte paksuste kaardi koostamisel. Kaardil eristuvad selgelt kolm erineva pinnakatte paksusega regiooni. Klindiesisel madalikul ja klinti lõikunud orgudes on pinnakatte paksus väga muutlik, mõnest meetrist 60 meetrini



Joonis 11. Pinnakatte paksus.

Figure 11. Thickness of the Quaternary Deposits.

Ihasalu poolsaarel. Paeplatoo servale on iseloomulikud paksused alla paari meetri, tihti esineb alvareid. Lõunasse ja kagusse suureneb pinnakatte paksus keskmiselt 5–8 meetrini, ulatudes Sillaotsa–Selja oosahelikus ja Raasiku väikevoortes kuni 12 meetrini.

2.4. PINNAKATTE MAAVARAD

Pinnakattega seotud maavarade leiukohad ja ilmingud on kujutatud kaardikomplekti pinnakatte kaardil (joonis 12).

LIIV JA KRUUS. Riiklikku maavarade registrisse on alal asuvaist kantud vaid üks kruusamaardla.

Seli kruusamaardla (Registrikaart 0382, 1998; Piits, 1998; Sinisalu, 2001) asub Rae vallas Vaida–Pajupea maantee ääres. Maardla pindala on 13,49 ha. Maavara katendiks on kuni 0,6 m paksune kasvukiht. Maavara moodustab glatsiofluviaalne kruusasegune liiv ja kruus. Ehitusliivaks sobilikus kruusaseguses liivas on kruusa (5–70 mm) keskmiselt 27,8 %, savi- ja tolmuosakeste sisaldus on 6,7 % ja selle peensusmoodul on 1,9. Ehituskruusas on liiva (0,05–5 mm) sisaldus 46,8 %, savi- ja tolmuosakeste sisaldus 6,8 % ja peensusmoodul 2,3. Kruusa aktiivne tarbevaru (5 ha) on 390 tuh m³, sh allpool veetaset 174 tuh m³ ja liiva aktiivne tarbevaru (4,43 ha) 397 tuh m³, sh allpool veetaset 190 tuh m³. Väljapool maardlat 4,03 ha-l on savikad liivad ja kruusad koguses 306 tuh m³ võetud arvele maa-ainesena. Peale varu täiendavaid uuringuid ja ümberhinnanguid on 2001 aasta lõpuks maardla aktiivne tarbevaru 477 tuh m³. 2001. aastal tegi R. Sinisalu uuringuid Vaida–Pajupea maanteest ida poole jääval alal – **Selli uuringualal** (Sinisalu, 2001). Uuringuala põhja- ja keskosas asub varem tegutsenud karjäär, mille nõlvad on tasandatud ning kaetud männikultuuriga. Endisel karjäärialal kaevandati kuni pinnasevee tasemeni, kuid kruusa ja liiva levik jätkub ka allpool pinnasevee taset. Karjäärialast lõuna pool on valdavaks aleuriitne liiv ja aleuriit, mis maavara tingimustele ei vasta. Varu arvutati kahes plokis – omaaegsel karjäärialal ja sellest lõuna pool. Varuala pindala on 10,99 ha. Ehituskruusa aktiivne tarbevaru pindalal 5,12 ha (plokk I) on 64 tuh m³, sh allpool veetaset 35 tuh m³ ja ehitusliiva aktiivne tarbevaru samal alal on 144 tuh m³. Ploki II (5,87 ha) piires hinnati materjal tervikuna koguses 322 tuh m³ maa-aineseks, sh allpool veetaset 183 tuh m³.

Kruusa- ja liivaleiukohad:

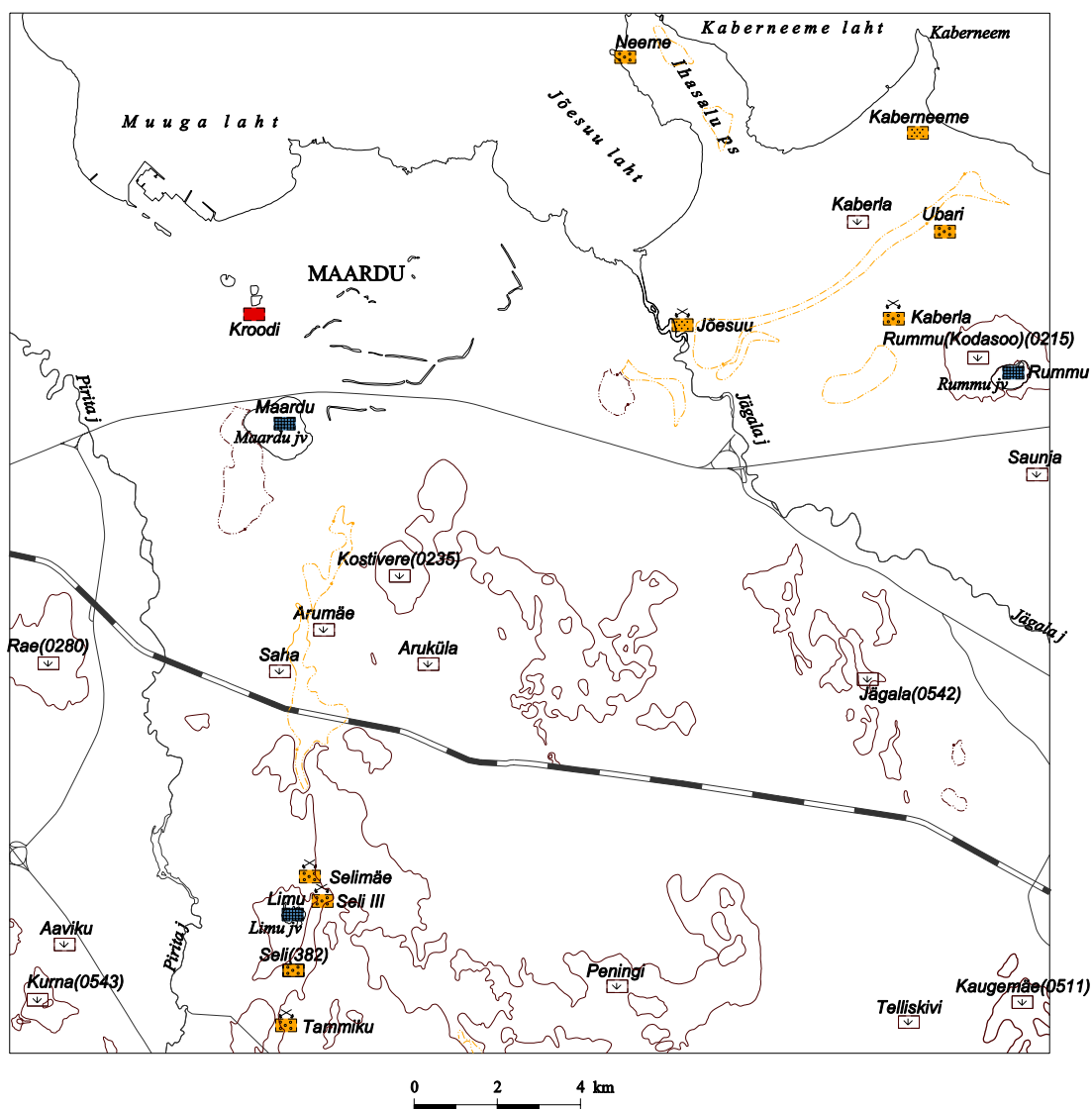
Jõesuu kruusaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Tallinn–Narva maantee 23 km kohalt põhja pool, Koogi–Ihasalu tee ääres, Jägala jõe paremal kaldal. 1963 aastal tehti mäeeraldis Tallinna TV-le pindalaga 2 ha ja varu suurus seal oli 30 tuh m³. Kasulikuks materjaliks on tolmne liiv. Varu on ammendatud ja karjäär rekultiveeritud. Laiendamisevõimalusi karjääril pole.

Kaberla liivaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Kaberneeme ja Vana–Narva mnt. ristumise kohal. Mäeeraldis piires (1,5 ha, 4,5 ha) on liiva ja kruusa varu täielikult ammendatud.

Kaberneeme liivaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Kaberlast 5,2 km põhja pool. 3,2 ha suurune mäeeraldis asub klindiesisel madalikul. Kasulikuks kihiks on segaterine liiv keskmise paksusega 4,8 m. Mäeeralduse piires on varu ammendatud, kuid karjääril on laiendamise võimalused kirde suunas (12 ha).

Neeme kruusaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub 0,8 km Ihasalu asulast edelas. 1,33 ha suuruse mäeeraldise piires on kasulikuks materjaliks kruus veeriste ja rahnudega. Kasuliku kihi keskmine paksus on 0,8 m. Vaatamata 1962. aastal tehtud mäeeraldisele on karjäär tänaseni avamata.

Selimäe kruusliivaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Jüri–Alliku maantee 3 km kohalt 2 km kagus. 4,65 ha suurune karjäär paiknes 100 m laiusel ja kuni 6 m kõrgusel glatsiofluviaalsel vallil. Kasulik kiht (2,5–6 m) koosnes vähese kruusa ja veeristega kihitatud tolmlüvest ja lubjakiviveeristikust. Varu on ammendatud.



- | | |
|------------------------------|---------------------------------|
| ▼ Turvas. Peat | □ Maardla. Mineral deposit |
| ■ Kruus. Gravel | □ Leiukoht. Occurrence |
| ■ Liiv. Sand | Maardla piir |
| ■ Savi. Clay | Boundary of mineral deposit |
| ■ Järvemuda. Gyttja | — Turvas. Peat |
| ■ Värvipigment. Iron pigment | Perspektiivala piir |
| | Boundary of perspective reserve |
| | — Turvas. Peat |
| | — Kruus, liiv. Gravel, sand |

Soosilla(0548) Maardla nimi ja number Riiklikus maavarade registris
Name and number of mineral deposit in State Register of Mineral Deposits

Joonis 12. Pinnakatte maavarade skemaatiline kaart.

Figure 12. Schematic map of mineral resources of the Quaternary deposits.

Seli III liivaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Vaida–Jüri maantee 8,8 km kohal tee ääres. 1962 aastal vomistatud 2,13 ha suuruse mäeeraldise piires oli kruusaka liiva algvaru 63 tuh m³. Varu on ammendatud ja selle laiendamise võimalused puuduvad.

Tammiku kruusaleiukoht (Sinisalu, 1999) asub Jüri–Vaida maantee 13 km kohal ida pool tee ääres. Karjäär pindalaga 7,65 ha asub põhja–lõunasuunalisel seljandikul. Kasuliku kihi moodustab lõunaosas karbonaatne kruus veeriste ja rahnudega, põhjaosas valdab peenliiv vähese kruusaga. Algvaru 170 tuh m³ on ammendatud.

Perspektiivseim, **Kulli liiva ja kruusa leiukoht** asub olemasolevast, Seli maardlast põhja pool ning on seotud 7 km pikkuse glatsiofluviaalse radiaalse ahelikuga. Perspektiivala pindala on 295 ha ja vallide kõrgus 2 m. Kasuliku kihi moodustab üksikute veeristega kruusliiv. Kruusa ja veeriste sisaldus on tõenäoliselt väiksem kui Seli maardla-alal levivates oosisetetes.

Mitmed väiksemad liiva-kruusa perspektiivalad on seotud Antsülusjärve ja Litoriinamere akumulatiivsete rannavormidega. Antsülusjärve rannavallid Jägala ümbruses (49 ja 36 ha) koosnevad lubjakiviveeristikust, Litoriinamere madalad rannavallid Ihasalu poolsaarel (40 ja 41 ha) on moodustunud veeristega kruusliivast. Peenliivast koosnevad luigestunud rannabarrid levivad ulatuslikul alal Suur-Lageda (Kaberla) soost lõuna pool. Mereliste positiivsete rannavormide kasutuselevõtt on küsitav keskkonnakaitseliste piirangute tõttu.

TURVAS. Riiklikku maavarade registrisse on alal kantud seitse maardlat, mille varu iseloomustab tabel 5.

Jägala turbamaardla (Registrikaart 0542, 1999; Orru jt, 1981) asub Jõelähtme vallas. Maardla tööstusliku lasundi pindala on 367,93 ha ja selle leviala on osaliselt kultuuristatud. Maavara moodustab hästilagunenud turvas. Kütteturbaks sobiva hästilagunenud turbakihi paksus ulatub 3,4 meetrini, selle tuhasus on 8,60 % ja pH 5,0. Kohati on turba all kuni 1,3 m paksune järvelubja kiht.

Kaugemäe turbamaardla (Registrikaart 0511, 1999; Orru jt, 1981) asub Anija vallas. Maardla tööstusliku lasundi pindala on 211,43 ha. Maavara moodustab hästilagunenud turvas. Kütteturbaks sobiva hästilagunenud turbakihi paksus ulatub 3,0 meetrini, selle tuhasus on 7,0 % ja pH 4,5. Jägala–Pirita kanali mõlemal kaldal 200 m laiuses tsoonis saab turbavaru kaevandada ainult keskkonnaministri loaga.

Kostivere turbamaardla (Registrikaart 0235, 2001; Orru jt, 1981; Klimenko, 1994) asub Jõelähtme vallas. Maardla tööstusliku lasundi pindala on 1219,9 ha, selle 0,9 m tööstusliku lasundi minimaalpaksuse kontuur on keeruline. Turvast toodetakse Maardu tootmisalal, vähelagunenud turvast aiandusturbaks, hästilagunenud turvast kütteturbaks. Maardu tootmisalal on vähelagunenud turba tuhasus 2,9 %. Hästilagunenud turba põlemissoojus on 10,7 mJ/kg ja tuhasus 5,0 %.

Kurna turbamaardla (Registrikaart 0543, 1999; Orru jt, 1981) asub Kiili vallas. Maardla tööstusliku lasundi pindala on 186,20 ha. Turvast toodetakse Kurna tootmisalal, vähelagunenud turvast aiandusturbaks, hästilagunenud turvast kütteturbaks. Vähelagunenud turbakihi paksus on 1,1 m ja tuhasus 14,9 %, pH 2,8 ning 2,2 m paksuse hästilagunenud turbakihi tuhasus 7,7 %, pH 4,7.

Peningi turbamaardla (Registrikaart 0236, 2002, Orru jt, 1981; Klimenko, 1989) asub Raasiku, Rae ja Anija valla territooriumil. Maardla pindala on 4950,87 ha. Turvast toodetakse Peningi ja Seli II tootmisaladel, vähelagunenud turvast aiandusturbaks, hästilagunenud turvast kütteturbaks. Vähelagunenud turbakihi keskmine paksus on 1,4 m ja tuhasus 2,20 % ning keskmiselt 2,0 m paksuse hästilagunenud turbakihi tuhasus on 7,8 %.

Rae turbamaardla (Registrikaart 0280, 2002; Orru jt, 1981;1989; Klimenko, 1992) asub Rae vallas Ülemiste järve ja Lagedi rtj. vahelisel alal. Maardla tööstusliku lasundi pindala on 73 ha. Turvast toodetakse maardla idapoolses osas. Maavara moodustab 0,5–5,0 m paksune vähelagunenud ja 0,3–3 m paksune hästilagunenud turba kiht. Turba all lasub kuni 1 m paksune järvemudakiht. Vähelagunenud

Tabel 5. Turbamaardlate varu.

Table 5. Reserves of peat included in the State Register of Mineral Resources.

Maardla nimetus	Varu kategooria	Turba liik	Pindala ha	Keskmine paksus, m	Varu, tuh tonni
Jägala	Kokku:		367,93	1,3	1189
	Aktiivne reservvaru	hästilagunenud turvas	301,36	1,3	971
	Passiivne reservvaru	hästilagunenud turvas	66,57	1,3	218
Kaugemäe	Kokku:		211,43	1,4	760
	Aktiivne reservvaru	hästilagunenud turvas	154,29	1,3	537
	Passiivne reservvaru	hästilagunenud turvas	57,14	1,5	223
Kostivere	Kokku:		1219,9	2,5	6626
	Aktiivne tarbevaru	vähelagunenud turvas	48,58	1,8	97
		hästilagunenud turvas	49,3	1,3	121
	Aktiivne reservvaru	vähelagunenud turvas	263,29	1,4	390
		hästilagunenud turvas	746,6	2,5	3350
	Passiivne reservvaru	hästilagunenud turvas	424	2,6	2668
Kurna	Kokku:		186,2	2,2	845
	Aktiivne reservvaru	vähelagunenud turvas	20,5	1,1	26
		hästilagunenud turvas	129,76	1,2	533
	Passiivne reservvaru	hästilagunenud turvas	56,44	2,1	286
Peningi	Kokku:		4950,87	4,0	27857
	Aktiivne tarbevaru	vähelagunenud turvas	398,42	1,4	548
		hästilagunenud turvas	596,10	2,6	2491
	Passiivne tarbevaru	vähelagunenud turvas	25,41	1,2	35
		hästilagunenud turvas	42,98	22	154
	Aktiivne reservvaru	vähelagunenud turvas	225,81	1,6	419
		hästilagunenud turvas	2537,30	2,0	14250
		järvelubi	179,07	0,9	1665
		järvemuda	23,05	0,7	35
	Passiivne reservvaru	hästilagunenud turvas	1782,09	2,1	9960
Rae	Kokku:		739	2,3	3083
	Aktiivne tarbevaru	vähelagunenud turvas	593	1,2	768
		hästilagunenud turvas	739	1,1	1340
	Passiivne tarbevaru	vähelagunenud turvas	593	1,2	285
		hästilagunenud turvas	739	1,1	690
	Passiivne reservvaru	järvemuda	123	0,6	198
Rummu (Kodasoo)	Kokku:		349	1,7	1529
	Aktiivne tarbevaru	vähelagunenud turvas	98	1,5	317
		hästilagunenud turvas	349	1,7	954
	Passiivne tarbevaru	vähelagunenud turvas	21	1	21
		hästilagunenud turvas	59	1,9	237
	Reservvaru	järvemuda	321	0,7	279

turvast kasutatakse aiandusturbaks ja hästilagunenud turvast kütteturbaks. Vähelagunenud turba tuhasus on 2,7 % ja pH 2,9 ning hästilagunenud turba tuhasus 6,1 % ja pH 4,3.

Rummu (Kodasoo) turbamaardla (Registrikaart 0215, 2001; Salo, 1987) asub Kuusalu vallas. Maardla tööstusliku lasundi pindala on 349 ha. Turbalasund ümbritseb läänest, põhjast ja idast Rummu järve ja selle tööstusliku lasundi kontuur on ellipsoidi kujuline. Maavara moodustab vähe- ja hästilagunenud turvas. Aiandusturbaks sobiva vähelagunenud turba tuhasus on 3,6 % ja pH 3,0 ning kütte- ja väetusturbaks sobiva hästilagunenud turba tuhasus on 6,10 % ja pH 6,0. Rummu järve põhja on settinud raviomadustega järvemuda.

Turba leiukohad:

Aaviku turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Jürist 3,5 km lõunas. Madalsoolasundiga leiukoht on kogu ulatuses kultuuristatud. Tööstuslasundi pindala on 18 ha, keskmine turba paksus 0,90 m ja turba passiivne varu on 43 tuh t. Sobib kütte- ja väetusturba tootmiseks. Kuna ala on kogu ulatuses kultuuristatud, siis ei soovitata turbavarusid kasutada.

Aruküla turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Arukülast 3 km põhjas. Leiukoha põhja- ja lääneosas esineb siirdesoolasund, ülejäänud alal madalsoolasund. Aktiivse reservvaruga ala tööstuslasundi pindala on 202 ha, keskmine turba paksus 1,36 m ja turbavaru on seal 588 tuh t. Passiivse reservvaruga ala tööstuslasundi pindala on 85 ha, turba keskmine paksus on 1,17 m ja turbavaru on 202 tuh t. Sobib kütte- ja väetusturba tootmiseks.

Arumäe turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Arukülast 4 km loodes. Leiukoha keskosas esineb raba-segalasund. Lasundi alumised kihid on moodustunud madalsooturbast. Tööstuslasundi pindala on 32 ha, keskmine turba paksus on 1,41 m ja aktiivne reservvaru on 89 tuh t. Sobib kütte- ja väetusturba tootmiseks.

Kaberla turbaleiukoht (Orru jt, 1981; 1992) asub Kaberneeme lahest 1 km lõuna pool. Soo pindala on 309 ha, millest tööstuslasund moodustab 104 ha aktiivse reservvaruga 0,18 mln t. Soo õhukeselasundilistel äärealadel levib madalsoolasund, sügavamas osas aga rabalasund. Lasundi paksus on 1,4–2,1 m, lagunemisaste 15 %, tuhasus 2,1 % ja niiskus 91 %. Alusturvast on 80 ha. Soo on soovitatav jätta looduslikku seisundisse.

Saha turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Lagedilt 2 km kagus. Leiukoha keskosas levib siirdesoolasund. Madalsoolasund esineb valdavalt leiukoha põhja- ja lõunaosas. Tööstuslasundi pindala on 90 ha, keskmine turba paksus on 1,26 m. Aktiivne reservvaru on 213 tuh t. Sobib kütte- ja väetusturba tootmiseks.

Saunja turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Jõelähtmest 11 km idas. Kogu leiukoha piires levib madalsoolasund. Tööstuslasundi pindala on 48 ha, keskmine turba paksus 2,53 m. Aktiivne reservvaru on 301 tuh t. Sobib kütte- ja väetusturba tootmiseks.

Sillaotsa turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Raasikult 6 km lõunas. Leiukohas levib madalsoolasund. Turba aktiivse reservvaruga ala pindala on 66 ha, keskmine turba paksus 1,02 m ja turbavaru 165 tuh t. Turba passiivse varuga ala pindala on 14 ha, keskmine turba paksus 0,97 m ja turbavaru 28 tuh t. Sobib kütte- ja väetusturba tootmiseks.

Telliskivi turbaleiukoht (Veldre, 1993) asub Raasikult 7 km kagus. Leiukohas esineb madalsoolasund. Tööstuslasundi pindala on 59 ha, keskmine turba paksus on 0,95 m ja aktiivne reservvaru on 137 tuh t. Sobib kütte- ja väetusturba tootmiseks.

Turba perspektiivalad:

Saha-Loo perspektiivala asub vahetult Maardu järvest edelas. 1–2 m paksuse madalsoolasundi pindala on 223 ha.

Jõelähtme perspektiivala asub 0,7 km Jõelähtme asulast põhja pool. 1–1,5 m paksuse madalsoolasundi pindala on 63,5 ha.

Kihmla ja Paasiku perspektiivaladena on väljaeraldatud Kihmlast 1,5 km kirde pool asuvad suhteliselt väikeste pindaladega (13 ja 19 ha) raba-alad väikesoodes. Umbes 2 m paksune turbalasund koosneb raba- ja madalsoolasundist.

JÄRVEMUDA. Riiklikku Maavarade Registrisse kantud järvemuda maardlad alal puuduvad.

Rummu järvemuda leiukoht (Ramst, 1981) on seotud Jõelähtmest lääne pool asuva Rummu järve ja seda ümbritseva sooga. Kuni 4,8 m paksune järvemuda kiht hakkas moodustuma Rummu järve eraldumisel Joldiamerest. Tänapäevase, pidevalt kahaneva järve piires on järvemuda lasundi pindala 44,0 ha ja lasundi keskmine paksus 2,1 m. Järve keskmine sügavus on 0,7 m. Järvemuda aktiivne reservvaru on 146 tuht, passiivne reservvaru 8 000 t, tuhasus 35,6 %. Järve ümbritseva Kudasoo turbamaardla ligi 2 m paksuse turbakihi alla jääva järvemuda varu on iseloomustatud tabelis 5. Rummu järve muda sobib nii väetisena kasutamiseks kui ka keemiatööstuse tooraineks.

Maardu järvemuda leiukoht (Ramst, 1991) on seotud Maardu järve ja seda ümbritseva sooga. Kuni 5,9 m paksune järvemuda kiht hakkas moodustuma peale Maardu järve eraldumist Joldiamerest. Tänapäevase järve piires on järvemuda lasundi pindala 168,0 ha ja lasundi keskmine paksus 3,1 m. Järve keskmine sügavus on 3,3 m. Järvemuda aktiivne tarbevaru on 685 tuht, passiivne tarbevaru 39 tuht, tuhasus 26,0 %. Järve ümbritseva Saha-Loo soo turbakihi alla jääva järvemuda varu ei ole uuritud. Maardu järve muda sobib kompleksväetiste tootmiseks, loomasööda tootmiseks see mitmete komponentide (SiO_2 , AlO_3 , Fe_2O_3 , MgO , Cu , Mn) kõrge sisalduste tõttu ei sobi. 1991 aastal uuriti sapropeeli kasutamise võimalusi kaevanduste puistangute haljastamisel (Grinevitš, 1991).

Limu järvemuda leiukoht (Ramst, 1981) asub 4,5 km Vaskjala asulast kagu pool, on seotud Limu järve ja seda ümbritseva sooga. Sapropeelilasund on levinud kogu järve ulatuses (15,6 ha) ning 67,2 ha suurusel alal turbalasundi all. Tänapäevase järve piires on järvemuda lasundi keskmine paksus 2,6 m. Järve keskmine sügavus on 0,5 m. Järvemuda aktiivne reservvaru on 54 tuht ja tuhasus 20,2 %. Väljaspool järve õõtsiku ja turba all oleva sapropeelilasundi keskmine paksus on 1,1 m ning prognoosne varu 94 tuht. Limu järve muda pakub tööstuslikku huvi kompleksväetiste, bioloogiliselt aktiivsete ainete ja aminohapete tootmise allikana.

Peningi järvemuda leiukoha (Orru jt, 1981; Klimenko, 1989) turbamaardla alla jääva järvemudalasundi aktiivne reservvaru 23,05 ha-l on 35 tuht ja järvelubja aktiivne reservvaru on 179,07 ha-l on 1 665 tuht (tabel 5).

Rae järvemuda leiukoha (Orru jt, 1981, 1989; Klimenko, 1992) turbamaardla alla jääva järvemuda passiivse reservvaru suuruseks on 123 ha suuruse pindala ja 0,6 m keskmise paksuse juures hinnatud 198 tuht (tabel 5).

Kostivere raba ja teiste väiksemate soode laiguti leviv järvemuda kiht praktilist tähtsust ei oma.

RAUAPIGMENT.

Kroodi rauapigmenti leiukoht (Rändur, 1998) asub Maardust loodes Kroodi oru vasakul kaldal. Leiukoha pindala on 5,3 ha. Kasuliku kihi moodustab 0,1–0,25 m paksune rauamulla kiht. Lillaka varjundiga pruunikaspunases rauamullas on valdav pigmenditüüp rauamennik ja domineeriv rauamineraal hematit. Keskmine Fe_2O_3 sisaldus on 52,04 %. Kasuliku materjali maht on 10 364,6 m³.

3.GEOMORFOLOOGIA

Uuritud piirkonna kaasaegne reljeef (joonis 13) on kujunenud pikaajalise geoloogilise arengu tulemusena alates Kesk-Ordviitsiumist kuni tänapäevani. Järelikult on ka reljeefi elemendid erivanuselised. Vana reljeefi vormid kujunesid välja aluspõhja kivimites, arenedes edasi liustikulisel perioodil ja mõjutades omakorda edaspidise reljeefi kujunemist.

Piirkonnas levivate vanimate, Kvaternaari-eelsete reljeefivormide – klindi, klindineemikute ja -lah-tede morfoloogiat on põhjalikult uurinud A. Tammekann (1940) ning viimastel aastatel K. Suuroja (1997). 2/3 vaatlusalusest piirkonnast kaardistati kuuekümnendatel aastatel mõõtkavas 1:50 000 tolleaegse Geoloogia Valitsuse poolt (Stumbur jt, 1965). Selle töö tulemuste põhjal koostati ka trükikaart 1:200 000 (Stumbur jt, 1966). Kaardilehe idapoolne osa jääb G. Eltermanni koostatud pinnakatte ja geomorfoloogilise kaardi 1:200 000 piiresse (Jõgi jt, 1966). Pinnamoe kujunemisest ja põhilistest liustikulise reljeefi vormidest on kokkuvõtlikult juttu A. Raukase, E. Rähni ja A. Miideli raamatus, mis ilmus 1971. a (Raukas jt, 1971).

Kuna kaardilehe põhjaosas on suures ulatuses tegemist rannaäärse piirkonnaga, siis on sealne reljeef, mida on uurinud H. Kessel, kujunenud Balti mere erinevate arengustaadiumite ajal toimunud merelainete tegevuse ja rannal toimunud settimis- ja abrasiooniliste protsesside tulemusena (Kessel, 1965; Kessel, 1979). Põhjalikult on uuritud Maardu ja Rummu järvenõo geoloogilist arengut ja seal levivaid setteid (Veski, 1998; Ramst, 1991). Soode uurimused on seotud põhiliselt Geoloogia Valitsuse töödega (Orru jt, 1981; Veldre ja Salo, 1993).

Reljeefielementide väljaeraldamise aluseks oli K. Kajaku poolt koostatud Eesti geomorfoloogilise kaardi (mõõtkavas 1:50 000) tugilegend (Kajak, 1992).

Maardu lehe geomorfoloogiline kaart ja seletuskiri on koostatud aastail 1991–1993 ja 1994–1996 läbiviidud suuremõõtkavalise (1:50 000 ja 1:25 000) geoloogilise kaardistamise tulemuste alusel (Meriküll jt, 1993; Suuroja jt, 1997).

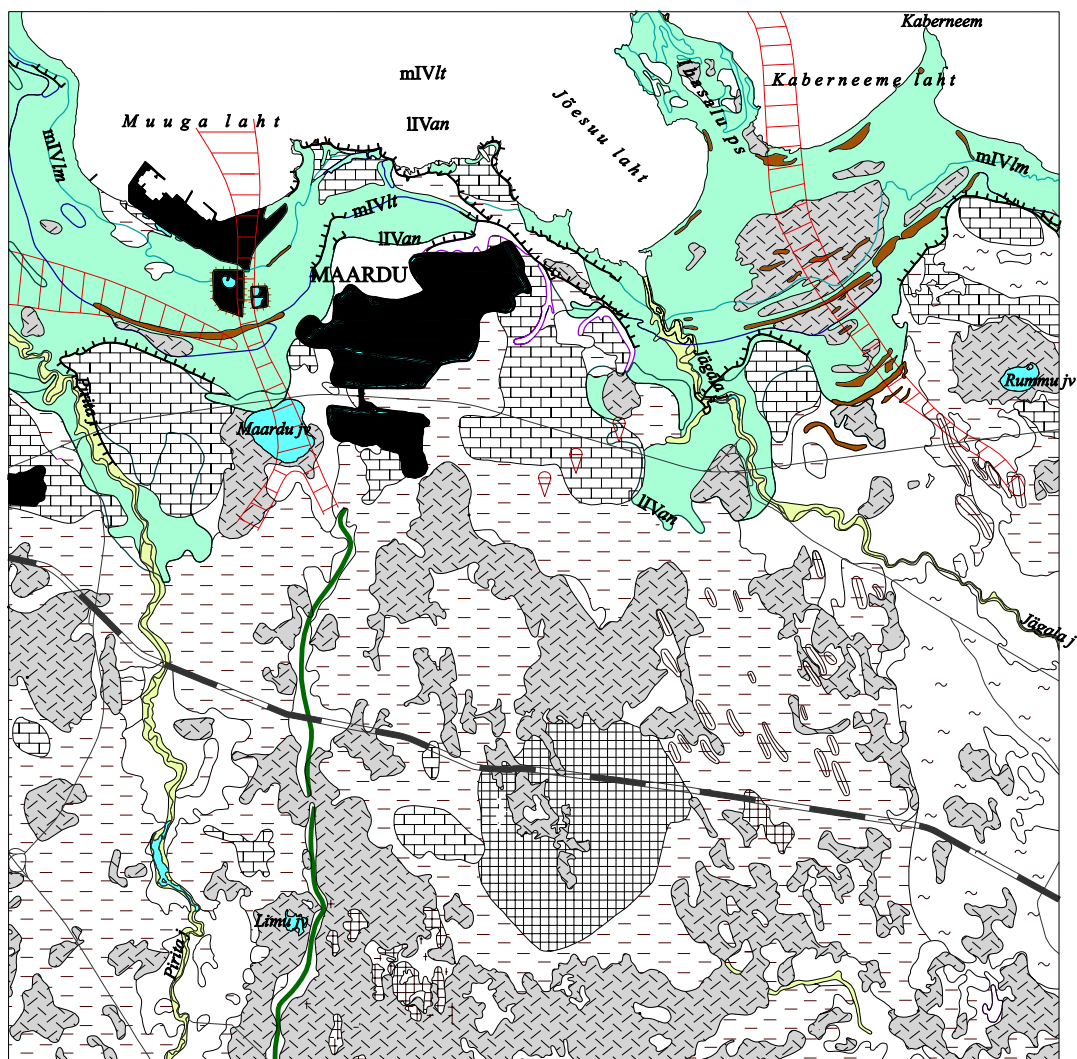
3.1. JÄÄTUMISEEELSE PINNAVORMID

Nõrgalt lõuna suunas kaldu olevate erineva litoloogilise koostisega aluspõhjakihtide selektiivse denudatsiooni tulemusel kujunenud aluspõhja pealispinna reljeef on õhukese pinnakatte tõttu Maardu lehe põhjaosas jälgitav ka nüüdisaegsel maapinnal. Põhilised aluspõhja reljeefi elemendid uuritud alal on: Põhja-Eesti lavamaa, klindiesine madalik ja neid eraldav Põhja-Eesti panga astangute vöönd. Aluspõhja reljeefi on põhjalikult iseloomustatud peatükis 2.3, ent geomorfoloogia ja ala arenguloo paremaks mõistmiseks on reljeefielementide lühiiseloomustus ära toodud ka alljärgnevalt.

Kirjeldatava ala kõige tähelepanuväärsemaks pinnavormiks on Põhja-Eesti pank, mis sisemaise astanguna moodustab selgelt jälgitava klindiorgude ja -lahtedega tugevasti liigestatud piiri klindiesise madaliku ja Põhja-Eesti lavamaa vahel. Sageli on klindiastang mitmeterrassiline ja osaliselt mattunud. Klindiastang paljandub Kaberla–Valkla ja Kallavere–Ülgase klindipoolsaarel. Klindi suhteline kõrgus ulatub 25–35 m-ni ja absoluutne kõrgus on kuni 45 m (Kallavere–Ülgase kps.).

Klindiesise madaliku laius kaardistatud ala maismaa piires on 2–3 km, Kudasoo klindilahes 4,5–6 km. Madalik on kujundatud Alam-Kambriumi terrigeensetesse kivimitesse, mille nõrgalt põhja suunas kaldu pealispinna kõrgus on 10 m ümp kuni 20 m amp. Kõige madalamal (40–45 m amp) asub aluspõhja pealispind Kudasoo, Muuga ja Merivälja mattunud orgudes.

Põhja-Eesti lavamaa on kujundatud Ordoviitsiumi ladestu karbonaatkivimitesse. Maardu kaardilehe piires (Maardu rabakivi massiivi ala) ei kehti aluspõhja settekihilisele kompleksile omane väikene (2–3 m/km kohta) lõunasuunaline kallakus. Aluspõhja pealispinna kõrgus on nii klindineemiku-



0 2 4 km

- | | |
|--|---|
| Tehisvormid
Artificial surface form | Rannavall ja maasäär
Beach ridge and bay-mouth bar |
| Sootasandik
Moor plain | Oos, oosahelik
Esker |
| Jõeorg
River valley | Voor
Drumlin |
| Karstinõod ja -lehtrid
Karst depressions and sinkholes | Lainjas moreentasandik
Undulating moraine plain |
| Luide ja luiteahelik
Dune and dune ridge | Künklik moreenreljeef
Hummocky moraine |
| Järvetasandik
Lacustrine plain | Moreentasandik
Moraine plain |
| Balti mere akumulatiivne tasandik
The Baltic Sea accumulative terrace plain | Õhukese pinnakattega (<1m) ala
Area with thin (<1m) Quaternary cover |
| Rannavall ja põiksäär
Beach ridge and bay-mouth bar | Mattunud org
Buried valley |
| mIVlm — Limneamere kõrgeim rannajoon
Highest coastline of the Limnea Sea | a — Astag aluspõhja kivimeis:
a) paljanduv; b) mattunud |
| mIVlt — Litorinamere kõrgeim rannajoon
Highest coastline of the Litorina Sea | b — Escarpment in bedrock:
a) exposed b) buried |
| IIVan — Antsülusjärve kõrgeim rannajoon
Highest coastline of the Ancylus Lake | |

Joonis 13. Geomorfoloogia skemaatiline kaart.

Figure 13. Schematic geomorphological map.

tel ja -poolsaarte paeplatoodel kui ka ala lõunaosas 35–40 m. Aluspõhja reljeef avaneb lavamaa põhjapiiril asuvatel klindineemikutel ja klindipoolsaarte paeplatoodel, aga ka suhteliselt piiratud aladel Aruküla, Rae ja Pajupea ümbruses (foto 19). Rummu–Kostivere–Aruküla joonest kagus on aluspõhja pealispind kõikjal maetud kvaternaarisetete alla. Lavamaa laugjat põhjaosa liigestavad sellesse lõikunud 10–15 m sügavused Kudasoo ja Muuga mattunud orud.

Põhja-Eesti lavamaa laugelt nõlvalt algavad mattunud orud kujunesid põhiliselt jõgede erosiooni tulemusel, hiljem süvendasid neid pealetungivad liustikud, aga ka hääbuva liustiku alused vooluveed. Täidetud on nad peamiselt Pleistotseeni, aga ka hilisemate Balti mere arengustaadiumite setetega ning tavaliselt pole nad nüüdisreljeefis jälgitavad. Kõige läänepoolsem mattunud org uuritava alal on lääne–idasuunaline moreeni ja glatsiofluviaalse segateralise liivaga täitunud Merivälja org, mille maksimaalne sügavus kaardilehe piires on 50 m. Veidi ida pool suubub Maardu klindilahte põhja 0150lõunasuunaline lühike ja suhteliselt madal (20 m) Maardu mõisa lähedalt algav peeneteraliste jääjärveliste setetega täidetud Muuga mattunud org. Idapoolsem, Kudasoo mattunud org, on edela–kagusuunaline ja selle sügavus ulatub põhjaosas kuni 40 m.

3.2. LIUSTIKULISED PINNAVORMID

Üks põhilisi reljeefi kujundavaid tegureid oli Pleistotseeni jäätumine. Kuna Alam-Pleistotseeni setteid uuritud piirkonnas kindlaks tehtud ei ole, siis puuduvad ka andmed toleaege reljeefi kujundavate või mõjutavate tegurite kohta. Uuritud alal, nagu ka kogu Põhja-Eestis, on liustiku kõige olulisemaks reljeefi kujundavaks teguriks tema kulutus e eksaratsioon. Tõenäoliselt paiknes ala liustiku eksaratsiooni piirkonnas ka viimastele jäätumistele (Valdai, Weichsel) eelnenud jääaegadel. Liustiku kulutusvormidest on olulisemad Põhja-Eesti lavamaa kulutatud pealispind, eksaratsiooninõod või -vagumused klindilahtede näol, mis eraldavad klindineemikuid. Väiksemaid liustiku kulutusvorme – jääkünde, -vagusid ja -kriime on säilinud vähe. Õhukese pinnakatte tõttu on lubjakivi pealispind porsunud ja jääkriimud hävinud. Väikesi 1–2 mm sügavusi jääkriime on leitud vaid Jägala lähedal. Nende asimuut on seal 155°. Liustiku- ja sulavesetete kuhjumine algas Põhja-Eestis alles hilisjäajal. Seega kujunes kirjeldatava piirkonna liustikuline reljeef välja põhiliselt Ülem-Pleistotseenis.

Glatsiaalsete e liustikutekkeliste moodustiste hulka kuuluvad voorestikud, künklik moreenreljeef ning moreentasandikud (foto 20). Liustiku pealetungi ajal kujunenud väikevoori on arvukalt Raasiku ja Jägala jõe vahelisel alal. Nende pikkus ulatub 500–2000 m ja laius 150–200 m. Laugete nõlvadega (kallakus kuni 12°) loode–kagusuunaliste voorte suhteline kõrgus on 3,5–4,0 m. Need koosnevad veeriste ja munakatega moreenist, mille 0,5 m paksune ülemine osa on Balti jääjärve vete poolt läbi pestud. Liustiku hääbumisel kujunes ulatuslik künkliku moreenreljeefiga ala Aruküla–Raasiku–Kalesi piirkonnas. Moreenist koosnevad laugete nõlvadega (kallakus 5–8°) kindla orientatsioonita künkad on väga erineva suurusega. Nende pikkus on 100–400 m, laius 50–20 m ja kõrgus 3–5 m. Need künkad on tavaliselt ümmarguse või pikliku põhiplaaniga. Samal ajal kujunesid kaardilehe idaosas lainja pinnamoega moreentasandikud (foto 20, 21). Moreenikihi paksus on seal enamasti alla 5 m, klindineemikute piirkonnas 1–1,5 m. Tavaliselt kannavad moreentasandikud abrasioonijälgi (kivikülvid), sest nad allusid pika aja jooksul jääjärvede kulutavale tegevusele.

Glatsiofluviaalsed ehk liustikujõetekkelised pinnavormid on esindatud vaid akumulatiivsete liustikusiseste moodustiste – oosidega. Kaardistatud alale jääb Sillaotsa–Ruskavere radiaalse ooside süsteemi põhjapoolne, proksimaalne osa – Sillaotsa–Selja ooside ahelik. 7 km pikkune kitsas (laius 30–230 m) ja suhteliselt kõrge (5–8 m) põhja–lõunasuunaline ooside ahelik kujunes liustiku pikilõhedesse jämeda purdmaterjali sissekande tulemusena. Oosid on järsunõlvalised (kallakus 12–24°). Selja–Sillaotsa ooside aheliku jätkuna põhja poole võib vaadelda ka põhja–lõunasuunalist Kulli ja Saha asulate vahel



Foto 19. Aruküla lähedal on lõheline aluspõhi vähem kui meetri sügavusel. K. Ploomi foto.
Photo 19. Near Aruküla the fissured bedrock is covered with less than 1 m thick till bed.



Foto 20. Moreentasandik Aruküla lähedal. K. Ploomi foto.
Photo 20. Till plain near Aruküla.



Foto 21. Õhukese pinnakattega lainjas tasandik Jüri lähedal. K. Ploomi foto.
Photo 21. Undulating plain with thin Quaternary cover near Jüri.



Foto 22. Viirsavitasandik Igavere lähedal. K. Ploomi foto.
Photo 22. Varved clay plain near Igavere.

paiknevat 7 km pikkust 500–750 m laiust ja kuni 2 m kõrgust jämedateraliste glatsiofluviaalsete setete vööd.

Limnoglatsiaalsed ehk jääjärvelised reljeefivormid on kirjeldataval alal esindatud Balti jääjärve akumulatiivsete ja abrasiooniliste tasandikega ning mitmesuguste rannavormidega. Balti jääjärv kattis peaaegu kogu kaardistatud ala. Tänapäeva reljeefis on jääjärve erinevate staadiumite rannajooni tähistavaid rannamoodustisi vähe ja need levivad katkendlikult. Seetõttu on geomorfoloogilisel kaardil ulatuslikud jääjärvelised tasandikud esitatud liigestamata kujul. Samadel põhjustel on välja eraldamata ka Joldia mere reljeefivormid.

Peeneteralisest liivast moodustunud akumulatiivsed tasandikud kujunesid Põhja-Eesti platoo madalamates osades (foto 22). Tasandike pealispind on tasane ja sageli soostunud. Abrasioonilised tasandikud on laiemalt levinud ja need asuvad tavaliselt kõrgemal (abs. kõrgused u 40–50 m). Balti jääjärve abrasioonilisele tegevusele allusid tavaliselt moreentasandikud, harvem madalamad glatsiofluviaalsed pinnavormid, aga ka paeplatoo õhukese pinnakatttega või pinnakatteta kõrgendikud. Abrasiooni tunnuseks on kivikülvid Kihmla ja Kostivere lähedal. Balti jääjärve rannavormid on esindatud astangute, rannavallide ja maasäärtega Põhja-Eesti paeplatoo serval Ülgasel ning Mannivast lõuna pool. Kallavere–Ülgase klindipoolsaarel, paeplatoo põhjaservale kuhjunud lubakiviklibust koosneva 2 km pikkuse maasääre jalam asub absoluutsel kõrgusel 45 m ümp. Rannavallidest väärivad äramärkimist madalad pikad klibuvallid sama klindipoolsaare paeplatoo kirdeserval. Nende vallide jalami absoluutne kõrgus on 42,5–45 m.

3.3. HOLOTSEENI PINNAVORMID

Holotseeni reljeefi edasist kujunemist on mõjutanud enamasti Balti mere areng. Olulised pinnavormid kujunesid ka järvede, jõgede, põhjavee, soostumise ja tuule mõjul.

Antsülusjärve akumulatiivsed ja abrasioonilised tasandikud moodustavad klindiesise madaliku kõrgeima terrassi absoluutsel kõrgusel 22–34 m, väikese kallakusega mere poole. Abrasioonilised terrassid levivad piiratud alal Jägala ja Ülgase ümbruses, kus basseini abraderivale tegevusele allusid moreentasandikud ja paeplatoo põhjaosas õhukese pinnakatttega alad. Akumulatiivsed terrassid on enamlevinud, kuid nende laius on väga muutlik. Kui Kallavere–Ülgase klindipoolsaare kirdeosas ja Kaberla–Valkla klindipoolsaare põhjaosas ei ole Antsülusjärve akumulatiivseid terrasse välja kujunenud, siis Ihasalu–Jägala klindilahes ulatub selle laius 4,5 km-ni ja ala läänepiiril isegi 7,5 km-ni. Suhteliselt tasast terrassi liigestavad üksikud rannavormid ja soostunud laigud. Akumulatiivsed rannavormid on esindatud rannavallide, maasäärte ja põiksäärtega. Rannavallid kaardistatud ala lääneosas on kitsad, madalad ja nende pikkus ulatub 1,5 km-ni. Vallide merepoolsed nõlvad on laugemad, maismaapoolsed järsemad. Suurimad põiksääred paiknevad ala lääneosas, Iru ja Kroodi asulate lähedal. Need koosnevad pikkadest (1–2 km), kitsastest (150–200 m) ja asümmeetrilistest vallidest, millede merepoolsete nõlvade kallakus on 5–8° ja vastasnõlva kallakus üle 10°. Põiksäärte kõrgus ulatub 7 m-ni. Hästi kulutatud jämedateralisest materjalist – munakatega kruusveeristikust koosnevad põiksääred asuvad absoluutsel kõrgusel 32,5–35 m. H.Kesseli järgi kujunesid nii Kroodi kui ka Iru põiksääred Antsülusjärve transgressiivse staadiumi A_1 ajal (Kessel, 1965). Sama transgressiooni ajal kujunes ka 2 km pikkune Jõelähtme maasäär Kallavere–Ülgase klindipoolsaare lääneserval. Laia ja suhteliselt madala (kuni 2 m) maasääre jalam asub absoluutsel kõrgusel 33–34 m. Antsülusjärve abrasioonile allusid klindiasangud kõigi klindipoolsaarte, -neemikute ja -platoode nõlvadel.

Litoriaamere akumulatiivne terrass asub klindiesisel madalikul absoluutsel kõrgusel 10–22 m. Tema laius ulatub Muuga klindilahes 2 km-ni. Terrassi pealispind on tasane, meresuunalise kallakusega, olles liigestatud üksikute luigestunud barride ja soostunud piirkondadega. Tavaliselt 1–2 m kõrgused pikad luigestunud rannabarrid on laiema levikuga Kodasoo ja Muuga klindilahe piirkonnas. H. Kesseli

uuringute põhjal kujunesid need absoluutsel kõrgusel 20–22 m ümp asuvad rannabarrid Litoriinamere transgressiivse taseme L_{II} ajal (Kessel, 1965). Jägala barr Kudasoo klindilahes on 7 km pikk ja umbes 100 meetri laiune. Morfoloogiliselt kujutab see endast asümmeetrilist valli, mille merepoolse nõlva kallakus on 5° ja vastasnõlva kallakus $8\text{--}17^\circ$. Barri pealispind on eooliliste protsesside poolt ümber kujundatud, millega seoses eelpool toodud nõlvade kallakusnurgad võivad olla moonutatud. Kohati on suhteliselt tasasel barri lael võimalik jälgida madalaid 0,5–1,0 m kõrguseid luitevalle. Litoriinamere abrasiooniliste pinnavormidena võib vaadelda abradeeritud väikesi moreentasandikke Ülgase ja Muuga lähedal. Litoriinamere abrasioonilisele tegevusele allus klindias tang Kaberneeme–Valkla klindipoolsaare põhjaosas.

Limneamere akumulatiivsed ja abrasioonilised terrassid levivad kitsa vööna allpool 10-ndat absoluutkõrgusjoont, Litoriinamere terrasside ja tänapäevase Balti mere rannajoone vahel. Akumulatiivse terrassi laius ulatub mõnekümnest meetrist Tahkumäe neeme lähedal kuni 4–5 km-ni Ihasalu poolsaarel. Kudasoo klindilahe piires liigestavad laia akumulatiivset tasandikku Suurlageda raba ja arvukad luiteahelikud. Ihasalu poolsaarel esineb selle terrassi piires rohkesti madalaid rannavalle. Suurim neist on u 1,5 km pikkune, kuni 2,5 m kõrgune ja koosneb see veeristega kruusliivast. Litoriinamere abrasioonilised terrassid levivad Kallavere–Ülgase klindipoolsaare põhjaosas, Ihasalu poolsaarel ja Muuga ümbruses. Kui Muuga ja Ülgase vahel allusid basseini abradeerivale tegevusele moreentasandikud ja õhukese pinnakattega alad, siis Ihasalu poolsaarel ka väikesed jääjärvelised tasandikud. K. Orviku järgi on tänapäevase Soome lahe rand kirjeldatava ala piires tüüpiline õgvenduv laheline kulutus-kuherannik (Lutt ja Raukas, 1993). Viimsi, Ihasalu ja Kaberneeme poolsaare ranniku murrutusel moodustuv settematerjal, valdavalt liiv, liigub lainetuse ja hoovuste mõjul piki rannikut lahtede pära suunas, moodustades seal ulatuslikul alal liivarandu. Tahkumäe neeme ja Koljuotsa vahelisel alal levib pankrannik, kus murrutusjärsak on kujunenud Kambriumi kivimitesse (fotod 23 ja 24). Panga maksimaalne kõrgus on seal 9,2 m.

Ülalpool loetletud reljeefivormid kujunesid meres, ent kaardistatud alal on levinud ka kontinentaalsetes tingimustes kujunenud reljeefivormid (jõeorud, karstivormid, järvetasandikud, luited, sootasandikud), mis hakkasid välja kujunema niipea, kui piirkond vabanes lausalise jää- ja veekihi alt.

Ühtedeks ilmekamateks reljeefivormideks kaardistatud piirkonnas on **jõeorud**. Need on kujunenud 2 suurema jõe (Pirita ja Jägala) ja terve rea väiksemate jõgede ja ojade (Jõelähtme, Kroodi, Kaberla jt.) voolutegevuse tulemusena. Läänepoolseim, Pirita jõe org on Põhja-Eesti paeplatoo piires Patikalt Saha asulani tüüpiline lavamaa tasasel alal kujunenud meandreerunud org. 20–40 m laiune ja 1,5–2,5 m sügavune jõesäng lookleb siin 150–300 m laiuses orus ja erodeerib moreeni ning jääjärvelisi setteid. Oru lamm on ühepoolne või pole kohati üldse välja kujunenud. Saha asula lähedal, kus Pirita jõe org lõikub Kunda ja Aseri lademe lubjakividesse, on jõgi kärestikuline. Kanjonilaadse oru laius on siin 100–250 m ja sügavus 10–15 m. Jägala jõe org kaardistatud ala idaosas on oma keskjooksul, nagu Pirita orgki, nõrgalt välja kujunenud. Suhteliselt kitsas (25–200 m) ja 2–5 m sügavune org on kuni Jägalani lõikunud moreeni ja jääjärvelistesse settesse. Sealt edasi põhja suunas kuni Jägala joani erodeerib jõgi aluspõhja karbonaatseid kivimeid. Põhja-Eesti klindilt langeb Jägala jõgi 8 m kõrguselt alla. Klindiesisel madalikul kulgeb Jägala jõgi sügavas meandreerunud kanjonilaadses orus. Klindilähedasel alal on jõgi kärestikuline. Omapärase ehitusega on Jõelähtme jõe org. Kuni Kostivereni voolab jõgi soode ja soostunud alade vahel nõrgalt väljakujunenud orus. Kostivere lähedal kaob jõgi karstilehtritesse ja voolab Jõelähtmeni piki 2,5 km pikkust maa-alust sāngi. Seal tuleb ta maapinnale ja on kuni suudmeni kujundanud välja järskude nõlvadega lammioru. Põhja-Eesti paekaldalt laskub Jõelähtme jõgi alla 12 meetrise kõrguse ja üheksaastmelise joastikuna ning liitub peale seda



Foto 23. Pankrandla Tahkumäe neeme ja Kaljuotsa vahel. H. Pärnaste foto.
Photo 23. Active cliff between Tahkuneeme Cape and Kaljuotsa.



Foto 24. Kambriumi kivimitesse kujunenud murrutusjärsak Savirannas.
Photo 24. Abrasion bluff in Cambrian blue clays in Saviranna.

Jägala jõega. Kroodi org sai oma tänapäevase kuju alles eelmisel sajandivahetusel, kui Maardu järve veed murdsid läbi tammi ning süvendasid lühikese ajaga jääjärvelistesse ja merelistesse liivadesse sügava (kuni 10 m) kitsa oru.

Põhjaveetekkelisi **karstivorme** on kaardistatud alal palju ja need on koondunud Kostivere karstialale. Karstialal, mille pikkus on 2,5 km ja laius 0,5 km, neeldub Jõelähtme jõgi Kostivere asula juures ja tuleb maapinnale Jõelähtme vanast sillast lõuna pool. Jõe maa-aluste teede piirkonnas esineb omapärane lookarst avalõhede, karstikraavide, kastjate ja koonusjate karstilehtrite ning orgude näol sügavusega kuni 5 m. Avalõhede vaheliste pangaste altõõnestus maa-aluse jõe harude poolt on põhjustanud pangaste langatumisi ja hävimisi, mille tulemusena on tekkinud kastjad karstilehtrid ja -orud ning kus leidub omapäraseid jäänukpangaseid. Karstiväljal leidub väikeseid koopaid. Neist suurim teadaolevaist on Karjakelder pikkusega 6 m, laiusega kuni 4 m, kõrgusega 2,5 m. Selle groti põhjas on alati vesi. Karstialal leidub ka tunnelilaadseid koopaid, mis on kallakud või horisontaalsed ja üks karstisild.

Järvenõgude käsitlemisel on otstarbekas eristada kaks järvede rühma: järved, mille areng on tihedalt seotud Balti mere arenguga ja järved, mis jäävad kohalike jääjärvede levikualale.

Esimesse rühma kuulub kirjeldatava ala suurim – Maardu järv (pikkus 1400 m, laius 920 m, pindala 64,9 ha). Põhja-Eesti lavamaal, põhja-loode–lõuna-kagusuunalises vagumuses (Kroodi mattunud orus) asuva Maardu järve nõgu on ümara põhijoonisega ja väga lame. Järvenõgu on osaliselt täitunud järvesetetega ning lääne- ja lõunaosas soostunud. H. Kesseli andmetel eraldus Maardu järv merest laguunina Antsülusjärve varasema staadiumi ajal (Kessel, 1965). Sarnase arengulooga on ka Rummu järv ala idapiiril. Järv paikneb Põhja-Eesti lavamaal, lamedas soostunud nõos 3 km kaugusel klindist. 49,6 ha suuruse järvenõo pikkus on 1000 m ja suurim laius 730 m. Järve eraldumine merest toimus Joldiamere staadiumi ajal 9 825 aastat tagasi (Veski, 1998). Teise järvede rühma kuuluvad Limu, Lõilasmäe ja Mädajärv. Nende järvenõgude kujunemine algas liustiku taganemise Pandivere staadiumi ajal. Glatsiaalsed nõod kujunesid välja hilisglatsiaalis liustiku eksaratsiooni ja liustikusetete ebaühtlase akumulatsiooni tulemusena. Jääjärvede vesi ujutas üle ka glatsiodepressioonilised nõod. Mandrijää kiire taandumine ja veetaseme alanemine tõid kaasa ka väikeste hilisglatsiaalsete järvede tekkimise. Lõpliku kuju võisid need järvenõod omandada alles holotseeni alguseks. Eelpool loetletud teise rühma kuuluvate järvegrupi järvede pindalad on väikesed ja sügavused pole suured, sest järvenõod on nüüdisajaks täitunud mitme meetri paksuse järvemudaga. Tehisliku tekkega on Vaskjala veehoidla, pikkusega u 1,5 km.

Tuuletekkeliste reljeefivormide – rannaluitevallide ja luiteahelike levik kirjeldatavas piirkonnas on suhteliselt lai. Suuremad levikualad on Suurlageda soo ümbruses. Vanimad luitevallid on seotud Balti jääjärve rannajoonega, paiknedes absoluutsetel kõrgustel 40–42,5 m. Antsülusjärvega seotud luiteid on kujunenud arvukalt Kodosoo klindilahes. Need asuvad absoluutsetel kõrgustel 33–35 m. Muuga ja Kodosoo klindilahes asuvad Litoriinamere transgressiivse taseme rannajoonega seotud luitevallid (absoluutsel kõrgusel 20–22 m) on kujunenud rannabarride pealispinna ümberkujundamise tulemusena. Madala ja kitsa Maardu–Muuga luiteaheliku pikkus on 3,5 km. Pikad, üksteise suhtes paralleelsed luiteahelikud levivad ka Jägalast ida pool Kodosoo klindilahe piires. Kaardistatud ala kirdeosas on arvukalt Limneamere staadiumi ajal kujunenud madalamaid luitevalle. Luitevallide pikkus on kuni 350 m, laius tavaliselt mõnikümme meetrit. Vall-luited esinevad luiteahelikes kulissitaoliselt, tihti ka mõjuvate tuulte tõttu hajusate vallidena.

Sootasandikud on kaardistatud alal levinuimad holotseensed reljeefivormid. Suurimad sood – Peningi, Kostivere, Aruküla, Jägala ja Kaugemäe on geneesilt vanemad – pärit Boreaalset kliimastaadiumist. Rae raba ja Kodosoo tekkisid veidi hiljem – Atlantilise kliimastaadiumi keskel ja Kaberla (Suurlageda) soo alles peale Limneamere taandumist Sub-Borealse kliimastaadiumi ajal. Olenemata soode vanusest on nende areng alanud enamasti madalsoostaadiumist, vaid Kaberla soos on

kõige alumisteks kihtideks siirdesooturbad. Järvelise tekkega on Peningi soo, Kostivere soo, Rae raba, Saha soo ja Kodasoo. Rabafaasi on sood jõudnud kas Atlantilise kliimastaadiumi algul (Peningi) ja lõpul (Rae) või Sub-Atlantilise kliimastaadiumi ajal (Kaberla). Sootasandikest on enamlevinud madalsootasandikud. Tihti ääristavad nad ka rabatasandikke. Nende makroreljeef on tasane, mikroreljeef mättaline. Ulatuslikud rabatasandikud levivad Peningi, Rae ja Kaberla soodes ning Kodasoos. Neile on omane kumer pealispind, mida omakorda liigestab künkeline peenar-mikroreljeef väikeste rabajärvekestega..

Suurimad **tehnogeensed pinnavormid** on pinnasest kuhjatud Maardu settebassein-platood. Suurema platoo pikkus on 700 m, laius 300 m ja nende servade kõrgus ulatub 10 meetrini. Tehnogeensete pinnavormidena on vaadeldud mahajäetud Maardu fosforiidikarjääre ning Vão lubjakivikarjääri kaardile jäävat osa, aga ka ulatuslikku Muuga sadama ala.

4. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS

Hüdrogeoloogiline ja põhjavee kaitstuse kaart on koostatud, nii nagu teisedki, suures osas varem mainitud keskmise- ja suuremõõtkavalise geoloogilise kaardistamise kui ka otsingu- ja uuringutööde materjalide põhjal. Lisaks on kasutatud suuremates asulates läbi viidud põhjavee keemilise koostise uuringute (Savitskaja jt, 2000; Savitskaja jt, 1997; Tennokesse jt, 1991) materjale. Puuraukudest on hüdrogeoloogiline andmestik ligi 20 puuraugu kohta maaparandusobjektide uuringult, lisaks veel 20 Aruküla õlireostuse uuringute puurauku. Valdav andmestik pärineb aga 580-st andmebaasi "Põhjavesi–Puurkaev" kantud tarbepuurkaevust. Veepunktide keskmine tihedus on 1 puurkaev 1 km² kohta, kuid põhiline osa neist paikneb tihedama asustusega loode- ja lääneosas ning ca 100 puurkaevul ei ole passiandmeid.

Kaardil on kujutatud põhiliselt kivimite kollektoromadusi ja nende veeandvust. Selle koostamisel on kasutatud rahvusvahelist tugilegendit "Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend" (Struckmeier, Margat, 1995) ja Eesti hüdrogeoloogilise kaardi M 1:400 000 (Perens, 1998) legendi, kusjuures põhiliseks on jäänud ikkagi Eesti hüdrogeoloogilise kaardi M 1:50 000 tugilegend (Kajak jt, 1992). Ala paikneb Balti arteesiabasseini loodeosas, kus põhjavesi esineb pinnakattes, aluspõhja ja kristalse aluskorra kivimeis. Suurima mahu ja levialaga neist on aluspõhja kivimitega seotud põhjavesi. Ala hüdrostratigraafiline liigestus on toodud tabelis 6.

Kvaternaari (pinnakatte) setetes esinevad valdavalt surveta vett sisaldavad ja vahetult meteoroloogilistele mõjuritele alluvad poorsed põhjaveekihid. Pinnakattes tungib kogu infiltratsioon ja seda läbib suurem osa põhjavee äravoolust. Pinnakatte ülemine osa või kohati kogu pinnakatte kuulub aeratsioonivöösse, kus peale filtratsioonivoolude liigub hulk vett auruna või kapillaarjõudude toimel. Suuremal osal alast esineb maapinnalt esimene aluspõhjaline veekiht Ordoviitsiumi lõhelistes ja karstunud karbonaatseis kivimeis, kus põhjavee liikumise kiirus on suur lõhedes ja maapinnalähedastes karstiõõnsustes. Ala põhjaosas moodustavad esimese aluspõhjalise veekihi poorsed terrigeensed kivimid ja mõnevõrra kõrgendatud mineraalsusega vee liikumiskiirus on väike. Aluskorra lõhedes esinev kõrgendatud mineraalsusega vesi on praktiliselt liikumatu.

Veepidemetena eristatakse (Perens, Vallner, 1997) kihte, mille transversaalne filtratsioonikoefitsient (K) on väiksem kui 10^{-2} m/d. Tegelik veevarustuse seisukohalt eristatakse piisavalt vettandvaid veekihte ning veekomplekse (kaevude valdav erideebit $q > 0,1$ l/(s×m) > 10 m³/d, $K > 1$ m/d) ning nõrgalt vettandvaid veekihte ja veekomplekse ($q < 0,1$ l/(s×m), $K < 1$ m/d) (Perens, 1998). Erideebitina tähistatakse kaevu tootlikkust (l/s) veetaseme alandamisel 1 meetri võrra pumpamise käigus (tootlikkuse jagatis üldise taseme alanemisega). Filtratsioonikoefitsiendina (K) mõistetakse kivimi või sette omadust lasta endast läbi gravitatsioonivett. Filtratsioonikoefitsient võib olla erinev (tavaliselt karbonaatses kompleksis) kihipindadega ristuv (transversaalses) suunas ning nendega paralleelses (lateraalses) suunas ja ta mõõtühikuks on m/ööpäevas (m/d). Tootlikkuse mõõtühikuna kasutatakse veetarbimises lisaks l/s ka m³/ööpäevas (m³/d).

4.1. KVATERNAARI VEekompleks

Kvaternaari veekompleksi, vaatamata sellele, et glatsiofluviaalsete setete levialal on see veerikas, suurimaks puuduseks on selle väike reostustaluvus. Kaardil ei ole veekompleks eristatud, kuid tingimärgiga on toodud mattunud orud, milledes võivad olla veevarustuse allikaks glatsiofluviaalsed setted. Enamik allpool kirjeldamist leidvaid veekihte on olulise põhjaveevaruta ega ole kaardil kujutatud, kuid setete levikut võib jälgida kaardikomplekti pinnakatte kaardil ja läbilõigetel.

Tabel 6. Hüdrostratigraafiline liigestus (Perens, Vallner, 1997; Perens, 1998, muudatustega).

Table 6. Hydrostratigraphical units.

Regio- naalne strat. skeem	Koha- likud ühikud	Hüdrogeoloogilised stratonid			Val- dav pak- sus, m	Vee- tase maa- pinnast, m	Deebit, l/s	Alandus, m	Eri- deebit, l/s×m
Lades- tu	Kihistu	Vee- komp- leks	Veekiht	Veepide					
	Holot- seen		tehnogeensed setted (tQ _{IV}) soosetted (bQ _{IV}) jõesetted (aQ _{IV}) meresetted (mQ _{IV})		10–20 2–5 ca 1 2–5	10–18 0,1–0,5 0,1–1 1–3	0,01–0,05 0,01–0,1	0,5–1,0 0,3–0,5	<0,1 0,05–0,2
Kvater- naar Q	Järva	Kvater- naari (Q)	jääjärve setted (lgQ _{III})		1–3	1–2			<0,1
				jääjärveline savi (lgQ _{III})	1–10				
			glatsiofluviaalsed (liustikujõe) setted (fQ _{III})		2–20	0,5–5	0,1–4	1–20	0,01–1
			glatsigeensed (moreen) setted (gQ _{III})		ca 2	1–4	0,01–0,1	0,5–2	<0,1
				glatsigeensed (moreen) setted (gQ _{III})	2–10				
Ordoviit- sium O _{2–3}		Ordoviit- siumi (O)	Ordoviitsiumi liigestamata		5–50	0,5–5	0,1–1	1–10	0,01–1,0
O ₁	Kalla-			Ordoviitsiumi veepide (O)	4–8				
Kamb- rium Є _{1–3}	vere	Ordoviit- siumi– Kamb- riumi (O–Є)	Ordoviitsiumi– Kambriumi (O–Є)		15–30	5–15	0,5–5	1–10	0,1–0,5
	Lükati			regionaalne veepide (Є ₁ lk–Є ₁ ln)	25–75				
	Lontova								
Vend V ₂	Voronka	Kamb- riumi– Vendi (Є–V)	Voronka (V ₂ vr)		15–40	2–55	0,5–5	0,5–10	0,2–1,5
				väljasuiduv veepide (V ₂ vr S)	0–5				
	Gdov		Gdov (V ₂ gd)		20–30	2–55	1–8	2–5	1,0–2,5
Paleo-Me- soprotero- soikum (PR _{1–2})			aluskorra murenemis- kooriku ja lõhelise vööndi põhjavesi (PR _{1–2})		5–25	5–55	0,1–1,0	10–40	0,005– 0,1
				lõhedeta aluskord (PR _{1–2})					

Tehnogeensed setted levivad valdavalt endise Maardu fosforiidikarjääri aladel ning ümbruses ja on esindatud aheraine puistangutega ja täitematerjaliga. Vaatamata suurele tusedusele (üle 10 m) ja headele filtratsiooniomadustele ($K=10\text{--}100\text{ m/d}$) sisaldavad setted põhjaveet vaid vähesel määral piirnemisalal Ordoviitsiumi veekompleksiga lõunaosas. Valdavalt moodustavad setted aeratsioonivöö ja kohati Ordoviitsiumi–Kambriumi põhjaveega ühise kompleksi. Põhjavesi on reostunud sulfaatidega ja kõrge mineraalsusega (üle 29 g/l). Muuga sadama lähedal settebasseinides on setted kohati nõrgalt vettpidavad.

Tuulesetted esinevad Põhja-Eesti panga esisel alal ja põhjavee esinemine luidetes on väga haruldane (tavaliselt vettpidav lamam puudub). Filtratsioonikoefitsient ulatub 2–3 m/d ja setted on olulised põhjavee kujunemisel sademete filtreerijana.

Järvesetted on vettsisaldavad vaid Maardu järve idapiiril, kus nad on hüdrauliliselt seotud järveveega ja ei vasta joogivee nõuetele. Suurema levikuga on vettpidavad (järvemuda) setted Maardu ja Rummu järve põhjas ja suuremates soolaikudes turba all.

Soosetete veekiht levib rabades ja madalsoodes. Veetaseme sügavus looduslikus seisundis soodes ei ületa poolt meetrit ja veekihi tusedus olenevalt turbalasundi paksusest on 2–5 m. Turbalasundi alumine osa (katotelm) on rabades väga aeglase vee liikumisega (hästilagunenud turba kiht) ja kohati isegi vettpidava iseloomuga. Filtratsioonikoefitsient (K) oleneb turba lagunemisastmest ja ulatub keskmiselt 0,01–0,1 m/d hästilagunenud turbas kuni 1 m/d vähelagunenud turbas. Kudasoo rabas on määratud erideebitiks 0,007 l/s×m (Jõgi jt., 1966). Kostivere raba keskosa kuni 50 % lagunenud turbast saadi filtratsioonikatsel isegi $K=1\text{--}3\text{ m/d}$ (Vassila, 1980). Kaardistamisalal valdavad madalsood ning rabakolded on sageli kuivendatud. Suuremates rabades (Peningi, Kostivere, Rae) on veerežiim turbatootmisega rikutud. Soovete pH (rabades) on alla 6, vesi on mineraalainetevaene, üllatavalt väikese NH_4^+ sisaldusega (0,01 mg/l) ja suhteliselt suure sulfaatidesisaldusega (lisaks toitumisele sulfaatiderikka põhjaveega seob turvas ka õhust saasteaineid). Looduslikes tingimustes on Kudasoo (Rummu) ja Kaberla sood (algandmed Kink jt., 1998).

Jõesetete veekiht levib kuni 1 m paksuse liivade ja kruusade kihina valdavalt Jägala jõe sängis. Väiksema paksusega on setted Piritä jõe sängis, kus esineb siiski ka igritsevaid allikaid. Pinnasevesi on hüdrauliliselt seotud jõeveega ja veepind on 0,2–0,5 m sügavusel. Filtratsiooniomadused pole kaardistusl alal uuritud, kuid analoogia põhjal suuremate jõgedega on $K=0,01\text{--}0,1\text{ m/d}$.

Meresetete veekiht levib peamiselt klindiesisel alal, vettkandvaks on peen- ja keskterised liivad ja veetase maapinnalt on olenevalt reljeefist 1–3 m. Peenliivade filtratsioonikoefitsient on suurusjärgus 1 m/d, ulatudes kohati esinevais kruusakais erimeis ligi 10 m/d. Praktikas tarbitakse veekihti üksikute salvkaevudega Viimsi ja Ihasalu poolsaarel ja Jägala jõe alamjooksu piirkonnas. Veekihi laialdasemat tarbimist takistab kõrge reostustundlikkus ja väike tusedus (vaid mattunud orgudes ca 10 m). Põhjavesi on valdavalt $\text{HCO}_3\text{--Ca}$ -tüüpi mineraalsusega 0,2–0,3 g/l, rannikul valdavalt 0,5 g/l. Sageli esineb põhjavees üldrauda üle 1 mg/l.

Jääjärve liivade veekiht levib Põhja-Eesti pangal Jägala jõe mõlemal kaldal, Maardu järve ümbruses ja põhja pool vanu fosforiidikarjääre ning kohati Patikast põhja pool. Veekihi filtratsiooniomadused pole alal määratud, kuid analoogia põhjal naaberaladega on liivade filtratsioonikoefitsient 0,1–1 m/d. Veekihti praktiliselt ei tarbita, põhjavee mineraalsus on 0,2–0,4 g/l ja ta on väga muutliku keemilise koostisega. Iseloomulik on kõrge rauasisaldus.

Jääjärve viirsavi eraldatakse traditsiooniliselt välja veepidemena ($K<10^{-4}\text{ m/d}$). Savi esineb 1–2 m paksuselt kohati kaardilehe lõunaosas ja lokaalselt suuremate soode lamamis ning kuni 10 m paksuste läätsedena moreenis klindiesisel.

Glatsiofluviaalsete setete veekiht. Kaardilehe lääne- ja edelaosas on veekiht survetu ja veetase 2–5 m maapinnast, kuid Selja–Sillaotsa oosi ja Leivajõe vahel on kuni 2 m tusedusega liivad mattunud

moreeni alla ja omavad suurt tähtsust karbonaatse kompleksi toitel Tallinna põhjaveehaarde piirkonnas puhta mageda veega. Setete $K=10\text{--}15\text{ m/d}$. Veetarbimises on olulisemad mattunud orgude glatsiofluviaalsed setted. Ihasalu poolsaarel ja Kaberneemel ning ka Merivälja mattunud oru eratarbijate puurkaevudes on saadud erideebitiks $0,4\text{--}1\text{ l/s}\times\text{m}$. Kui paeplatool on põhjavesi veekihis väikese mineraalsusega (alla $0,2\text{ g/l}$) $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ -tüüpi, siis rannikulähedastes mattunud orgudes ulatub mineraalsus juba $0,6\text{--}0,8\text{ g/l}$ ja vee tüüp muutub $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na-Mg}$ -ks ning iseloomulik on NH_4^+ ja rauasisaldus üle 1 mg/l . Kaberlast idas Kalevi-Liival esinevad setted sageli mattununa tuulesetete alla (Savitski, 1993).

Moreeni (glatsigeensete setete) veekihti tarbitakse tänapäeval väheste salvkaevudega. Põhiliselt on vee esinemine seotud alumise lokaalmoreeni või setete suurema paksuse puhul liivaläätsedega. Veekiht on tavaliselt veevaene ($K=0,05\text{--}0,1\text{ m/d}$) ning salvkaevud kuivavad suviti. Põhjavee mineraalsus on $0,4\text{--}0,8\text{ g/l}$ ja kohati sisaldub rauda üle 1 mg/l . Pinnasevesi allub kergesti reostusele ja veetüüp on $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ või $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na}$ ja vaid kaardilehe edelaosas on vesi $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ -tüüpi. Liivsavimoreen moodustab aga nõrga veepideme (K kuni 10^{-3} m/d) ja levib enam klindiesisel rannikualal (hüdrogeoloogilisel läbilõikel siiski toodud sporaadilise levikuga kihina arvestades võimalikku liivaläätsede esinemist moreenis).

4.2. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA -PIDAVAD KIHID

Ordoviitsiumi veekompleks levib kogu alal, välja arvatud Põhja-Eesti panga esine rannikumadalik, hõlmates kogu karbonaatkivimite lasundi. Veekompleks on nõrgelt surveiline vaid kohati kaardilehe kaguosas jääjärveliste savide all, kuid enamikul kaardistusalaal esineb survetuna ning aluspõhjakoivikuil võib aeratsioonivöösse kuuluda kuni 10 m tusedune karbonaatse kompleksi ülaosa. Põhjavee tehiresiimi alal (Maardu fosforiidikarjääri ümbrus, Lasnamäe elamurajooni idaserv) kuulub kohati kogu karbonaatkivimite lasund aeratsioonivöösse.

Lubjakivilasundi enim karstunud ja murenenud ülemise osa, murenemisevöö, paksus on enamasti $1\text{--}3\text{ m}$. Eesti karbonaatkivimite kompleksi avavatest puuraukudest (ca 300) tehtud vooluhulga karotaažid näitavad (Perens, 1998), et ülemine 15 meetrit annab ligi poole kogu puurauku tungivast veest ning 75-meetrit sügavust võib pidada kogu veekompleksi piisavalt vettandva osa alumiseks piiriks.

Sageli on aga puurkaevudes piisavalt vettandvaks lubjakivilasundi vaid $15\text{--}25\text{ m}$ tusedusega ülaosa. Kuna kaardilehe piires pole tehtud vooluhulga karotaaže puurkaevudest ega ka intervallpumpamisi, on Ordoviitsiumi veekompleksis loobutud vettapidavate ja vettandvate kihtide eristamisest vertikaalläbilõikes.

Murenemisevööst allpool hakkab avaldama filtratsiooniomadustele enam mõju ka kivimite litoloogia ning eelmainitud töös (Perens, 1998) on vabariigi keskmiselt karbonaatse kompleksi lateraalsele filtratsioonikoefitsiendile ($K=8,1\text{ m/d}$) lähedane vaid Rakvere lademe $K=6,3\text{ m/d}$. Ülejäänud lademetes kivimite $K=1,5\text{--}4\text{ m/d}$ ja väiksema veeandvusega paistavad silma Idavere ja Uhaku lade (vastavalt $0,3$ ja $0,7\text{ m/d}$) ning neile lähedaste väärtustega Volhovi ja Oandu lademed ($1,2$ ja $1,5\text{ m/d}$). Seega on kogu kaardistusalaal tegemist mõõduka ja väikese veeandvusega kihtidega, kus puurkaevude erideebitid kõiguvad vahemikus $0,01\text{--}0,5\text{ l/s}\times\text{m}$ ning $K=0,5\text{--}10\text{ m/d}$. Aluspõhja kõvikute piires on puurkaevude erideebitid valdavalt alla $0,1\text{ l/s}\times\text{m}$ ning vahetult ala läänepiirist läänes on Lasnamäe elamurajoonis enne tunnelkollektori rajamist saadud erideebitid Lasnamäe–Kunda lademeist $0,07\text{ l/s}\times\text{m}$ (Vatalin, 1980). Veekompleksi peamine toiteala – Pandivere kõrgustik – jääb kaardilehest kaugele kagusse ja seega omandab suurt tähtsust põhjavee lisatoitumine kohalike toitealadelt (aluspõhjakoivikud, karstinõod, oosid).

Kaardil väljaeraldatud mõõduka veeandvusega aladel esineb kohati mitu korda suurema deebiiga puurkaeve (pk 748 Raasikul, pk 5991 Anijal, pk 11549 Arukülas jne), mis viitab veeandvuse suurele pindalalisele muutlikusele lõhelisuse vööndite ja karsti esinemise puhul.

Põhjavee keemiline koostis on väga muutlik. Kui enamasti formeerub veekompleksis mage $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ -tüüpi vesi, siis klindiasangu läheduses on mineraalsus valdavalt 0,5–0,7 g/l ja veetüüp muutub $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ -ks ning tehistingimustes loodeosas on põhjavesi isegi mineraalsusega 1,0 g/l sama veetüübi puhul. Veekompleksi põhjaveele on iseloomulik suur karedus ja sageli rauasisaldus üle 1 mg/l.

Ordoviitsiumi regionaalse veepideme moodustavad Varangu kihistu savid ja Türisalu kihistu diktüoneemakilt ja traditsiooniliselt ka Toila kihistu glaukoniitlubbjakivid koos lamamiks oleva glaukoniitliivakiviga. Veepideme paksus on 3–10 m ja selle läbilaskvus teravalt anisotroopne. Kui lateraalne (külgsuunaline) filtratsioonikefitsient võib muutuda 0,001–1,0 m/d, siis transversaalne on enamasti suurusjärgus 10^{-6} – 10^{-5} m/d või isegi 10^{-7} m/d (Vallner, 1980).

Kaardilehel pole veepide välja eraldatud Maardu vana fosforiidikarjääri ümbruses ja maa-aluse kaevanduse alal, kus kivimite vettpidav iseloom on rikutud lõhkamistöödega.

Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleks levib Ordoviitsiumi veepideme all surveleena ja kitsal klindieelsel ribal survetuna, olles siin juba maapinnalt esimeseks aluspõhjaliseks veekompleksiks. Ta on esindatud Kallavere, Tsitre, Ülgase ning Tiskre kihistu liivakivi ja nõrgalt tsementeerunud aleuroliidiga ning kompleksi paksus on 15–30 m. Veeandvus väheneb sügavuse suurenemisega ning alumine 5 m läbilõiget (savikas aleuroliit) on sageli veetu.

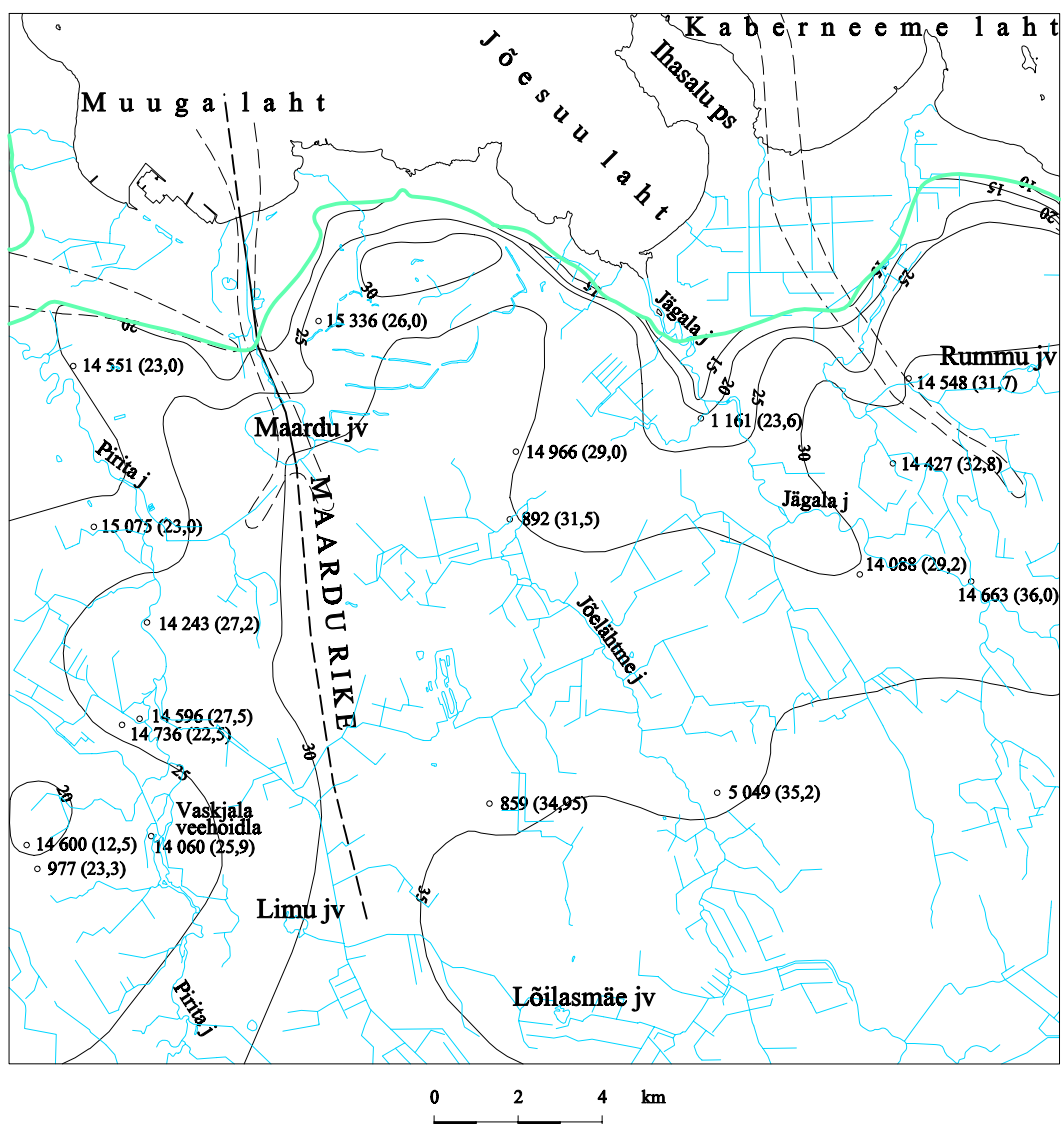
Peamiseks toitumisalaks on Pandivere kõrgustik ja veekompleksi survepind alaneb kaardilehe piires ligi 40 meetrilt kaguosas kuni 15 (10) meetrini väljakiildumisalal (joonis 14). Tegemist on põhilise ühisveevarustuse allikaga oma levikualal, ja seetõttu esineb ka väiksemaid survepinna depressioone (Rae–Jüri, Loo ühinenuna Lasnamäe alanduslehtiga), millised kahanevad aga ajas seoses veevõtu pideva vähenemisega viimaseil aastail. Rikkevööndis võib kompleks olla hüdrauliselt seotud Ordoviitsiumi veekompleksiga ja endise Maardu karjääri piires moodustab ühise kompleksi katvate tehnogeensete setetega.

Veekompleksi filtratsiooniomadused on väljapeetult ühetaolised: lateraalne K = valdavalt 1–3 m/d ja puurkaevude erideebitid 0,1–0,4 l/s×m. Vaid Maardu rikke (Muuga mattunud org) ja osaliselt Ihasalu–Jägala klindilahe piires esinevad ka puurkaevude erideebitid 0,5–0,7 l/s meetri alanduse kohta ning Maardu karjääris ulatub K kuni 10 m/d. Väiksem veeandvus (puurkaevude erideebit kohati alla 0,1 l/s×m) esineb Merivälja ürgorgu toitvatel Iru ja Viimsi klindiplatoodel.

Keemiliselt koostiselt on vesi mage (0,3–0,4 g/l) $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ -tüüpi (Aruküla ümbruses $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca}$ -tüüpi), kuid väljealal loodes, reostununa kaevandusvetega, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ -tüüpi mineraalsusega 0,5–1 g/l ja vanades kaevanduskäikudes isegi $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ -tüüpi mineraalsusega ca 2 g/l. Sageli on looduslikus põhjavees ülemäärane rauasisaldus ja kohati sisaldub klindiesisel alal ammooniumi üle 0,5 mg/l.

Lükati–Lontova regionaalne veepide levib kogu alal ja on esindatud eelnimetatud kihistute argilliidilaadsete savidega (sinisavi) ja ülemises ca 5 m läbilõikes kohati aleuroliidiga. See on läbilõike tüsedaim (kuni 75 m, vaid abradeeritud klindilahtedes 35–40 m) ja suurima isolatsioonivõimega veepide – transversaalne filtratsioonkoefitsient on enamasti 10^{-7} – 10^{-5} m/d (Vallner, 1980). Lontova kihistu alumist ca 10–20 m (viimast kaardilehe loodenurgas Tammneemes) tüsedusega Sämi kihistikku, kus liivakivi kihid vahelduvad sinisaviga, ei saa regionaalse veepideme hulka lugeda ning vaadeldakse koos Voronka veekihiga.

Kambriumi–Vendi veekompleksi kandjaks on eelnimetatud ladestute liivakivid ja aleuroliidid. Traditsiooniliselt jagatakse veekompleks Voronka ja Gdovi veekihiks. Kaardilehe kirdeosas on nad eraldatud Voronka kihistu Sirgala kihistiku aleuriitsaviga, ida- ja lõunaosas vaid õhukeste 2–5 m paksuste



- 11 548 Puurkaev ja selle number andmebaasis "Põhjavesi-Puurkaev" (sulgudes veetase 1999-2000. a)
Well and its number in the database "Groundwater-Well" (in brackets groundwater level in 1999-2000)
- 60— Hüdroidisopiees ja selle abs. kõrgus, m
Piezometric contour and its absolute altitude, in metres
- Veekihi leviku piir
Boundary of the aquifer
- - - - - Mattunud org
Buried valley
- - - - - Tektooniline rike
Tectonic fault

Joonis 14. Ordoviitsiumi-Kambriumi veekihi hüdroisopieesid (-isohüpsid).
Figure 14. Piesometric contours of the Ordovician-Cambrian aquifer.

aleuriitsavi läätsedega, kuid suuremal osal territooriumist neid eraldav veepide puudub. Sellele vaatamata eristuvad veeandvuses ja ka keemias ülemised Voronka aleuoliidid ja pisi- kuni peeneterised liivakivid Gdovi kuni keskteristest liivakividest. Hüdrogeoloogilisel kaardil on toodud vaid ülemise veekihi (V_2vr) veeandvus kaardipildis ja Gdovi veekihi veeandvus on jälgitav läbilõikel. See on ala põhja- ja loodeosas enimtarbitav veekompleks.

Intensiivse veevõtu tõttu moodustunud piesomeetrilise taseme alanduslehtri piiresse jääb kogu kaardilehe mandrialala (va Kaberneeme tipp). Alanduslehtri piires saab põhjavee liikumine suuna veehaarde keskosa (Tallinn) poole ning vee keemiline koostis võib muutuda halvenemise suunas (juurdevool teistest veekompleksidest, võimalik merevee intrusioon ja veekompleksis eneses toimuvad füüsikalise-keemilised protsessid). Lisaks survepinna alanemisele kasvab alanduslehtri piires ka survepinna kõikumise amplituud.

Voronka veekihi filtratsioonikoefitsient (K) on keskmiselt 1–5 m/d, puurkaevude erideebit (q) ei ületa tavaliselt 1 l/s×m. Erinevused veetasemeis alumise Gdovi veekihiga ei ületa 10 cm (Koogi seirejaam). Veekompleksi põhjavee survetase on kaardilehe piires 0 kuni 9 (10) m amp.

Veekihi põhjavesi on valdavalt HCO_3 -Cl-Ca-Mg-tüüpi (või HCO_3 -Na-Ca-Mg-tüüpi mattunud orgude piirkonnas) ja mineraalsus ulatub 0,4–0,9 g/l (mattunud orgudes 0,3–0,4 g/l). Võimaliku soolaka vee sissetung Voronka veekihti on modelleerimisega (Tamm, 2000) välja pakutud kaardi loodenurgas Tammneeme–Leppneeme rajoonis. Kuna võimalik kloriidide sissetung arvutati veevõtu ca kahekordistumisel veekompleksist, kuid praegu toimub pidev veetarbimise vähenemine (ja survepinna tõus), ei ole hüdrogeoloogilisel kaardil soolaka vee sissetungi piirkonda eraldatud.

Gdovi veekihi kivimite filtratsioonikoefitsient on keskmiselt 5–6 m/d (Perens, 1998) ning puurkaevude erideebitid vahemikus (keskmiselt) 1–2,5 l/s×m. Veekihi põhjavesi on suurema mineraalsusega kui Voronka veekihi, kuid veetüüp on sama. Veekihtide makroelementide sisalduse omavaheline suhe (V_2vr/V_2gd , mg/l) kloriidide puhul 82/170, ammooniumil 0,3/0,7, naatriumil 51/66, raual 0,3/0,4 ja mineraalsuse erinevus 0,4/0,5 (Tamm, 2000).

Aluskorra murenemiskooriku ja lõhelise vööndi põhjavesi on kõrgsurveline. Veetase on 1–5 m allpool merepinda ja erideebit ei ületa idaosas 0,05 l/s×m. Vesi esineb vaid kristalse aluskorra ülemises osas – murenemiskoorikus ning selle vahetus lamamis ja põhjavesi on mineraalsusega 1–5 g/l idaosas. Kuna II astme (savikas) murenemiskoorik, mis eraldab aluskorra vett Gdovi veekihi veest, on sageli abradeeritud ja säilunud on vaid I astme murenemiskoorik, siis on Gdovi veekihi põhjavesi hüdrauliliselt seotud aluskorra veega. Üksikutel juhtudel (Jägala puurkaev 1640) võivad lõhed aluskorras ulatuda kuni 50 m sügavuseni. Neeme massiivi piires pole kivimid praktiliselt allunud moondele ja arvestatav murenemiskoorik puudub. Kogu lehe piires valdab Cl- HCO_3 -Ca-Na-tüüpi või HCO_3 -Cl-Ca-Na-Mg-tüüpi põhjavesi.

4.3. PÕHJAVEE TARBEVARU JA SELLE KASUTAMINE

Pinnakatte põhjavett kasutab alal elanikkond (põhiliselt klindiesisel rannikualal) salvkaevudest üksiktalude tarbeks. Üksikud eratarbijate puurkaevud on rajatud mattunud orgude nõlvadel glatsiofluviaalsetesse setetesse (Kaberneeme kauplus, Ihasalu poolsaare kaguosa talud) ning märkimisväärses on veevõtt vaid Merivälja mattunud ürgoru põhjanõlval Pärnamäe kalmistu kümnekonna passistamata puurkaevuga.

Ordoviitsiumi veekompleksi põhjavett tarbivad arvukad üksiktarbijad salvkaevude ja madalate (alla 20 m) puurkaevudega. Veekompleksi kasutamist ühisveevarustuseks takistab selle looduslik kaitsmatus reostuse eest ja vähene veeandvus. Kinnitatud tarbevaru veekompleksil kaardilehe piires ei ole. Suurem veevõtt Ordoviitsiumi veekompleksist on seotud kaardilehe ida- ja lõunaosaga. Veetarbimine

on suurem Raasikul ($44 \text{ m}^3/\text{d}$ puurkaevudest 842 ja 874). Veetarbimise kohta Anijal (puurkaev 5991 asula keskses) ja tõenäoliselt suurema kui $10 \text{ m}^3/\text{d}$ tarbimise kohta Kulli ning Maardu järve aiandusühistutes puudub veearvestus. Kaardilehe loodeosas takistab veetarbimist veekompleksi reostus.

Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekompleksist moodustab veevõtt 90–95 % põhjavee üldtarbimisest kaardialal. Kinnitatud põhjaveevarud (jaanuarist 2000. a, Tallinnale märtsist 1999. a) ja prognoosvarud on toodud tabelis 7.

Tabel 7. Kinnitatud põhjaveevarud Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekompleksis.

Table 7. Groundwater approved reserves of the Ordovician–Cambrian and Cambrian–Vendian aquifer systems.

Veehaare	Tarbevaru (T_1)		Prognoosvaru (P)	
	O–€	€–V	O– €	€–V
Loo alevik	800	500		
Jüri alevik		500		
Maardu linn		7500	200	
Viimsi vald		3500		
Jõelähtme vald			400	400
Rae vald			1300	200
Anija vald			600	100
Tallinn				
a) Pirita	2300			
b) Lasnamäe		–		

Märkus: Lasnamäe piirkonnale on €–V tarbevaru kinnitatud vaid vahetult kaardilehest läänes. Kaardilehele jäävas Lasnamäe elamurajoonis tarbitakse pinnavett Tallinna Ülemiste veehaardest.

Põhjaveevõtu kohta on andmestik toodud hüdrogeoloogilisel kaardil (2000. a lõpu seisuga) ja arvestatud on vaid puurkaeve veetarbimisega üle $5 \text{ m}^3/\text{d}$. Veetarbimine on kaardipildis summaarne Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekompleksist. Suuremad Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi tarbijad on Loo (uuringud Vatalin, 1998), Jüri, Raasiku ja Aruküla alevikud ning vee tarbimine ei ületa P– või T_1 kategooria varu.

Kambriumi–Vendi veekompleksist on veetarbimine suurem loodeosas – Viimsi vallas ja Maardu linnas (joonis 15), kuid veevõtu pideva vähenemise tingimustes (ligi 10 % aastas) on olme- ja tootmisvee kasutamine veevarustuses vaid 50–60 % kinnitatud varudest.

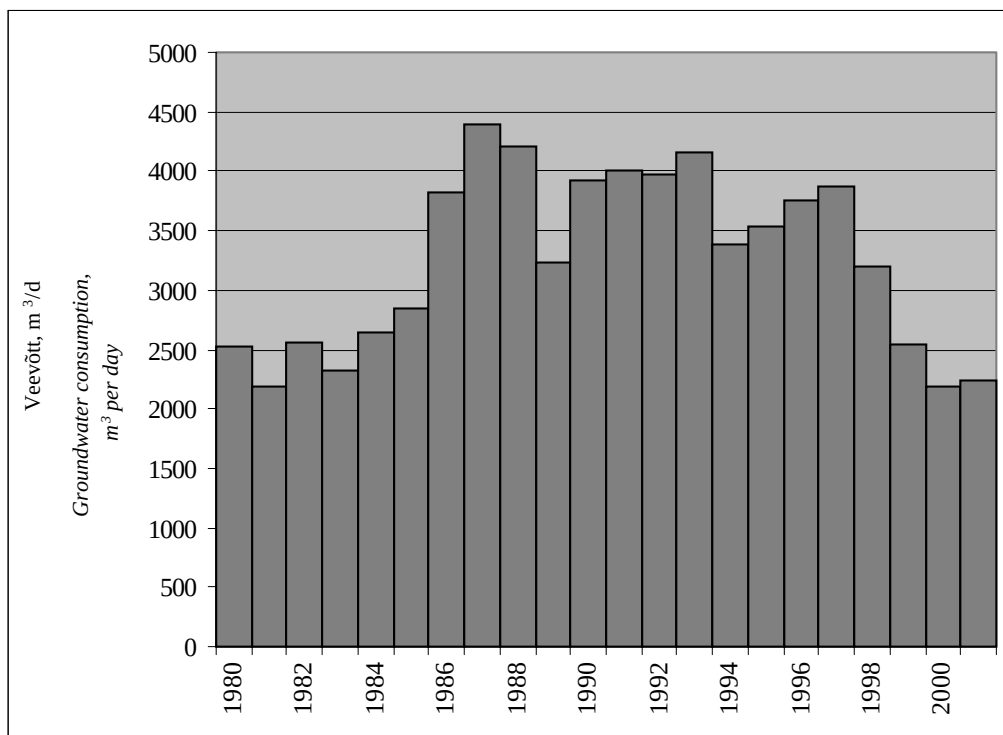
Veevõtu vähenemise põhjuseks on lisaks veetarbijate arvu vähenemisele ka veekasutuse täpsem arvestus ja kokkuvõtte. See vähenemine soodustab veevarude taastumist ja piesomeetrilise taseme alanduslehti vähenemist. Paljude veekompleksi tarbivate rannapiirkonna aiandusühistute veetarbimise kohta puudub andmestik, kuid ligikaudne veetarve oleks (Savitski, 1999) ühe aianduskrundi kohta aastas 80 m^3 kaardi kirdeosas kuni 10 m^3 loodeosas (Viimsi vald).

Väo lubjakivikarjäärist pumbati 2000. a välja $6\,050\,000 \text{ m}^3$ põhjavett, mistõttu on säilinud ka alandusleht Ordoviitsiumi veekompleksis.

Kaardistusala piiresse jääb Tallinna veevarude täiendamiseks rajatud Vaskjala veehoidla (kasutusmaht $0,6 \text{ mln m}^3$, maksimaalne veetase 38,8 m) ja Vaskjala–Ülemiste ning Jägala–Pirita kanal.

4.4. PÕHJAVEE RIIKLIK VAATLUSVÕRK JA PÕHJAVEE TASEME MUUTUMINE

Üleriigilise põhjavee seirega on alal hõlmatud Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekompleksi ning aluskorra lõhelise vööndi põhjavesi. Seirejaamad tegutsevad Koogil, hõlmates



Joonis 15. Põhjaveevõtt Kambriumi–Vendi veekompleksist Maardu veehaardel (Kallavere).

Figure 15. Groundwater consumption of the Cambrian–Vendian aquifer system at Maardu intake.

tasemevaatlusi kõigist kolmest kompleksist ja Muuga sadamas (tasemevaatlused puurkaevudest 424, 4734 ja 8914–8915 Kambriumi–Vendi seirel). Lisaks vaadeldi Koogil seirejaama tegevuse algusest 1992. a kuni 1997. a ka põhjavee temperatuuri muutusi ning Muuga seirejaamas kuni 2000. a põhjavee keemilist koostist. Kõige pikem vaatlusperiood on Muugal pk 424 (aastast 1955). Lisaks on Muugalt idas pk 427 vaadeldud aluskorra põhjaveetaset ja t° (hüdrogeotermiline gradient) aastail 1979–1997 ja Maardu linnas Kambriumi–Vendi põhjaveetaset pk 381 ja keemilist koostist 1962–1993. a puurkaevust 374. Ordoviitsiumi veekompleksi veetaset ja põhjavee keemilist koostist vaadeldi lõunaosas pk 1926 ja 1905–1906 (1979–1992. a). Kõik ülejäänud seirepuurkaevud olid rajatud pinnakattesse ja tasemevaatlused toimusid vahemikus 1969–1994. a seoses Tallinna pinnaveehaarde süsteemi rajamisega.

Tegutsevas Koogi seirejaamas on jälgitav veetaseme aeglane tõus nii Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksis (0,7 m viimase 7 aastaga) kui Kambriumi–Vendi veekompleksis (4,5 m kümne aastaga ühtlast tõusu). Ligi 10 aastat tagasi alanud põhjaveetaseme tõus Kambriumi–Vendi veekompleksis vähendab aeglaselt piesomeetrilise taseme alanduslehtri (milline hõlmab kogu kaardilehe ala) suurust ning selle keskmis on veetase tõusnud üle 10 m. Loodusliku põhjaveetaseme muutumist saab jälgida Kvaternaari ja Ordoviitsiumi veekompleksis (va loodeosa tööstuspiirkond). Surveta põhjavee vabapinna kõikumine sõltub peamiselt sademetest ja ala looduslikust drenitusest (Perens, 1998). Hästi on jälgitavad nii kevadine kui hilissügisene maksimum ja talvine ning suvelõpu miinimum. Põhjaveetaseme sesoonne kõikumine on suurim vabapinnalises Ordoviitsiumi veekompleksis, kus veetaseme aastane amplituud ulatub karstialadel 3–4 m (Jõelähtme jõe maa-alusel lõigul isegi 5 m), kuid kaardilehe ida- ja lõunaosas, kus esineb ka kohaliku survega põhjavett, ei ületa tavaliselt 1–1,5 m. Mineraalpinnasega võrreldes on

turbalasundeis veetaseme kõikumine väike (ei ületa 0,2 m). Sügavamate veekihtide survepinna kõikumine järgib maapinnalt esimese oma väikese hilinemisega ja taseme kõikumise amplituud väheneb vastavalt kihi sügavuse suurenemisele. Tehistingimustes (veekasutus, veeärastus, tehiskfiltratsioon) suurenevad põhjaveevoolu ja veevahetuse kiirus. Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksis on looduslähedastes tingimustes (seirekaev 1161) veetaseme kõikumise aastane amplituud 0,4–0,5 m ja Kambriumi–Vendi veekompleksis (seirekaev 1159) 0,3–0,4 m. Veekompleksis kasvab taseme kõikumise amplituud tehisrežiimi tingimustes alanduslehtri keskosa suunas (seirekaevus 8914 aastane amplituud 0,5–1 m).

4.5. PÕHJAVEE KAITSTUS

Põhjavee kaitstuse kaardi koostamise aluseks olid antud kaardikomplekti kuuluvad pinnakatte ja aluspõhja geoloogiline kaart ning ka andmebaasi “Põhjavesi–Puurkaev” andmestik. Värviga on kaardil kujutatud maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavee looduslikku kaitstust. Legendi koostamisel on eeskujuks võetud Eesti põhjavee kaitstuse kaardi mõõtkavas 1:400 000 legend (Perens, 2001), milline üksikute täpsustustega põhineb Eesti põhjavee kaitstuse ja antropogeense koormuse kaardi mõõtkavas 1:50 000 tugilegendile (Kajak jt, 1992). Lisaks legendile on suhtelise veepidemena käsitletud ka jääjärveliste mõllide levialad. Kaart on käsitletav vaid põhjavee kaitstuse kaardina ja seetõttu puuduvad seal antropogeense koormuse elemendid (reostuskoormus). Erandina on toodud vaid veehaarded kui põhjavee survepinna alandajad ning piirkonnad, kus aluspõhja maavarade kaevandamine on mõjutanud põhjavee keemilist koostist ja alandanud põhjavee taset.

Maapinnalt esimese põhjaveekihi kaitstuse all mõeldakse selle kaetust vettpidavate või nõrgalt vettläbilaskvate setetega ja seejuures lähtutakse nende tüsedusest, litoloogiast ning siit tulenevalt filtratsiooniomadustest ja aeratsioonivöö tüsedusest. Olulise tegurina arvestatakse pinnase- ja põhjavee tasemete vahetust. Survelise veekihi kaitstus on kindlalt tagatud, kui survepind on pinnasevee tasemest pidevalt kõrgemal. Eristatavad on järgmised alad (vt põhjavee kaitstuse kaardi legendi):

1. Kaitsmata (väga reostusohhtlikud) alad. Põhjavesi on kaitsmata nii orgaaniliste kui ka mineraalsete reoainete suhtes. Saviliivmoreeni paksus ei ületa 2 meetrit. Siia alla kuuluvad kõik alvarid ja lisaks ka karstialad ning kaevandusalad.

2. Nõrgalt kaitstud (reostusohhtlikud) alad. Saviliivpinnakatte (moreen, mõll) paksus on valdavalt 2–10 m või savipinnas (savi, liivsavi) paksusega kuni 2 m. See on kaardipildis suurim ala ja hõlmab enamuse karbonaatse kivimkompleksi avamusalast.

3. Keskmiselt kaitstud (mõõdukalt reostusohhtlikud) alad. Saviliivpinnakatte (moreen, mõll) paksus on valdavalt 10–20 m, savi või liivsavi paksus 2–5 m ning ka vähemalt 2 m paksusega Ordoviitsiumi veepide viimase avamusalal. Survelise põhjavee esinemise korral jääb survepind püsivalt maapinna lähedale. Alad on eraldatud vaid laiguti kaardi lõunaosas, kus maapinnalt esimene veekompleks on kaetud õhukese jääjärveliste savide või tüseda moreenikihtiga.

4. Suhteliselt kaitstud (vähe reostusohhtlikud) alad. Saviliivmoreenist pinnakatte paksus on 20–50 m, savi või liivsavi lasund paksusega 5–10 m. Hõlmab vaid mattunud orgude piirkonda, kus Lontova savikompleks on osaliselt abradeeritud ja pinnakattes valdavad liiv ning kruus.

5. Kaitstud (reostuskindlad) alad. Saviliivmoreenist pinnakatte paksus on üle 50 m või savi paksus üle 10 m. Hõlmab valdava osa Lükati–Lontova regionaalse veepideme avamusalast.

Põhjavee kaitstus oleneb sadevetega kantavate reoainete infiltreerumise kiirusest antud piirkonnas ja survepindade veekomplekside survepindade erinevusest. Erineva loodusliku reostuskaitstusega alad näitavad maapinnalt esimese aluspõhjalise põhjaveekihi (-kompleksi) kaitstust kohaliku reostuse eest. Tuleb aga arvestada, et põhjaveekihti sattununa sõltub reoainete levik lisaks ka külgsuunalistest

(lateraalsetest) filtratsiooniomadustest ja on kiirem – hüdrokeoloogilisel kaardil suurema erideebitiga eristatud alal – kirdes Kaberla ümbruses ja kaardi loodeosas Maardu järve – Kroodi vahemikus. Enamasti on kaardialal pinnakate õhuke või puudub hoopis. Karbonaatsed kivimid on peaaegu kõikjal oma pindmises osas lõhelised ja karstunud ning neid kohati katvat viirsavi esineb vaid kaardilehe lõuna- ja kaguosas. Arvestades ka suuremat asustustihedust võrreldes itta jääva Harjumaa osaga ning tööstuspiirkondade esinemist kaardilehe loodeosas, on suurel osal kaardialast kahjuks soodsad tingimused maapinnalt esimese aluspõhjalise põhjaveekihi reostumiseks.

Lisaks põhjavee looduslikule kaitstusele on olulised ka puurkaevu enda konstruktsioon ja seisund ning sanitaarkaitseala olemasolu. Sügavamate veekihtide reostumine on sageli seotudki (põhjavee survetaseme langedes alla pinnasevee taset) tehniliselt mittekorras puurkaevude olemasoluga.

4.6. PÕHJAVEE KOOSTIS JA SELLE VASTAVUS JOOGIVEE NÕUETELE

Kaardistusala hõlmab Tallinna idapiiri ja selle lähiümbruse tööstuspiirkonnad ning tingituna maapinnalt esimese põhjaveekompleksi nõrgast looduslikust kaitstusest on siin esinenud põhjavee reostumist tootmisreoveega, kaevandustest väljapumbatava veega ja ka õlireostust.

Põhjavee looduslik kaitstus peaks peegelduma ka lämmastikühendite sisalduses põhjavees. Joonistel 17 kuni 19 on kujutatud lämmastikühendite sisaldust põhjavees. Kasutatud on tarbepuurkaevude passide andmeid ja üksikuid kaardistamise välitööde veeproove allikatest ja eratarbijate passistamata puurkaevudest ajavahemikust 1996–2002. a.

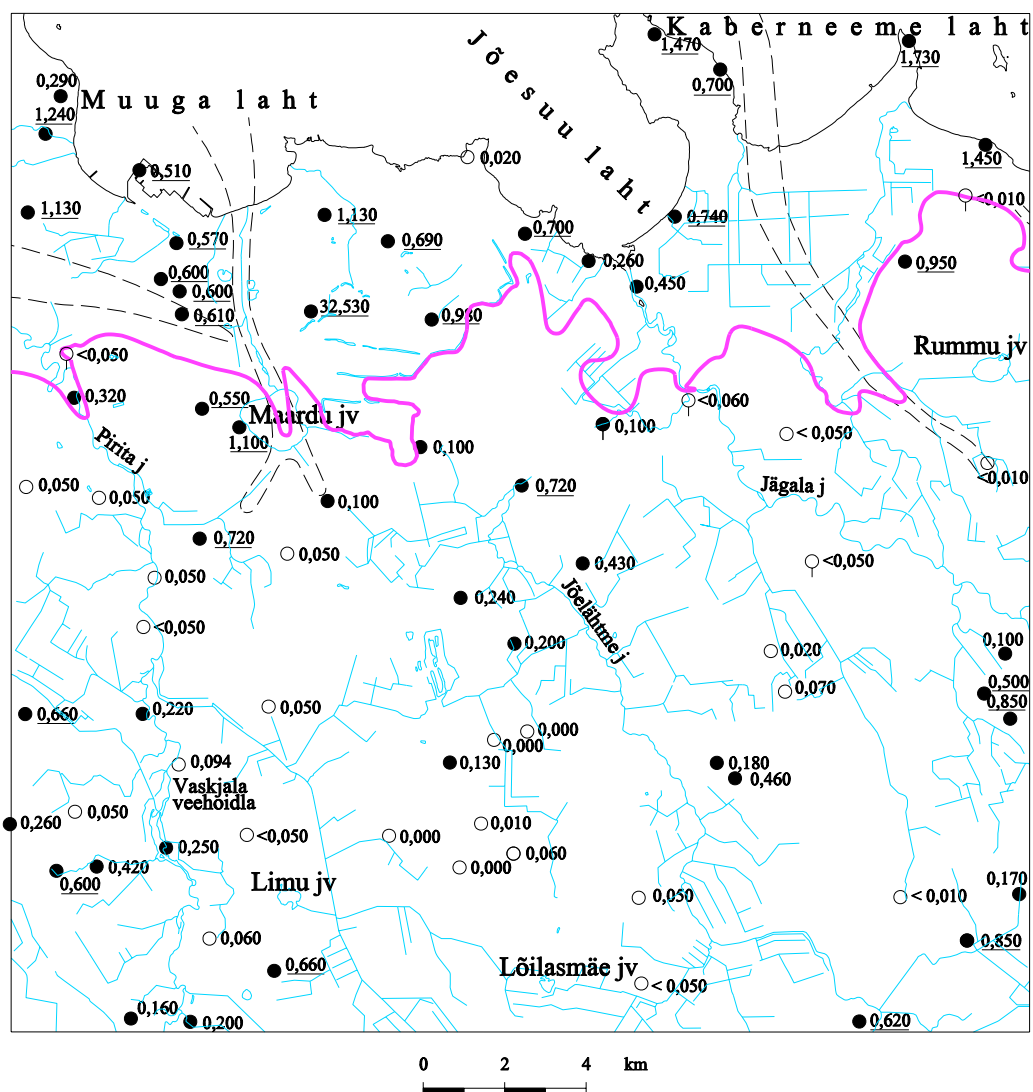
Musta ringiga on joonistel toodud rahuldavasse (nitraatide puhul heasse) kvaliteediklassi kuuluv põhjavesi (Savitskaja, Savva, 1999). Joogiveedirektiivi 98/83/EÜ alusel lubatavaid piirsisaldusi ületavad lämmastikühendite sisaldused on joonistel toodud allakriipsutatult (v.a nitraadid).

Võrreldes veel 1980.–1990. aastate algul majandite punktreostusallikate läheduses esinenud lämmastikühendite sisaldusega on praeguseks reostus vähenenud, kuid varasemate aastate intensiivse põllumajandustootmise jääkreostusaladel esineb nüüdki põhjavees suuri nitraadisaldusi.

Ammooniumisisaldustes (joonis 17) saab eraldada kaht erinevat piirkonda. Klindiesises Kambriumi–Vendi veekompleksis on põhjavesi redutseerivais tingimustes ja looduslikult (iidses orgaanilise aine olemasolu tõttu) esinevate suurte ammooniumisisalduste tõttu on Eestis rahuldava põhjavee normiks ammooniumi osas selles veekompleksis erandlikult 1,5 mg/l. Karbonaatsete kivimite levialal on NH_4^+ sisaldused valdavalt 0,05–0,3 mg/l ja põhjavee reostumisele viitab see, kui üheaegselt on põhjavees suurenenud ka nitraatide (või nitritite sisaldus). Põhjavee reostumist näitavad NH_4^+ sisaldused Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksis Maardu vana karjääri ja mahajäetud kaevanduse piiril puurkaevus 15 336 (32,53 mg/l) ja joonisel toomata (maapinnalt teine aluspõhjaline veekiht) Maardu puurkaevus 144 (31,5 mg/l).

Nitritite sisaldus maapinnalt esimese aluspõhjalises veekihis on valdavalt 0,001–0,01 mg/l, kuid tuleb arvestada, et ükski veeanalüüs pole tehtud välilaboratooriumis ning pikaajalisel seismisel vähemaski kokkupuutes välisõhuga läheb NO_2^- üle NO_3^- iooniks. Kaardilehe lõunaosas näitab NO_2^- sisaldus 1,253 mg/l vaid seda, et tegemist oli üle 50 aastase tehniliselt mittekorras talu puurkaevuga. Allikast A5 saadud NO_2^- sisaldus 0,622 mg/l on ilmselt ajutine ja seotud kanalisatsioonitöödega veekihi kohalikul toitealal.

Nitraatide sisaldus oli klindiesisel alal 0,1–1 mg/l (seda ka Maardu karjääri idapiiril Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi vees) ja erandiks oli vaid a/ü Suurekivi puurkaevus 8890 nende sisaldus 12,2 mg/l Kambriumi–Vendi veekompleksis (arvestades sinisavide olemasolu lamamis ilmselt konstruktsiooniprobleemid puurkaevus). Ordoviitsiumi veekompleksis esines aga nitraadisaldusi üle



● > 0,1 mg/l (allakriipsutatud üle 0,5 mg/l)

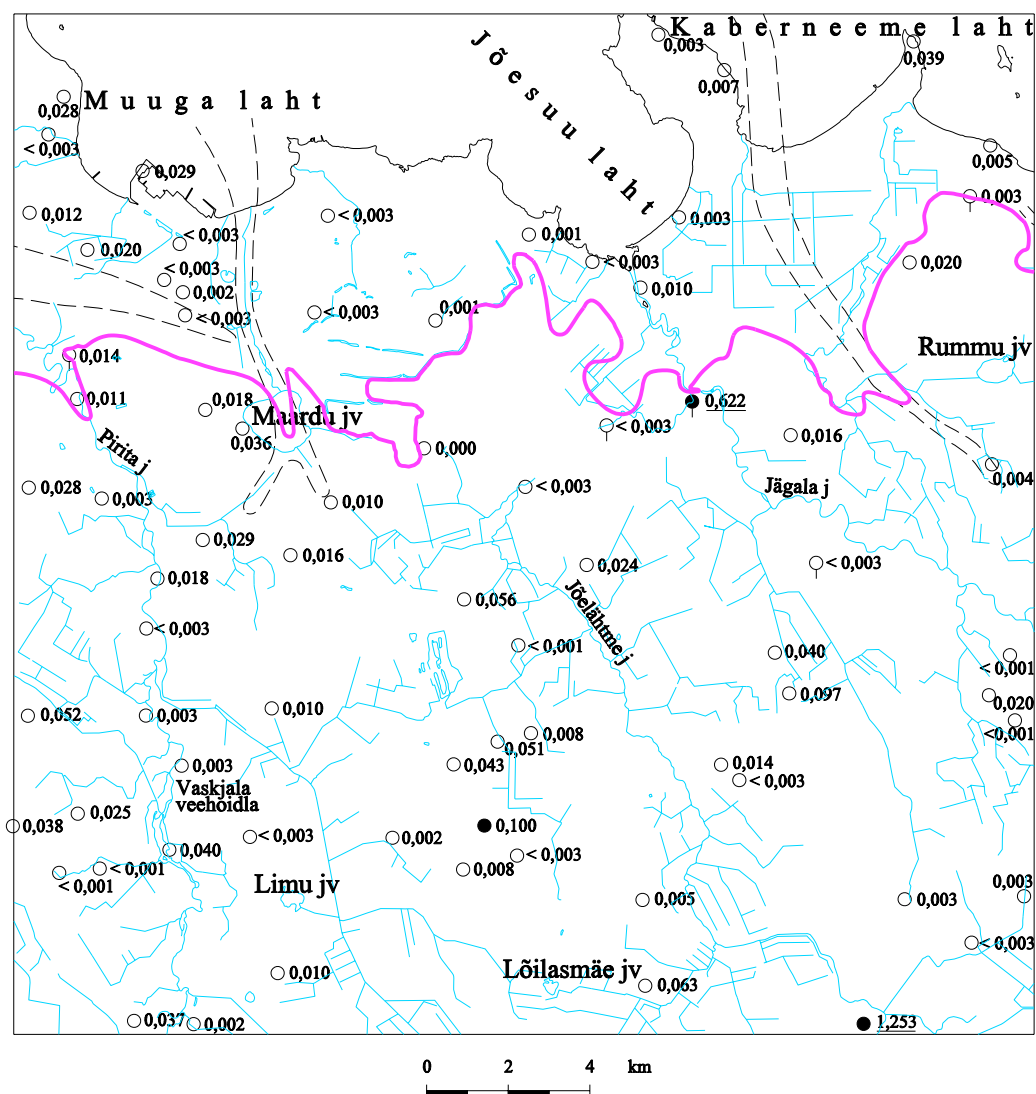
○ < 0,1 mg/l

— Ordoviitsiumi veekompleksi leviku piir
Boundary of Ordovician aquifer system

- - - Mattunud org
Buried valley

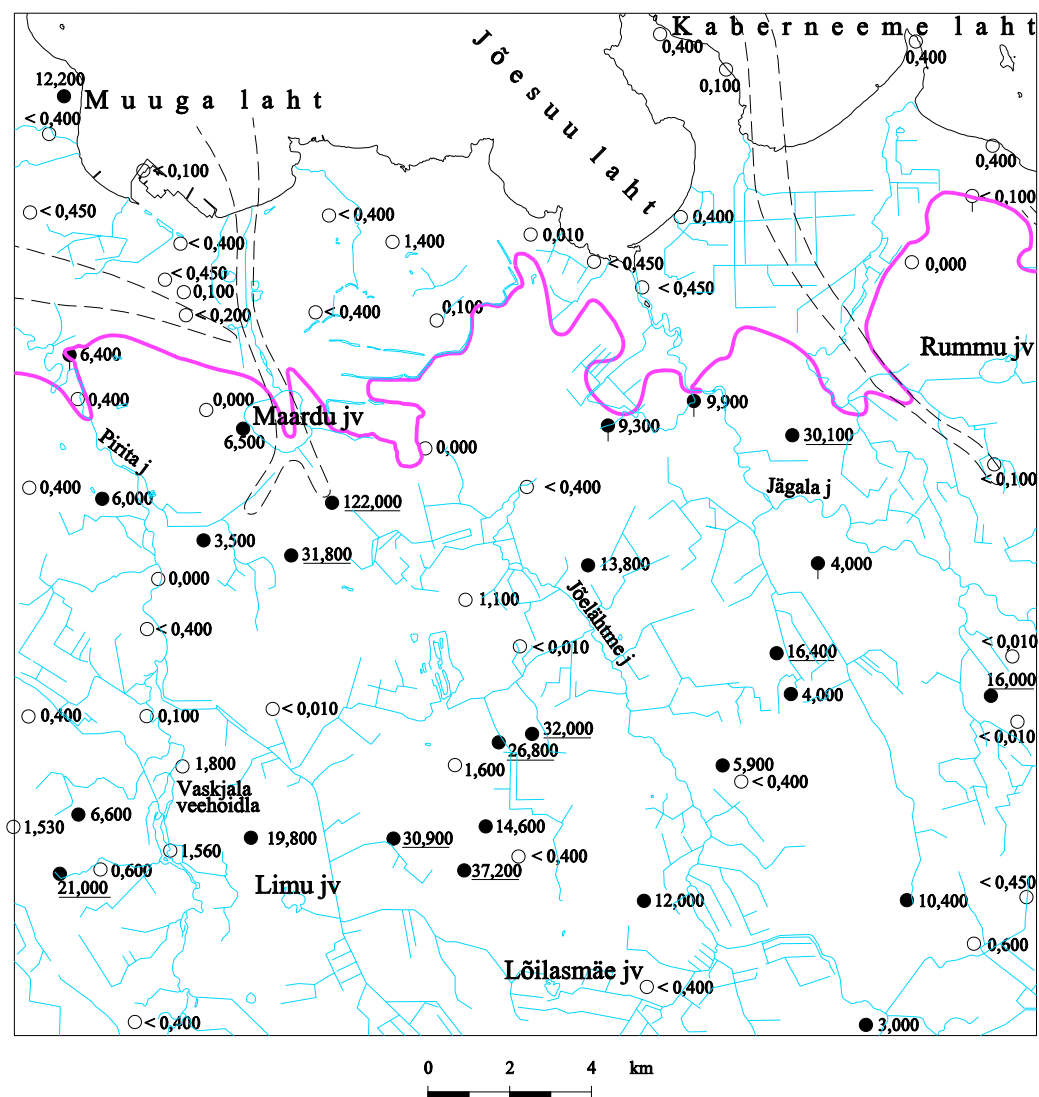
Joonis 17. NH_4^+ sisaldus maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavees.

Figure 17. NH_4^+ content in the groundwater of the uppermost aquifer system in bedrock.



- $\geq 0,1$ mg/l (allakriipsutatud üle 0,5 mg/l)
- $< 0,1$ mg/l
- Ordoviitsiumi veekompleksi leviku piir
Boundary of Ordovician aquifer system
- - - Mattunud org
Buried valley

Joonis 18. NO_2^- sisaldus maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavees.
 Figure 18. NO_2^- content in the groundwater of the uppermost aquifer system in bedrock.



- $\geq 3 \text{ mg/l}$ (allakriipsutatud üle 15 mg/l)
- $< 3 \text{ mg/l}$
- Ordoviitsiumi veekompleksi leviku piir
Boundary of Ordovician aquifer system
- - - Mattunud org
Buried valley

Joonis 19. NO_3^- sisaldus maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavees.
Figure 19. NO_3^- content in the groundwater of the uppermost aquifer system in bedrock.

3 mg/l ligi 50 % veepunktidest. Nitraadisaldused üle 15 mg/l (rahuldava põhjavee kvaliteediklassi piires 50 mg/l) on iseloomulikud Anija, Aruküla ja Jüri ümbruse jääkreostuse aladele. Joonisel esinevad NO_3^- sisaldused 0,000 mg/l ei näita mitte määramise täpsust, vaid viitavad võimalikule tavale passide koostamisel mitte näidata analüüside ebameeldivaid tulemusi.

Kloriide leidub Ordoviitsiumi veekompleksi põhjavees looduslikes tingimustes 10–50 mg/l ja Kambriumi–Vendi veekompleksis 200–300 mg/l, mis lubab selle põhilise Tallinna ümbruse (põhjaranniku) veevarustusallika paigutada euronõuetelt vaid rahuldavasse kvaliteediklassi. Sulfaate sisaldub looduslikes tingimustes kõigi veekomplekside põhjavees alla 20 mg/l ning Kambriumi–Vendi veekompleksile on iseloomulikud nullilähedased sisaldused. Tööstuspiirkondades (eriti kaevandusaladel) esinevad sulfaatide sisaldused üle 50 mg/l Ordoviitsiumi ja Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksis selle väljemaal näitavad püriidi oksüdeerimisega kaasnevat põhjavee reostust.

Sageli esinev põhjavee organoleptilisi omadusi halvendav suur rauasisaldus on loodusliku päritoluga ega sõltu põhjavee looduslikust reostuskaitstusest. Kambriumi–Vendi veekompleksis on keskmine rauasisaldus 0,66 mg/l ja Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksis 0,6 mg/l ja raud esineb praktiliselt vaid Fe^{2+} -na (Tamm, 2000). Kolmevalentse raua suurem sisaldus võrreldes kahevalentsega viitab sageli tehnilistele puudustele puurkaevu konstruktsioonis (Ordoviitsiumi veekompleksis sügavate veetasemete puhul lihtsalt torude roostetamisele).

Naftareostust on esinenud Raasikul ja Arukülas. Naftareostus võib lisaks korduvatele avariidele kütusehoidlates oma püsiva iseloomu tõttu (seotuna karbonaatse kivimkompleksi lõhedega) avalduda korduvalt ka suuremate põhjaveetaseme kõikumiste käigus. 1993. a. Aruküla naftahoidla avarii põhjustas aleviku kirde- ja keskosas naftareostuse põhjavees ca 20–30 ha pindalal (Vatalin, 1994).

Karstivormidest on suurimaks Kostivere karstiväli. 2,5 km pikkune ja kuni 0,5 km laiune karstiala leiab põhjalikumalt käsitlemist geomorfoloogia peatükis. Hüdrogeoloogiliselt on oluline maa-alune Jõelähtme jõe lõik, intensiivseim karstivormide areng suurvee ajal, suur veetaseme kõikumise amplituud karstiala keskosas (ca 5 m), suure kurisu (100×40 m mõõtmetega ja 3,5 m sügav) vee neelamisvõime (kuni 800–900 l/s) ja kolme allikagrupi esinemine karstiala põhjapiiril (Heinsalu, 1977). Kevadise suurvee aegsete karstivormide ülejutusega kaasneva ajutise järviku teke loopealsel on jälgitav fotodel 25–26. Väiksemate karstivormidena on kaardilehe piires toodud aluspõhjanõgude esinemine Loo–Lagedi vahel, Kostivere karstialast idas, Haljava lääneserval, Rael ja Arukülast lõunas. Arukülast edelas esineb kaevude uurimise andmeil maapinnal mitteavanevaid karstitühimikke (Vatalin, 1994–1995). Kõik karstinõod on seotud aluspõhjakõvikute nõlvadega karbonaatses kompleksis. Karstumisele viitavad ajutised veekaod Jõelähtme jõest Raasiku ja Kostivere asula vahelisel lõigul. Suurem kurisu (50×15 m) asub siin Parasmäe külas endise Nurga talu lähedal (Heinsalu, 1977). Põhjavee taseme alanemisega aastakümneid tagasi on katkenud väikeste karstivormide areng endiste Tallinna Linnuvabriku vanade kanalate ümbruses (samuti põhjuseks väikeste lõhede ja lehrtrite täitumine prahi ja heitmetega). Vahetult kaardilehest läänes esineb mitmeid karstivorme Rae rabast lõunas. Karbonaatsed kivimid on tugevalt lõhelised ja karstunud kõigil aluspõhja klindineemikuil, kuid siingi takistab karsti arengut see, et veetaseme alanemisega on sügavamale läinud ka karstivete horisontaalse ja sesoonsete kõikumiste vöö ülemine piir.

Allikad on kaardilehel praktiliselt kõik karstiallikad. Suurima deebitiga on Kostivere karstiala kirdeserva Jõelähtme allikagrupp (3 allikaala langeallikatega Jõelähtme jõe kaldail ja üksikute tõusuallikatega jõe põhjas 500 m vahemikus Narva maantee vanast Jõelähtme sillast põhja poole) ülddeebitiga kevadise suurvee ajal kuni 6000 l/s. Suvisel miinimumperioodil on enamik allikaid kuivad ja tegutseb vaid keskmine langeallikate grupp. 2002. a suvel sealt võetud veeproovis oli põhjavesi HCO_3^- - SO_4 -Ca-tüüpi mineraalsusega 0,5 g/l ning allikagrupi deebit ca 1–10 l/s. Lähedase keemilise koostise ja mineraalsusega on karstiallikad Haapse klindiasangu seinas (0,3 l/s) ja Jägala Silla talu karstiallikas



Foto 25. Kostivere karstiaala, taamal Jõelähtme kirik, lageloo. K. Suuroja foto.
Photo 25. Kostivere karst field, Jõelähtme church in the background.



Foto 26. Sama karstiväli kevadise suurvee ajal. H. Pärnaste foto.
Photo 26. Kostivere karst field during spring flood.

(0,1 l/s). Võrreldes 1965. a kaardistamistööde andmetega (Stumbur jt., 1965) on kuivanud langeallikad Patikal, Iru, Ülgasel, Lasnamäel ja Pirita jõe paremkaldal Lool. Allikate kuivaksjäämist on soodustanud maaparandustööd ja ka põhjavee intensiivne tarbimine. Seoses karstivete sesoonsete kõikumiste vöö ülemise piiri laskumisega sügavamale on paljud allikad muutunud ajutisteks (Pirita jõe Vana-Narva mnt. sillast idas kevadeti kuni 0,01 l/s deebitiga ajutised igitsevad allikad tegelikult väljavooluga lokaalmoreenist). Samas on aga tegutsevaile allikaile rajatud ka jõgede (ojade) vooluhulka stabiliseerivaid veehoidlaid Jägalast edelas (Anija metsamajandi tiik kunagistel allikatel Kahtlase peakraavil) ja Vaskjalas (foto 27). Haljavas tegutsevad kaks paisutamata karstiallikalist tiiki (foto 29). Jägala-Joalt edelas (A5) lokaalmoreenist ca 0,01 l/s väljavool Jõelähtme jõe suudmes on ilmselt mõjutatud ehitustöödest (purskkaev?) ja suvel peaks seegi igitsev allikas kuivama. Iru klindiasangul tegutsev langeallikas ("Iru ämma" kõrval) on tegelikult inimtegevusest põhjustatud (fotod 30–31). Tegemist on väljavooluga I maailmasõja aegsetest paekaldasse rajatud laskemoonahoidlate käikudest.

Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksist on põhjavee väljavool kihiline ja saab eraldada vaid allikalisi piirkondi klindiesisel Kaberla ümbruses, Ülgase–Manniva vahel ja Muugast lõunas. Muuga ümbruse aiamaad olid üle ujutatud kevadise kõrgveetaseme perioodil Uussadama ehituse ajal (kuivenduskraavide ummistumine).

Pinnakattes esineb vaid igitsevaid allikaid mereliivades (uue Jägala Linnamäe hüdroelektriijaama ehitusega kaasnenud veetaseme tõus tammi piirkonnas ja ajutine allikas Tammneeme endises metsavahikohas).

4.7. KAEVANDUSALAD

Maavarade kaevandamine pinnakattest toimub kõikjal põhjaveetasemest kõrgemal. Aluspõhja maavarasid kaevandatakse **Väo karjääris** põhjavee väljapumpamisega ning tootmise käigus on Ordoviitsiumi veekompleksist välja kujunenud veetaseme alanduslehter sügavusega ligi 10 m keskmis (Perens, 1999). Kuna karjäärist 1 km põhja pool paikneb ca 8 m sügavuselt lubjakivisse süvistatud liiklusmagistraal, esineb põhjavesi lubjakivides selles piirkonnas vaid ajutise üleveena. Valdavalt lõuna poolt Väo karjääri valguvat põhjavett pumbati 1990. a välja 605 000 m³. Väljapumbatav vesi juhitakse karjääri edelaserva kraaviga Pirita jõkke.

2001. a oli väljapumpamine katkestatud seoses tootmise laiendamisega Tondi–Väo karjäärialale (Adamson, 1997) ning jätkus 2001. a lõpust ligikaudu samas mahus (tootmine nüüd ilma lõhketöödeta).

Karjäärist juhitakse ära püriidirikka lubjakivi oksüdeerumise tagajärjel suurenenud sulfaadisaldusega karedad ja rauarikkad veed mineraalsusega ca 1 g/l.

Maardu fosforiidikarjääris, pindalaga 11,2 km², lõpetati fosforiidi kaevandamisega kaasnenud kaevandusvete väljapumpamine 1991. a Rekultiveeritud ja metsastatud on enamuse Põhjakarjäärist (va kirdeosa), kuid metsastamata on Tallinna–Narva maanteest lõunasse jääva Lõunakarjääri enamuse aherainepuistanguid. Peale kaevetööde lõpetamist on kiiresti tõusnud veetase Lõunakarjääris (tasemelt 20 m kuni üle 30 meetrini ümp).

Aeglasem on olnud tõus Põhjakarjääris (fotod 32–33) ja eriti selle loodeosas, kus tehisežiim oli välja kujunenud metsastatud aladel juba 1980. aastaks ega olenenud nii palju väljapumbatava kaevandusvee kogusest. Väljapumbatava vee keskmised kogused ulatusid enne karjääri sulgemist 20 000 m³/d 1982. a kuni 11 000 m³/d 1989. a pideva vähenemisega ajas. Kaardil eraldatud Ordoviitsiumi–Kambriumi suletud hüdroisopiees 30 m Põhjakarjääri põhjaserval näitab karbonaatse vettpidava katte olemasolu klindil ja karjääri kirdeosas (esineb karbonaatkivimeist tervikuid) ja veetasemete kujutamisel on põhinetud rekultiveeritud aladel Maardu leiukoha seisundi hinnangu uuringule (Krapiva, 1991). Karjääri lääneserval toimub kaevandusvete väljavool läbi 1965. a



Foto 27. Vaskjala veehoidla pais regulaatoriga Pirita jõel. T. Mardimi foto.
Photo 27. Regulated weir of Vaskjala artificial lake on Pirita River.



Foto 28. Linnamäe hüdroelektrijaam Jägala jõel. T. Mardimi foto.
Photo 28. Linnamäe Hydroelectric PowerStation on Jägala river.



Foto 29. Haljava karstitoiteline mõisatiik. T. Mardimi foto.
Photo 29. Karst pond in the park of Haljava estate.



Foto 30. Iru allikas on tegelikult väljavool Esimese Maailmasõja aegseist tunneleist klindis. T. Mardimi foto.
Photo 30. Iru spring is the outflow from the tunnels excavated in the North-Estonian Klint during World War I.



Foto 31. Hävinenud rändrahnu “Iru ämm” kohale on 1970. a paigutatud raidkivi. T. Mardimi foto.
Photo 31. The Mother-in-law of Iru is the statue erected in the place of the destroyed gigantic boulder.

likvideeritud maa-aluse fosforiidikaevanduse käikude Kroodi oja (mõningad stollid avanevad Põhjakarjääri väljaveo-süvendeisse). Kirdes kuivendavad klindil enim Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi 1938. a hävinenud Ülgase maa-aluse kaevanduse käigud. Lõunakarjääri idaserval toimuv lubjakivi kaevandamine killustikuks (AS Maardu Kivi) ei mõjusta vee tasemeid (toimub väljakujunenud aluspõhjaliste veekomplekside veetasemest kõrgemal ning lõhketöödeta).

Olulisem on karjääris esinevate kaevandusvete koostis. Tegemist on hapude ($\text{pH}=3,3\text{--}6,5$), soolakate või isegi soolaste $\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$ -tüüpi väga karedate vetega, mis sisaldavad kõrgendatud koguses raskemetalle. Kuni 1 km raadiuses karjäärist esinevad üleminekulised $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na}$ -tüüpi karedad põhjaveed mineraalsusega ca 0,5 g/l (Krapiva, 1991). Kui tavaliselt on sulfaatide sisalduse kasv põhjustatud püriidi oksüdeerumisest, siis Maardu karjääri alal on suurem tähtsus kaevandatud diktüoneemaargilliidi isesüttimisel puistanguis. 1978. a toimunud uuringuil tõusis põhjavee t° põlengualadel kuni 20 $^\circ\text{C}$ ja vete mineraalsus ulatus kuni 8 g/l (sulfaate 4–5 g/l) ning veed olid pruunid suurest rauasisaldusest (Karise jt., 1978). Lõunakarjääris ammutati tootmise lõpuaastail fosforiidi katendi süttimisohtlik diktüoneemaargilliit selektiivselt ja paigutati puistangu alaossa (Reinsalu, 1990). Varasematel aastatel on pinnasesse kogunenud sulfaate ka õhureostusega (Maardu väävelhappetsehi “rebasesaba”) ja sõjajärgseil aastail väävelhappetsehi heitvete juhtimisega Kroodi oja (“punane oja”).

Maardu fosforiidikarjääri (Põhjakarjääri) kirdenurka rajatakse Jõelähtme prügilat. Euronõuete järgimisele ja sadevete kogumisele vaatamata püsib gravitatsiooniseadustele alluv gradatsioon: Jõelähtme prügila põhi 45–50 m ümp → Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi (surve)tase karjääriala ümbruses ca 30 m ümp → Ülgase–Manniva salvkaevud merelistes liivades 5–10 m ümp.

Metsastatud Põhjakarjääri loodeserval paiknevad ca 14 hektaril arvukad kunagiste üleliiduliste tehaste aianduskooperatiivid, milliste veetarbimisest puudub igasugune ülevaade ja puudub isegi ametlik maaeraldus. Maardu karjääriala vapiloomaks võiksid autori arvates olla igal sügisel noortesse männi- ja kasetukkadesse tõttavad seenekorvidega tulevased põliselanikud, kes saavad rahuldatud oma pere raskemetallide vajaduse või keda võib nägupidi ära tunda seenesaagi turustajana Lasnamäe turul.



Foto 32. Maardu põhjapoolse fosforiidikarjääri üleujutatud väljaveo-süvend. T. Mardimi foto.
Photo 32. The submerged trench of the northern Maardu phosphorite quarry.



Foto 33. Rekultiveeritud Maardu fosforiidikarjäär tulevase Jõelähtme (Ülgase) prügila kirdepiiril. T. Mardimi foto.
Photo 33. Recultivated Maardu phosphorite quarry at the northeastern boundary of the future Jõelähtme dumping place.

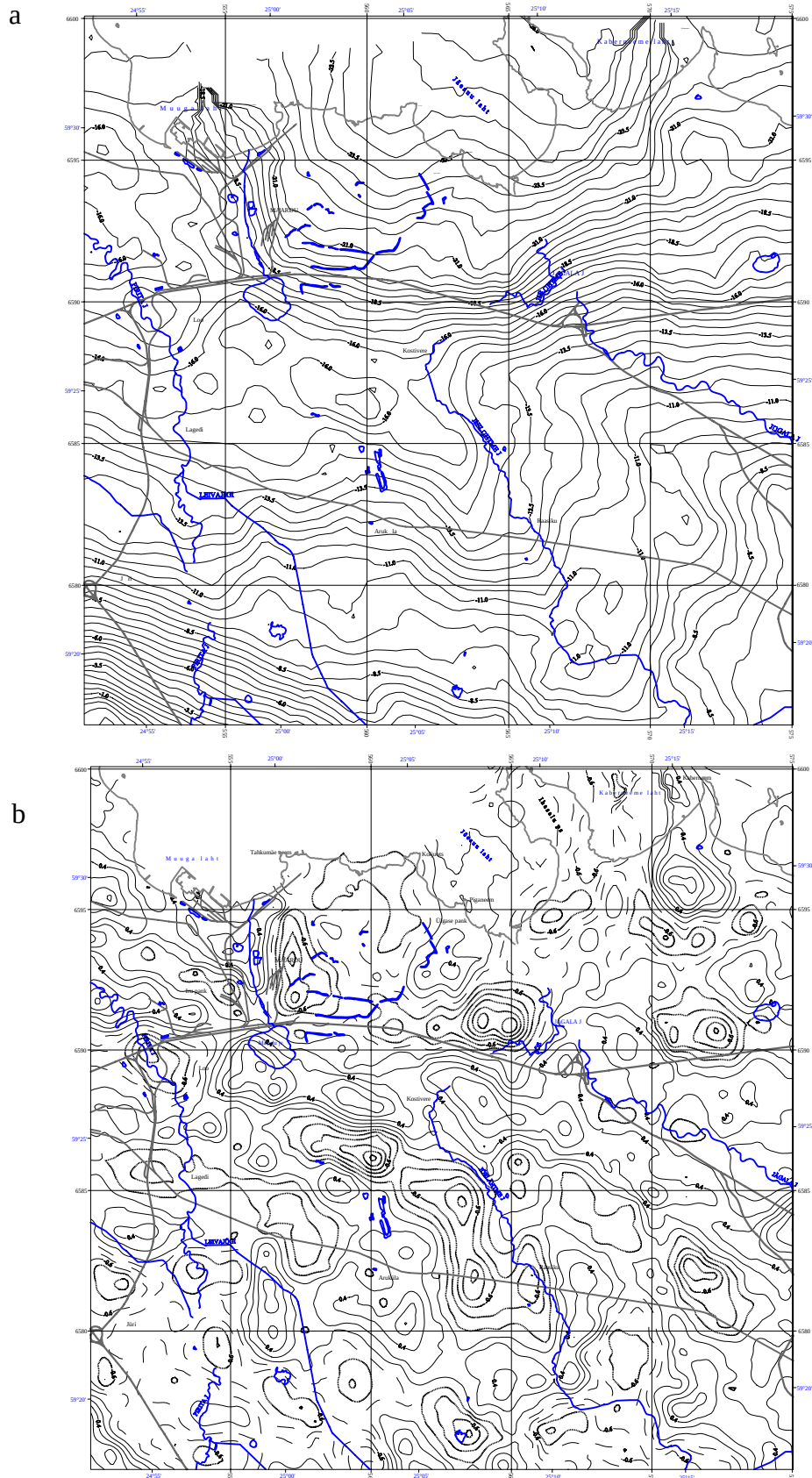
5. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD

Raskusjõu- ja magnetvälja struktuur Maardu kaardilehe piires, nagu kogu Eesti territooriumil, peegeldab peamiselt kristalse aluskorra ehitust. Vaid üksikud raskusjõuvälja anomaalsed efektid seonduvad sette kivimilise pealiskorra ja pinnakatte ehituse ja paksusega. Viimasel juhul on tegemist eelkõige anomaaliade spektri kõige lühema lainepikkusega osa nõrkade anomaaliatega. Et neid paremini esile tõsta on raskusjõuvälja anomaaliade puhul elimineeritud pika lainepikkusega anomaaliad, kasutades keskmistamise meetodit, keskmistamise raadiusega 2 km. Järelejäanud kõrge sagedusega spektriosale vastavad anomaaliad on esitatud raskusjõuvälja jääk- ehk lokaalsete anomaaliade kaardil. Lokaalse raskusjõuvälja iseloom on kvaternaarisetete paksuse ja koostise muutustest küllaltki oluliselt mõjutatud, seda eriti maetud orgude piires, kus aluspõhja kivimitesse lõikunud sügavate orgude pudedas täitematerjali poolt tingitud anomaalsed efektid ulatuvad mõne mGal-ni.

Raskusjõu anomaaliade (Δg_a) väärtused kaardilehe piires jäävad vahemikku +1 mGal kuni -26 mGal (joonis 20a), kahanedes monotoonselt põhja suunas ning saavutades minimaalsed väärtused Ihasalu poolsaare põhjatipus. Kaardilehe põhjaosas leviv ulatuslik miinimum on osaliselt seotud Neeme rabakivi massiiviga ja osaliselt happeliste gneisside esinemisega aluskorra läbilõikes. Aluskorra struktuurse jaotuse skeemil jääb kaardileht Tallinna struktuurse tsooni piiresse. Magnetiliste anomaaliade (ΔT_a) kaardil ilmestab seda piirkonda peamiselt negatiivsete väljaväärtuste (0 kuni -300 nT) foonil ulatuslik, kaardilehe keskosa loode-kagu suunaliselt läbiv positiivsete anomaaliade vöönd. Viimane seostub amfiboolgneisside ja/või amfiboliitide kompleksiga aluskorras. Anomaaliade amplituudid ulatuvad vööndi piires +250 nT-ni. Vööndi lääneserval lokaliseeruv anomaalia amplituudiga +300 nT on põhjustatud ilmselt väikese gabroidse massiivi poolt. Kaardilehe põhjaosas leviv poolkaare kujuline magnetanomaalia amplituudiga +150 nT markerib Neeme rabakivi massiivi kaguserva.

Raskusjõu lokaalse välja kaardil (joonis 20b) valdavad positiivsed väärtused. Negatiivsed anomaaliad on veidi piiratuma levikuga. Intensiivsemad jääkanomaaliad moodustavad reeglina anomaaliade ahelikke piki raskusjõuvälja intensiivse gradiendi tsoone (kontrastselt erinevate tihedustega komplekside piirialad) või on seotud intensiivselt graniidistunud piirkondadega (tihti aluskorraliste murrangute piirkonnad). Ainuke selge seos raskusjõuvälja lokaalsete anomaaliade ning pealiskorra struktuuri vahel on fikseeritud kaardiala loodenurgas, kus Iru pangast vahetult põhja pool assotsieerub Merivälja klindilahega loode-kagu suunaline negatiivsete jääkanomaaliade ahelik. Anomaaliade amplituudid on siin -0,2 kuni -0,4 mGal.

Antud kaardilehe piires geofüüsikaliste väljade struktuuri ja pealiskorra ehituse vaheline seos praktiliselt puudub.



Joonis 20. Raskusjõuvälja anomaaliade (a) ja jääkanomaaliade (b) kaardid. Isoanomaalide samm anomaaliade kaardil on 0,5 mGal ning jääkanomaaliade kaardil 0,2 mGal. Jääkanomaaliade kaardil on negatiivsete väärtustega isoanomaalid tähistatud katkendjoonega.

Figure 20. Gravity anomaly (a) and residual anomaly (b) maps. The contour interval on anomaly map is 0.5 mGal and on residual anomaly map 0.2 mGal. The dotted lines on residual anomaly map denote negative values.

6. DIGITAALSETEST ANDMEBAASIDEST

Aruande koostamisel kasutatud geoloogilist informatsiooni hoitakse digitaalkujul EGK andmebaasides. Lähem info nende kohta on saadaval EGK infotalituses. Geoloogiliste puuraukude andmed on salvestatud MS Excel'i failides Maardu–Kehra PAUL.xls ja Maardu–Kehra PAGL.xls. Neist esimene sisaldab puuraukude üldandmeid, teine geoloogilisi läbilõikeid. Maardu kaardilehele (6343) jääb 140 geoloogilist puurauku kogupikkusega 11 km, sellest pinnakattes 0,4 km ja aluspõhja kivimites 10,6 km. Säilinud ja korrastatud on 20 alal puuritud puuraugu (M11, M11A, M12, M15, M16, M18, M22, M24, M26, M27, M30, M31, M32, M33, F110, F110A, F106, F119, F123) puursüdamik kogupikkusega 839,2 m, mida hoitakse EGK puursüdamikuhoidlates. Teave nende kohta asub failis Puursüdamikud.xls (Saadre, 2001).

Aluskorda avavate puuraukude koordinaadid ja aluskorra kivimite läbilõiked (geoloogilised tulbad) on salvestatud EGK andmebaasides VOTIPC.dbf ja TULPSUM.dbf. **Keemilise analüüsi andmed** aluskorra kivimite makrokomponentide sisalduse kohta (alalt 84 analüüsi) on salvestatud failis SILKAT.dbf (Kivisilla jt, 1999). Karbonaatsete settekivimite keemilise koostise kohta (58 analüüsi) leiab andmeid failist KeemiaKarb2.xls. **Eesti aluskorra õhikute kataloogi** (Niin, Kivisilla, 1999) info (alalt 439 õhikut) on koondatud faili OHIKKOLL.dbf, **Eesti settekivimite õhikute kataloogi** (Niin, Kivisilla, 2001) oma aga faili OHIKSTXC.xls.

MS Access'is koostatud puurkaevude andmebaas **Põhjavesi-Puurkaev** (sh Riiklik põhjavee kataster) sisaldab andmeid alale jääva 586 erineva puurkaevu kohta, millest 27 avavad Kvaternaari veekompleksi, 156 Ordoviitsiumi veekompleksi, 254 Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi, 146 Kambriumi–Vendi veekompleksi ning 3 aluskorra veekompleksi. Andmebaasis on teave 568 põhjavee keemilise analüüsi ning 25 vaatluspuurkaevu tasemevaatluste kohta. Andmebaasiga on võimalik tutvuda EGK koduleheküljel <http://www.egk.ee/egk.html>.

EGK hallatav **riiklik maavarade register** sisaldab maavarade kaupa (dolomiit.mdb; fosforiit.mdb; graniit.mdb; järvelubi.mdb; järvemuda.mdb; kruus.mdb; liiv.mdb; lubjakivi.mdb; meremuda.mdb; põlevkivi.mdb; savi.mdb; turvas.mdb) andmeid maardlate kohta. Uuritud alale jääb 1 fosforiidi-, 1 kruusa-, 1 aluspõhjalise savi-, 6 turba- ja 3 lubjakivimaardlat. Maardlate bilansist (bilanss.mdb) saab ülevaate EGK koduleheküljel (<http://www.egk.ee/egk.html>) andmebaasist **Maavaravarude koondbilanss**.

Kogu **geofüüsikaline andmestik**, nii algandmed kui programmpaketi Quattro-Pro makroprogrammiga Catalex töödeldud info, säilitatakse EGK serveris tekstifailidena ASCII formaadis. Alale jääb 3156 gravimeetrilist ning 3182 magnetomeetrilist andmepunkti.

Mulla huumushorisondi geokeemilise atlase (Petersell jt, 1997) teavet säilitatakse Fox-Pro-s koostatud failides E_main.dbf (üldandmed), Kem-muld.dbf (keemilised analüüsid), RSA-muld.dbf (röntgen-fluorestsentsanalüüsid), Spe-muld.dbf (spektraalanalüüsid), andmed **mulla lähtekivimite geokeemia** (Petersell jt, 2000) kohta aga failis G4.dbf. Alale jääb 41 mulla huumushorisondi geokeemiat ja 17 lähtekivimite geokeemiat iseloomustavat andmepunkti.

Koostamisel olevast **geotoopide andmebaasist** geotoop.mdb jääb alale 3 objekti (Muuga Kabelikivi, Jägala juga ja Kostivere karstiaala).

SUMMARY

The set of digitised geological-geophysical-hydrogeological maps of Maardu (sheet 6343) at the scale of the Base Map of Estonia (1:50 000) is compiled mainly on the ground of former similar maps and data obtained in a course of exploring and prospecting for several mineral resources. The set of maps includes the following ones: 1) bedrock geological, 2) mineral resources of bedrock, 3) bedrock relief, 4) Quaternary deposits, 5) geomorphology, 6) thickness of Quaternary deposits, 7) hydrogeological, 8) groundwater vulnerability, 9) residual gravity anomalies, 10) aeromagnetic anomalies. The maps of bedrock (1), Quaternary deposits (4), hydrogeological (7), residual gravity anomalies (9) and aeromagnetic anomalies (10) are considered principal maps, others – as additional. The description of Seli drillcore (F-111) is added as well. All maps and explanatory notes to these are digitised and source information is stored in the data server of the Geological Survey of Estonia.

The topographic base of the sheet is presented in Lambert conformed projection ellipsoid GRS-80 (Lambert-Est, parallels 58°00' and 59°20'). The coordinates of the map sheet corners are 24.8782° E and 59.3109° N; 24.8841° E and 59.5354° N; 25.3260° E and 59.5316° N; 25.3172° E and 59.3072° N. The map sheet covers 625 km² of the Harju County in northern Estonia – 541 km² on mainland and 83.5 km² aquatory of the Gulf of Finland. It occupies the entire territory of Maardu Town, most of Jõelähtme Commune and part of Kuusalu, Anija, Raasiku, Rae and Viimsi communes and Tallinn. The biggest settled points are Maardu town (ca 16 000 inhabitants) and boroughs of Aruküla, Raasiku, Jüri, Loo and Lagedi. Port of Muuga, the biggest port in Estonia, is situated on the shore of Muuga Bay.

The North-Estonian Plateau (40–50 m a.s.l.) occupies the southern part of the map sheet's territory, while a narrow zone of the North-Estonian Lowland (0–20 m a.s.l.) occurs in its northern part. On the aquatory of Muuga Bay water depth reaches 50–60 m. Ihasalu and Kaberneeme peninsulas are situated between Muuga, Jõesuu and Kaberneeme bays. Lahesaar Islet (0.76 ha) is located not far from Tammneeme Cape, and Rohusi Island (10.63 ha) and Umblu Islet (0.67 ha) are located to the east of Kaberneeme Peninsula. Pirita, Jägala and Jõelähtme rivers run through the territory. Depth of Lake Maardu (161.3 ha) is up to 3 m, Lake Rummu (42.4 ha) is up to 2.8 m deep. Kostivere, Rummu and Rae bogs are situated on the map sheet's territory. In the surroundings of Maardu dumps of the exhausted phosphorite quarries occur on several tens of square kilometers. A modern landfill for Tallinn is being established near Ülgase.

Rebala cultural-historical reserve (25 km²) and Anija Nature Reserve are situated in the central part of the territory. There are several well-known nature monuments: Ülgase Cliff, 8-m high Jägala Waterfall, Muuga Kabelikivi boulder (volume 728 m³; height 6.4 m; perimeter 58 m; type of rock – rapakivi) – the second by volume in Estonia as well as in Northern Europe. Other gigantic boulders (more than 10 m in diameter) are Ellandvahe, Laulumäe, Hansumäe and Augu boulders.

BEDROCK. The bedrock geological map is compiled on a basis of data obtained from 140 drillholes reaching the bedrock (45 of these reach the crystalline basement). The bedrock mostly lies under the 1–10 m thick Quaternary cover and is exposed only in the escarpment of the North-Estonian Klint. Structurally the territory is situated at the north-eastern boundary of the Russian Plateau where the basement consisting of the Palaeoproterozoic metamorphic rocks is covered by up to 250 m thick sequence of the Palaeoproterozoic and Palaeozoic sedimentary rocks.

CRYSTALLINE BASEMENT in the area lies at the depth of 125–195 m and is gently dipping southward. It belongs to the Tallinn structural belt and mostly consists of the metamorphic rocks of Jägala complex: biotite gneisses, mica gneisses (containing cordierite, sillimanite, garnet), biotite-amphibole gneisses, quartz-feldspar gneisses and amphibolites. Ca 120 km² massif of rapakivi-like

granite (ca 1650 Ma) occurs in the surroundings of Maardu. The uppermost (ca 1–20 m) part of the crystalline basement is weathered.

On the North-Estonian Plateau, which covers the majority (central and southern part) of the map sheet's area, the Middle- and Upper-Ordovician limestones crop out under the thin Quaternary cover. The following formations are present (from the south to north): Rägavere (more than 10 m, cryptocrystalline limestone); Hirmuse (2–3 m, argillaceous marlstone with interbeds of biotrital limestone); Keila (12–13 m, argillaceous limestone with rare interbeds of K-bentonite); Jõhvi (12–13 m, argillaceous limestone); Vasavere and Tatruse (argillaceous limestone with rare interbeds of K-bentonite); Viivikonna (10–12 m, limestone with interbeds of oil shale); Kõrgekaldla (5–8 m, argillaceous limestone); Vão (7–9 m, limestone); Kandle (0.8–1.4 m, limestone with iron oolites); Loobu (1–4 m, limestone); Sillaoru (0.05–0.2 m, limestone with iron oolites); Toila (2.5–3 m, glauconite limestone). In the North-Estonian Klint the Lower-Ordovician sandstones and shale crop out as a very narrow belt. They are represented by the following formations: Leetse (ca 1 m, glauconitic sandstone); Varangu (<1 m, clay and glauconitic sandstone); Türisalu (2–3 m, *Dictyonema* shale); Kallavere (5–20 m, *Obolus* sandstone – phosphorite). On the North-Estonian Lowland and at the foot of the North-Estonian Klint the Cambrian terrigenous deposits crop out under the Quaternary deposits. The Upper-Cambrian 1–10 m thick sequence includes part of the biotrititic sandstone of the Kallavere Formation, and entire Ülgase and Tsite formations. On the North-Estonian Lowland, but mostly on the sea floor the following Lower-Cambrian formations crop out (from the south to north): Tiskre (11–14 m, quartzose silt- and fine-grained sandstones); Lükati (11–13 m, silty claystone with quartzose sandstone interbeds) and Lontova (60–70 m, claystone or “blue clay”).

The 40–50 m thick Vendian sequence crops out only in the bottom of buried valleys on the northwestern sea area. It is represented by terrigenous deposits of the Kroodi Formation (sandstone with thin interbeds of silty claystone).

MINERAL RESOURCES. Phosphorite is the most important bedrock mineral resource in the area. The western part of the Tsite deposit occurs in the northeastern part of the map sheet. The 2.9–5.1 m thick productive bed lies at the depth of 10–20 m and contains 8.27–9.73 % of P_2O_5 . The Maardu phosphorite deposit is exhausted. In the southern part of the territory, in the surroundings of Aruküla and Raasiku there is a phosphorite deposit covering ca 55 km² (depth ca 60 m) with possible reserves of about 164 M m³. The content of P_2O_5 in the ca 3 m thick productive bed is approximately 9 %, but the content of Mg (0.29 %) and Fe (2.34 %) is very high.

The building limestone occurs on the North-Estonian Plateau and it is the most widespread mineral resource in the mapped area. The Vão, Maardu and Jägala deposits of building limestone are distinguished here. The Kallavere Ülgase deposit of ceramic clay is distinguished here and there are also some perspective areas on the foot of the North-Estonian Klint.

In the surroundings of Maardu on the area ca 20 km², below of the exhausted phosphorite quarry deposit of a building crystalline rock (granite) is distinguished (mineable reserve 124.5 M m³ and inferred reserve 172.4 M m³). This is connected with rapakivi-like granite of the Maardu massif.

QUATERNARY SEDIMENTS. The map of the Quaternary deposits (Fig. 8) has been composed on the grounds of earlier manuscript maps – the map of the Quaternary deposits of the surroundings of Tallinn at the scale of 1:50 000 (Stumbur et al., 1965; Meriküll et al., 1993), and the map of the Quaternary deposits of Lahemaa National Park area at the scale of 1:25 000 (Suuroja et al., 1997). The results of prospecting and exploration for mineral resources (peat, sand, gravel, mineral resources of bedrock) and the database of groundwater and bored wells were used as well.

The map shows generalised areal distribution of deposits, whereat imaginably about 0.5 m thick uppermost part (corresponding approximately to double thickness of the humus horizon of soil) has been

removed. Colours are used to mark the age and origin of deposits, and symbols to describe their composition. The map of the Quaternary deposits of the sea area has been compiled on the basis of the regional (scale 1:200 000) geological and geophysical investigations of the Gulf of Finland carried out by the Geological Survey of Estonia (Talpas et al., 1994; Malkov et al., 1986). The results of mapping carried out at the scale of 1:200 000 do not meet the requirements established for maps at the scale of 1:50 000 and therefore a simplified legend is used for the sea area.

The descriptions of the deposits presented below are based first of all on the base legend for the map of the Quaternary deposits and geomorphological map of Estonia at the scale of 1:50 000 compiled by K. Kajak (1992). The stratigraphical scheme of the Quaternary deposits (Table 3 and 4) is based on different source data.

The deposits of the Ugandi Formation (Middle Pleistocene) and of the Prangli Subformation, as well as of the Valgjärv and Savala subformations of the Järva Formation (Upper Pleistocene) have not been discovered in the investigated area. The glacial, glaciofluvial and glaciolacustrine deposits of the Upper Järva subformation overlie the bedrock on the whole discussed territory. Generally their thickness does not exceed 10 m, but in the buried valleys and on the sea area it may reach 70 m. In extensive klint peninsulas and in the central part of the Maardu map sheet the thickness of the Quaternary deposits is less than 1 m (areas with thin Quaternary cover). Glacial ($g_{III}jr_3$) deposits are represented by the till of the last glaciation. Due to the areal distribution and lithological-mineralogical peculiarities conditioned by the latter the tills of the North-Estonian Limestone Plateau and those of the Fore-klint Lowland differ considerably. The characteristic feature of the tills of the Fore-klint Lowland is that most of the sedimentary material originates from the outcrops of the Cambrian and Vendian rocks where carbonate rocks are missing – the content of coarse-grained material is small and the share of carbonate rocks in the latter is less than 10 %. The glaciofluvial ($f_{III}jr_3$) deposits are of variable composition and are of limited distribution. They are exposed only on the Sillaotsa–Selja chain of eskers, but occur also as interbeds between tills in the buried valleys. The mostly fine-grained glaciolacustrine ($lg_{III}jr_3$) deposits were formed during the younger stages of the Baltic Ice Lake when during the Allerød and Dryas a uniform pre-glacier basin was formed under the improved climatic conditions. Distinguishing areally between the deposits of the Baltic Ice Lake and the younger Yoldia Sea deposits is complicated because they look similar and the coastal deposits of both stages are not faunistically characterised. Therefore, on the map these deposits are presented together. The Holocene postglacial deposits are represented by the deposits of the Yoldia Sea ($mIVy$), Ancylus Lake ($lIVan$), Litorina Sea ($mIVlt$) and Limnea Sea ($mIVlm$), and aeolian (vIV), lacustrine (lIV), alluvial (aIV) and bog (bIV) deposits formed during the same time sequence. The marine deposits are represented by sand, gravel and pebbles, silt and clay, the terrestrial – by gravel and pebbles, sand, peat and sapropel.

The technogeneous or anthropogenic (tIV) deposits are shown only on the territory of Port of Muuga, Maardu Chemical Plant (up to 10 m high heaps of production waste), the reultivated Maardu phosphorite quarry and limestone quarry in Lasnamägi area.

The map of the thickness of the Quaternary deposits (Fig. 11) is a very important additional map. It has been derived by subtracting the bedrock relief (Fig. 7) from the present-day relief. Three regions of different thickness of the Quaternary cover are clearly distinguished. In the Fore-klint Lowland and in the valleys cutting the klint the thickness of the Quaternary deposits is variable, ranging from some metres to 60 m on Ihasalu Peninsula. Near the edge of the limestone plateau the thickness of the Quaternary cover is often less than 2 m and alvars are common, too. The thickness increases to the south and southeast to average 5–8 m, reaching up to 12 m in the Sillaotsa–Selja range of eskers and small drumlins of Raasiku.

The deposits of the mineral resources related to the Quaternary cover are shown on the map of the Quaternary deposits (Fig. 12). Only one gravel deposit (Seli, 13.49 ha) has been inserted into the State

Register of Mineral Resources. The active proved reserves of the gravelly sand suitable for building sand and gravel are 477 thousand cubic metres. Seli investigation area (to the east of the deposit) has active proved reserves of building sand and gravel total 208 thousand cubic metres on 5.12 ha. In the southern part of the investigation area (5.87 ha) 322 thousand cubic metres of the material was classified as earth-material. The deposits occurrences included in the balance are Jõesuu, Kaberla, Kaberneeme, Neeme, Selimäe, Seli III and Tammiku. These are mostly recultivated and do not have practical value. On the grounds of the mapping results the perspective Kulli sand and gravel deposit (295 ha) was distinguished to the north of Seli deposit. In the area of Kulli deposit the height of gravelly sand ridges reaches 2 m. Several smaller sand and gravel perspective areas are related to the accumulative coastal formations of Ancylus Lake and Litorina Sea. However, taking these into use may be complicated due to environmental constraints. Seven peat deposits have been inserted into the State Register of Mineral Resources: Jägala, Kaugemäe, Kostivere, Kurna, Rae, Peningi and Rummu (Kodasoo). Aaviku, Aruküla, Arumäe, Kaberla, Saha and Saunja small bogs, Sillaotsa and Telliskivi bogs are peat deposits not included in the balance. On the basis of mapping results it has been recommended to distinguish peat perspective areas within Saha-Loo, Jõelähtme, Kihmla and Paasiku bogs. The sapropel deposits inserted into the State Register of Mineral Resources do not occur within this map sheet. The Rummu, Maardu and Limu sapropel deposits are rather well investigated. The reserves of sapropel in Rae and Peningi bogs were studied within peat investigations in these bogs. The Kroodi ferric pigment deposit (5.3 ha) to the northwest of Maardu is worth mentioning.

GEOMORPHOLOGY. The geomorphological studies have always been a part of geological mapping of the Quaternary deposits. Thus, the geomorphological map and its explanation are based on the results of large-scaled (1:50 000 and 1:25 000) mapping carried out in 1991–1993 and 1994–1996 (Meriküll et al., 1993; Suuroja et al., 1997). The relief elements were distinguished according to the key legend of geomorphological map at the scale of 1:50 000 compiled by K. Kajak (1992).

The oldest relief elements in the mapped area were formed already before the Quaternary glaciations. Due to the thin Quaternary cover they are well observable also in the contemporary relief. The main elements of the bedrock relief are the North-Estonian Plateau, Fore-klint Lowland and the North-Estonian Klint. The bedrock relief is cut by several ancient valleys presently filled with the Quaternary deposits.

The main relief-forming agent was the Pleistocene glaciation, mainly its exarational activity. The main erosional relief elements are the eroded surface of the North-Estonian Plateau, and exarational depressions or hollows forming the klint bays. Only few smaller exarational elements (exarations, grooves and striae) have preserved (e.g. near Jägala).

The accumulation of glacial and glacier meltwater deposits in northern Estonia began during the late-glacial period and the glacial relief was formed in the Upper Pleistocene. Glacial landforms (drumlin fields, hilly till topography and till plains) cover majority of the Maardu map sheet's area. Glaciofluvial landforms are represented by eskers – Sillaotsa–Selja esker chain, the northern part of the Sillaotsa–Ruskavere radial esker system is situated in the map sheet's area. Glaciolacustrine landforms are represented by accumulative and abrasional plains and various coastal formations of the Baltic Ice Lake and Yoldia Sea.

The formation of relief in the Holocene was influenced mostly by the development of the Baltic Sea. The accumulative terraces formed during different stages of the Baltic Sea development (Ancylus Lake, Litorina and Limnea Sea) are found on almost whole Fore-klint Lowland. These relatively flat terraces are dissected by accumulative coastal formations (beach ridges, traverse spits and spits). Marine abrasional landforms are not common. The Holocene terrestrial relief elements are present

as well: river valleys (Pirita and Jägala), karst forms (Kostivere karst field), lacustrine plains (lakes Maardu and Rummu), bogs (Peningi, Jägala and Kostivere) and dunes.

HYDROGEOLOGY AND GROUNDWATER VULNERABILITY. Basic hydrogeological data were derived from database “Groundwater-Well” at the Geological Survey of Estonia, and from the results of hydrogeological mapping at the scale of 1:50 000.

Groundwater occurs within the bounds of the map in three principal hydrostratigraphical units: in the peat, till and sandy Quaternary deposits, in the carbonate and terrigenous Palaeozoic and Neoproterozoic rocks and in the zone of weathering and fissured part of the crystalline basement. Units of hydrogeological stratigraphy are presented in Table 6. Aquitards are the strata, the transversal conductivity K of which is generally less than 10^{-2} m/d. In terms of the real water supply the aquifers and aquifer systems can be subdivided into sufficiently water yielding aquifers and aquifer systems (with specific capacity of wells correspondingly $q > 0.1$ l/(s×m), $K > 1$ m/d) and weakly water yielding aquifers and aquifer systems ($q < 0.1$ l/(s×m), $K > 1$ m/d) (Perens, Vallner, 1997).

Groundwater of the Quaternary aquifer system is consumed only by dug wells and single private wells for domestic needs. Groundwater of the Ordovician aquifer system is consumed by more than 200 private wells and dug wells. In Raasiku and Anija settlements total consumption of the groundwater of this aquifer system is less than 0.1 thousand m^3 per day. Outflow of groundwater from Vão quarry provides 1.9 thousand m^3 per day. There are no proved reserves of the Ordovician aquifer system, because in more densely populated areas the aquifer system is highly or extremely highly vulnerable. The Ordovician–Cambrian aquifer is the main source for groundwater supply of settlements in the southern and central part of the map sheet. Loo settlement has water intake with proved reserves 0.8 thousand m^3 per day. Total water consumption from the Ordovician–Cambrian aquifer within bounds of the map sheet is 2 thousand m^3 per day. The potentiometric surface of the Ordovician–Cambrian aquifer is shown in Figure 14. The deep-lying Cambrian–Vendian aquifer system is the main aquifer for groundwater supply of settlements and towns in the northern part of the map sheet. Proved reserves of water intakes are presented in Table 7. Total water consumption within bounds of the map sheet is more than 4.5 thousand m^3 per day. In the map sheet area a deep drawdown cone has formed in the Cambrian–Vendian aquifer system

A group of state groundwater observation wells is located in the northern part of the map sheet and it includes deep-lying aquifers. Groundwater of the uppermost aquifer system in the bedrock has low and very low vulnerability in the northern part of the map sheet, where the aquifer system is covered by Cambrian clays 70–80 m thick. On the most part of the map sheet's area the uppermost aquifer system is highly or extremely highly vulnerable.

Figures 17–19 show that the content of nitrogen compounds in the groundwater of the uppermost aquifer system in bedrock is not alarming. The high content of iron in the groundwater causes several problems. The mineralisation (TDS) of groundwater of the uppermost aquifer in bedrock in the exhausted phosphorite quarries of Maardu exceeds 1 g/l and is accompanied by high SO_4 contents.

GRAVITY AND MAGNETIC FIELDS. The sources for gravity and magnetic anomalies are mostly of Precambrian origin. The values of gravity anomalies vary from -26 to $+1$ mGal, forming a uniform field pattern with the minima in the north and maxima in the south. The level of magnetic field remains mostly negative (from 0 to -300 nT) disturbed, in the central part of the map sheet, by the NW directed chain of positive anomalies (up to $+250$ nT). Latter is associated with the complex of amphibole gneisses. The bow-shaped positive magnetic anomaly in the northern part of the map marks the SW boundary of Neeme rapakivi massif.

There are no associations between the structure of the sedimentary cover and potential field patterns.

KASUTATUD KIRJANDUS

- Adamson, A., Reinsalu, E., Hints, H., Komendant, E., Kruus, M., 1994. Seletuskiri. Vão lubjakivimaardla lubjakivi jääkvarude arvutus ja Vão karjääriga külgnevate alade lubjakivi varu. Tallinn, EGF 5834.
- Beljajeva, J., 1999. AS Maardu Kivi paekarjääri laienduse varu arvutus. Tallinn, EGF 6271, 10.
- Björck, S., 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP. *Quaternary International* 27, 19–40.
- Donner, J., 1992. Is there evidence in the zone of the first Salpausselkä moraine in Finland of a transgression of the Baltic Ice Lake before its drainage? *SGU*, ser 81, 87–90.
- Donner, J., 1995. *The Quaternary History of Scandinavia*. Cambridge University Press, Cambridge, 200.
- Einmann A., Gromov O., 1974. Aruanne Harju rajooni kruusliiva ja liiva otsingu-uuringu kohta aastail 1971–1974. Keila. Tallinn, EGF 3305.
- Eskel, J., Liivrand, H., Kivimägi, E., 1975. Aruanne Ida-Eesti fosforiidikandvuse hinnangust 1971–1974 (vene keeles). Tallinn, EGF 3348, 181.
- Fyfe, G. J., 1990. The effect of water depth on ice-proximal glaciolacustrine sedimentation: Salpausselkä I, southern Finland–Boreas 19, 147–164.
- Grinevitš, L., 1989. Eesti NSV Harju rajooni Maardu sapropeelimaardla deitailuuring (vene keeles). Tallinn, EGF 4342, 120.
- Gromov, O., Pastuhhova, A., 1970. Keila Geoloogilise Rühma aruanne geofüüsikalistest uurimistest aluskorra kaardistamisel Tallinn–Loksa piirkonnas aastail 1968–1970 (vene keeles). EGF 3089, 179.
- Gromov, O., Rehemäe, Ü., Saaremets, V., Jeresko, J., 1995. Põhja-Eesti keskosa gravimeetrilise kaardi (mõõtkavas 1:50 000 ja 1:200 000) koostamine. Tallinn, EGF 5329.
- Güsson, J., Leet, G., 1982. Tehnilis-majanduslikud põhjendused (v.k-TEO) ajutiste konditsioonide projekti juurde graniitkivimite maa-aluse tootmise jaoks Maardu maardlas (vene keeles). Tallinn. EGF 4048.
- Jõgi, S., Mardla, A., 1966. NSVL geoloogiline kaart mõõtkavas 1:200 000. Balti seeria. Leht O-35-I (vene keeles). Tallinn, EGF 2922, 249.
- Jänes, J., Jürgenson, V., 1985. Aruanne ehituslubjakivide otsingulis-hinnangulistest töödest Aruküla ümbruses Harju rajoonis. EGF 4152, 118.
- Heinsalu, Ü., 1977. Karst ja looduskeskkond Eesti NSV-s. Tallinn.
- Heinsalu, Ü., 1978. Karst ja karstiveed maa-aluste jõgede ja allikate aladel Põhja-Eestis ja nende kaitse. Tallinn, EGF 3540, 165.
- Heinsalu, A., 2001. Diatom stratigraphy and the palaeoenvironment of the Yoldia Sea in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Annales Universitatis Turkuensis*, II, 144, 1–41.
- Hekk, H., Mällo, M., 1984. Maardu linna generaalsoodla korrigeerimine. Tallinn, EGF 4050, 83.
- Jõgi, T., Kala, E., Keerup, O., Pastuhhova, A., Petersell, V., Eltermann, G., 1966. Paide rühma aruanne keskmisemõõtkavalisest komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest ENSV põhjaosas (kaardileht O-35-II) aastail 1963–1966 (vene keeles). Tallinn, EGF 2893, 294.
- Kajak, K., Kala, E., Koppelmaa, H., Perens, H., Põldvere, A., Raudsep, R., Savitskaja, L., Vingisaar, P., Perens, R., 1992. Eesti geoloogiliste kaartide (mõõtkava 1:50 000) tugilegid. Tallinn–Keila. Tallinn, EGF 4615.
- Karise, V., Johannes, E., Punning, J.-M., Pill, A., Suit, I., Trapido, R., Smirnov, A., Hütt, G., 1987. (vene keeles). Fosforiidide tootmisjääkide mõju ümbritsevale keskkonnale (Maardu maardla näitel). Tallinn, EGF 3542, 111.

- Kasemets, E., Klaaman, A., Kruus, H., Miidel, M., Voolmaa, E., 1958. ENSV ehitusmaterjalide maardlate kokkuvõtlik ülevaade 1958. a. Teemaatilise töö aruanne. Tallinn, EGF 1035, 122.
- Keerup, O., Petersell, V., 1972. Kvaternaarieelsete kivimite geoloogiline kaart Tallinn–Loksa kaardilehel ja mineraloogilise analüüsi metoodikast süvakaardistamisel (vene keeles). Tallinn, EGF 3177, 180.
- Kessel, H., Raukas, A., 1979. The Quaternary History of the Baltic. Estonia. Uppsala, Vol.1, 127–146.
- Kessel, K., 1979. Ülemiste järve geoloogilisest arengust ja tema setete vanusest. Eesti NSV saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine, Tallinn, 154–160.
- Kiipli, T., Liivrand, E., Lutt, J., Pirrus, R., Rennel, G., 1993. Pinnakate. Eesti šelfi geoloogia, 76–102.
- Kink, H., 1976. Looide-Eesti (Harju rajoon) melioratiiv-hüdrogeoloogiline ülevaade. Tallinn, EGF 3432.
- Kink, H., Andresmaa, E., Orru, M., 1998. Eesti soode hüdrogeoloogia. TÜ Geoloogia Instituut. Tallinn, 128.
- Kivisilla, J., Niin, M., Koppelmaa, H., 1999. Catalogue of chemical analyses of major elements in the rocks of the crystalline basement of Estonia. Geological Survey of Estonia. Tallinn. 94 p.
- Klimenko, A., Võsa, A., Lepp, M., Ermann, M., 1994. Harju-, Lääne-, Lääne-Viru-, Rapla-, Järva-, Jõgeva-, Viljandi-, Hiiu-, Põlva-, Saare-, Valga- ja Võrumaa turbamaardlate tootmisalade jääkvaru määramine. Harjumaa Kostivere turbamaardla Maardu tootmisala. Tallinn, EGF 4887.
- Klimenko, V., Võsa, A., Ramst R., 1992. Harju maakonna Rae turbamaardla detailuuringu aruanne. Tallinn, EGF 5272.
- Klimenko, V., Võsa, A., Ramst, R., Lepp, A., Širokova, M., 1998. Harju rajooni Peningi turbamaardla (Seli, Seli II, Peningi) keskosa detailuuringu aruanne 1988.–89.a. Tallinn, EGF 5255.
- Koistinen, T. (ed.), 1994. Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area. 1:1 mill. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Koppelmaa, H., Kivisilla, J., 1998. Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart mõõtkavas 1:200 000. Kaart ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn. 4 kaarti, 33.
- Koppelmaa, H., 2000. Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart. Mõõtkava 1:400 000. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus.
- Krapiva, A., 1991. Maardu maardla looduslik-tehnogeensed hüdrogeoloogilised tingimused (vene keeles). Tallinn, EGF 4515, 33.
- Kukk, V., Galanšina, V., 1973. Aruanne uuringutöödest Maardu fosforiidimaardlal 1971.–1973. a (vene keeles). EGF 3265.
- Kupits, T., 1995. Jüri tankla pinnasereostuse uuringud. Tallinn, EGF 4964, 8.
- Kuusmik, H., 1984. Iru-Muuga puhketsooni kuivendus. Ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, EGF 4047, 118.
- Levin, A., Stoumov, J., 1958. Aruanne geoloogilistest uuringutöödest Maardu lubjakivimaardlas 1957. a (vene keeles). EGF 1074.
- Liivrand, H., Mardiste, A., Rass, V., Rass, V., Raudsep, R., Eskel, J., 1983. Aruanne fosforiidi otsingu tulemustest Maardu maardla lõunapoolsemas osas (vene keeles). Tallinn, EGF 4002, 155.
- Liivrand, E., 1991. Biostratigraphy of the Pleistocene deposits in Estonia and correlations in the Baltic region. University of Stockholm, Department of Quaternary Geology, Report 19. Stockholm, 114.
- Linkrus, E., 1988. Põhja-Eesti rannikumadalik ja Soome lahe saared. Tallinn, 102.
- Lugus, E., Sirk, J., Jaaska, V., 1959. Vahearuanne kärnirühma revisjonist 1958. aastal (vene keeles). Tallinn, EGF 1292, 102.
- Luha, A., 1946. Eesti NSV maavarad. Tallinn, 192.
- Lunkka, J., Saarnisto, M., Gey, V., Demidov, I., Kiselova, V., 2001. Extent and age of the Last Glacial Maximum in the south-eastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. Global and Planetary Change in press. 31, 407–425.

- Lutt, J., Raukas, A. (toim.), 1993. Eesti šelfi geoloogia. Tallinn, 178.
- Lõugas, L., 2001. Mammudid Eestis. Eesti Loodus, 8.
- Maapõueseadus ja selle rakendamise õigusaktid I. Eesti Vabariigi Keskkonnaministeerium, Tallinn, 1996, 227.
- Malkov, B., Kiipli, T., Rennel, G., Tammik, P., Dulin, J., 1986. Balti mere Eesti NSV territooriumiga piirneva šelfiala regionaalne geoloogilis-geofüüsikaline uurimine mõõtkavas 1:200 000 1984-1985. a (vene keeles). Tallinn, EGF 4188.
- Meriküll, V., Jalakas, I., Morgen, E., Mardiste, A., Savitskaja, L., 1993. Tallinna ümbruse geoloogiline järelkaardistamine mõõtkavas 1:50 000 (kaardilehed O-35-13-D; O-35-14-B, C, D; O-35-15-C; O-35-25-C; O-35-26-A, D). Keila, EGF 4695, 192.
- Metlitskaja, V. I., Papko, A. M., 1992. Eesti territooriumi mõõtkavas 1:25 000 ja 1:50 000 aeromagnetilise kaardistamise tulemused. Töögrupp nr 49, aastail 1987–1991. Report of Investigation. Geological Survey of Belorussia, Minsk.
- Možajev, B. N., 1973. Vene tasandiku loodeosa uuemast tektoonikast (vene keeles). Nedra, Leningrad, 229.
- Mustjõgi, V., 1973. Ülevaade maavarade maardlate geoloogilisest uuritusest (ajalugu, uurimistööd ja uuringud). Regionaalülevaade. Fosfaatne toore. Eesti NSV. Maardlad: Maardu, Aseri, Narva, Toolse (vene keeles). EGF 3242.
- Mõttus, V., 1978. Aruanne ehituskillustikuks kõlblike lubjakivide otsimistööde tulemustest Tallinna ümbruses. Tallinn, EGF 3492, 142.
- Mäemets, A., 1977. Eesti NSV järved ja nende kaitse. Tallinn, Valgus, 264.
- Männil, R., 1966. Balti basseini areng Ordoviitsiumis (vene keeles). Tallinn, Valgus, 200.
- Müürisepp, K., 1954. Geoloogiline ülevaade Maardu varapaigast, väljudes tema kompleksse kasutamise seisukohast. EGF 839.
- Niin, M., Kivisilla, J., 1999. Eesti ja lähiala kristalse aluskorra õhikute kataloog. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 228.
- Niin, M., Kivisilla, J., 2001. Eesti sette kivimite õhikute kataloog. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, EGF 7343, 146.
- Orru, M., 1970. Aruanne Maardu fosforiidimaardla eeluuringust (vene keeles). EGF 3115.
- Orru, M., Allikvee, H., Veldre, M., 1981. Harju rajooni turbamaardlate otsingulis-uuringuliste tööde aruanne. Tallinn, EGF 5199.
- Palo, M., 1961. Fosforiidi geoloogiline otsing klindi piirkonnas Tallinna ja Narva vahel 1958–1961. a (vene keeles). Otsingutööde aruanne. Tallinn, EGF 1570, 243.
- Pedtsenko, A., 1978. Aruanne ehitusuuringutest veehoidla ehitistel Maardu järvel ja Jõelähtme jõel, torujuhtme trass (vene keeles). Tallinn. EGF 3897.
- Perens, R., Vallner, L., 1997. Waterbearing formation. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.) Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers. Tallinn, 137–144.
- Perens, R., 1998. Eesti hüdrogeoloogiline kaart 1:400 000. Seletuskiri. Tallinn, 40.
- Perens, R., 1999. Väo paekarjääri põhjavee seisundi hinnang. Tallinn, EGF 6211, 12.
- Perens, R., 2001. Eesti põhjavee kaitstuse kaart 1:400 000. Tallinn, EGF 7120.
- Petersell, V., Puura, V., Koppelmaa, H., Detkovski, S., Kivisilla, J., Keerup, O., Mõttus, V., Niin, M., Suuroja, K., 1971. Tallinn–Loksa piirkonna kristalse aluskorra väikesemõõtkavalise süvakaardistamise aruanne (vene keeles). Tallinn, EGF 3163, 314.
- Petersell, V., Ressar, H., Carlsson, M., Mõttus, V., Enel, M., Mardla, A., Täht, K., 1997. Eesti mulla huumushorisondi geokeemiline atlas. Seletuskiri. Tallinn – Uppsala, 75.

- Petersell, V., Möttus, V., Enel, M., Täht, K., Võsu, M., 2000.* Eesti mulla lähtekivimite geokeemiline atlas. Tallinn, EGF 6833, 101.
- Piits, T., 1998.* Uurimistöö aruanne. Töö nr. GE-0127. Seli kruusa-liiva leiukoht Harjumaal Rae vallas. Tallinn, EGF 5993.
- Prokofjev, V., 1960.* Aruanne fosforiitide otsingu-uuringutöödest Pirita–Jägala jõgedevahelisel alal (vene keeles). Tallinn, EGF 1562, 230.
- Prokofjev, V., Jalakas, A., 1962.* Aruanne detailsetest geoloogilistest uuringutöödest Maardu fosforiidi- ja lubjakivimaardlas 1960.–1961. a. EGF 1830.
- Pärna, K., 1962.* Balti jääjärve ja suurte kohalike jääjärvede geoloogiast Eesti territooriumil. Tallinn, 20.
- Rammo, M., Vaher, R., Morozov, O. jt, 1989.* Fosforiidi otsingud Maardu maardlast edela pool (O-34-XII, O-35-I, VII) 1986.-1989. a (vene keeles). EGF 4359.
- Ramsay, W., 1929.* Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia. Bd. 52, N 2, 48.
- Ramst, R., 1991.* Maardu järve sapropeeli täienduurimine (vene keeles). Tallinn, EGF 4538, 22.
- Raukas, A., 1978.* Pleistotseeni setted ENSV-s. Tallinn, Valgus, 310.
- Raukas, A., Hiväriinen, H. (eds.), 1992.* Geology of the Gulf of Finland. Tallinn, 422.
- Raukas, A., Kajak, K., 1995.* Quaternary stratigraphy in Estonia. Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 44/3, 149–162.
- Raukas, A., Kessel, H., Eltermann, G., 1965.* Vanade akumulatiivsete rannavallide ehitus Eestis. Kvaternaarsete setete litoloogia ja stratigraafia Eestis. Tallinn, 85–104.
- Raukas, A., Rähni, E., Miidel, A., 1971.* Liustiku servamoodustised Põhja-Eestis (vene keeles). Tallinn, 228.
- Raukas, A., Saarse, L., Veski, S., 1995.* A new version of the Holocene stratigraphy in Estonia. Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 44/4, 201–210.
- Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.), 1997.* Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 436.
- Reinsalu, E., 1990.* Hinnata Eesti fosforiidimaardlate komplekse ja ökoloogiliselt ohutu hõlvamise võimalusi. Tallinn, EGF 4541.
- Riet, K., 1983.* Välisvõrgud Uues sadamas Baltimaades (Muuga lahest kuni Kallavere elamurajoonini). Tallinn, EGF 4022, 128.
- Ruzanova, V., Abels, E., Leet, G., 1982.* Kompleksne eksperimentaalne majanduslik hinnang fosforiidi-varudele Maardu ja Toolse maardlas (vene keeles). Tallinn. EGF 3960.
- Rõõmusoks, A., 1983.* Eesti aluspõhja geoloogia. Tallinn, Valgus, 223.
- Rõžihh, J., Prükk, K., 1975.* Aruanne Maardu fosforiidimaardla järeluuringust 1975. a. (vene keeles). EGF 3367.
- Rähni, E., 1962.* Viimase mandrijää servamoodustistest Põhja-Eestis. Tallinn, EGF 1933.
- Rändur, M., 1998.* Rauapigmentide, diatomiidi ja heleda savi ilmingute revisjon. Tallinn, EGF 5928.
- Saarse, L., 1994.* Eesti väikejärvede põhjasetted. Tallinn, Eesti Teaduste Akadeemia, 230.
- Salo, V., Võsa, A., Kallas, R., Lepp, A., 1987.* Harju rajooni Kudasoo (Rummu) turbamaardla detailuuringu aruanne. Tallinn, EGF 5244.
- Savitskaja, L., Viigand, A., 1994.* Aruanne Kambriumi-Vendi veekompleksi põhjavee mikrokomponentide ja isotoopkoostise uurimisest joogivee kvaliteedi hindamiseks Põhja-Eestis. Tallinn, EGF 4870, 54.
- Savitskaja, L., Viigand, A., Jaštšuk, S., 1997.* Siluri–Ordoviitsiumi veekompleksi põhjavee mikrokomponentide ja radionukliidide uurimistöö. Tallinn, EGF 5815, 42.
- Savitskaja, L., Savva, V., 1999.* Põhjavee kvaliteediklassid. Tallinn, EGF 6357, 21.

- Savitskaja, L., Savva, V., Jaštšuk, S., 1998.* Tallinna põhjavee kaitstuse kaardid mõõtkavas 1:20 000. Tallinn, EGF 6071, 21.
- Savitskaja, L., Savva, V., Viigand, A., 2000.* Joogivee uuring mikrokomponentide määramiseks Harjumaal. Tallinn, EGF 6826, 23.
- Savitski, L., 1999.* Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekompleksi tarbepuurkaevude inventeerimine Harju maakonnas (seisuga 1999. a). Tallinn, EGF 6227, 6.
- Savitski, L., 2001.* Põhjaveeseire Pakterminaali veehaardel 2001. a. Tallinn, EGF 7314, 5.
- Savitski, L., Savva, V., 1997.* Tallinna ja selle lähipiirkonna põhjavee kasutamise skeem. Tallinn, EGF 5818, 22.
- Savitski, L., Savva, V., 1999.* Eksperthinnang Harjumaal rannikupiirkonna aiandusühistute veevõtu kohta Kambriumi–Vendi veekompleksist. Tallinn, EGF 6226, 4.
- Savitski, L., Viigand, A., Belkina, V., Jaštšuk, S., 1993.* Põhjaveevaru hinnang Tallinna veehaardetel. Põhjavee otsing Tallinna ja ümbruse veevarustuseks. Tallinn, EGF 4652, 402.
- Sinisalu, R., 1999.* Harju maakonna mahajäetud karjäärade revisjon (Jõelähtme, Kuusalu, Loksa ja Rae vald). Tallinn, EGF 6282.
- Sinisalu, R., 1999.* Harju maakonna mahajäetud karjäärade revisjon (Anija, Kose, Kõue ja Raasiku vald). Tallinn, EGF 6089.
- Sinisalu, R., Petresell, V., Räägel, V., 2001.* Harju maakonna Seli kruusamaardla Selli uuringuala geoloogiline uuring. Selli kruusaliivakarjääri keskkonnamõju hindamine. Tallinn, EGF 7158.
- Struckmeier, W. F., Margat, J., 1995.* Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend. International Association of Hydrogeologists. Hannover, 177.
- Stumbur, H., Jõgi, S., 1965.* Aruanne otsingu-kaardistamistöödest Suur-Tallinna ja selle ümbruse territooriumil mõõtkavas 1:50 000 (vene keeles). Tallinn, EGF 2394, 644.
- Stumbur, H., 1966.* NSVL geoloogiline kaart (aluspõhi) mõõtkavas 1:200 000 (kaardileht O-35-I). Vene keeles. Min. Geo. SSSR, Moskva.
- Stumbur, H., Jõgi, S., 1965.* Aruanne otsingu-kaardistamistöödest Suur-Tallinna ja selle ümbruse territooriumil mõõtkavas 1:50 000 (vene keeles). Tallinn, EGF 2394.
- Stumbur, H., Jõgi, S., 1967.* Aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:200 000 (kaardileht O-35-VII). Keila, EGF 2943, 522.
- Stumbur, H., Jõgi, T., 1968.* NSVL geoloogiline kaart (aluspõhi) mõõtkavas 1:200 000 (kaardileht O-35-VII) (vene keeles). Min. Geo. SSSR, Moskva.
- Suuroja, K., 1979.* Aruanne graniidiotsingutest Maardu piirkonnas (vene keeles). Tallinn, EGF 3560, 129.
- Suuroja, K., 1982.* Aruanne graniidi eeluuringust Maardu piirkonnas (vene keeles). Tallinn, EGF 3947, 175.
- Suuroja, K., 1992.* Seletuskiri Maardu graniidimaardla varude kinnitamiseks. EGF 4634.
- Suuroja, K., 1997.* Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1:400 000. Tallinn, Eesti Geoloogia-keskus, 60.
- Suuroja, K., Jalakas, I., Kadastik, E., Mardim, T., Morgen, E., Saadre, T., 1997.* Lahemaa geoloogilis-hüdrogeoloogiline kaardistamine mõõtkavas 1:50 000 (1:25 000). Aruanne. Keila, EGF 5631, 200.
- Svensson, N. O. 1989.* Late Weichselian and Early Holocene shore displacement in the central Baltic, based on stratigraphical and morphological records from eastern Småland and Gotland, Sweden. Lundqua Thesis 25, 1–195.
- Talpas, A., Kask, J., Väling, P., Mardla, A., Sakson, M., Genno, E., 1994.* Balti mere šelfiala geoloogiline kaardistamine lehtedel O-34-VI, O-34-XII, O-35-I, O-35-II. Tallinn, EGF 4860, 94.
- Tamm, I., 1998.* Tallinna piirkonna Kambriumi–Vendi veekompleksi tarbevaru ümberhindamine kuni aastani 2030. Tallinn, EGF 6154, 75.

- Tamm, I., Savva, V., Savitski, L., Savitskaja, L., Tibar, K., 1999.* Harju maakonna Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekomplekside tarbevaru määramine ja olemasolevate varude ümberhindamine kuni aastani 2030. Tallinn, EGF 6368, 84.
- Tammekann, A., 1940.* The Baltic Glint. A Geomorphological Study. Part I. Morphography of the Glint. Publicationes Inst. Univ. Tartuensis Geographici, 24, 103.
- Tennokesse, V., Viigand, A., Väikmann, S., Lutter, T., Otsmaa, M., Skorohodova, V., Savitskaja, L., Bajev, V., 1991.* Põhjavee kaitsealaste tööde aruanne (1989–1991. a). Tallinn, EGF 4478, 216.
- Tšeban, E., 1975.* Eesti NSV põhjavesi ja selle kasutamine. Tallinn, Valgus, 166.
- Tšentsov, I., Erisalu, E., Kattai, T., Arvisto, E., 1968.* Geoloogiline aruanne põlevkivi otsingutest Tallinna alal aastail 1967–1968 (vene keeles). Tallinn, EGF 3005, 249.
- Uukonen, P., 2001.* Shaped by the Ice Age. Yliopistopaino. Helsinki, 41.
- Vallner, L., 1980.* Geohüdrodünaamiline liigestus ja Eesti põhjavete bilanss (vene keeles). Rmt.: Vallner, L. (toim.). Eesti hüdrogeoloogia probleeme. TA GI, Tallinn, 11–120 (vene keeles).
- Vassila, K., 1980.* Harju rajooni Kostivere sovhoosi maaparandusehitus. Ehitusgeoloogia aruanne. Tallinn, EGF, 6386, 5.
- Vatalin, I., 1994.* Eksperthinnang Arukülas toimunud naftareostuse ja leviku kohta. Tallinn, EGF 4844, 11.
- Vatalin, I., 1995.* Aruanne põhjavee monitooringust Aruküla alevikus ja selle ümbruses. Tallinn, EGF 4961, 95.
- Vatalin, I., 1998.* Loo aleviku ja ümbruse Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekomplekside põhjaveevaru hinnang. Tallinn, EGF 6079, 40.
- Vatalin, I., Perens, H., Širokova, M., 1980.* Aruanne hüdrogeoloogilistest uuringutest Lasnamäe elamurajooni jaoks Tallinnas (vene keeles). Tallinn, EGF 3676, 234.
- Veldre, M., Salo, V., 1993.* Jõgeva-, Põlva- ja Harjumaa väikeste turbamaardlate otsingulis-hinnanguliste tööde aruanne 1990–1993. a. Tallinn, EGF 5274.
- Veršinina, V., 1978.* Aruanne Maardu fosforiidimaardla järeluurimist 1978. a. (vene keeles). EGF 3521.
- Veršinina, V., Koljada, P., Podlipajev, J., 1981.* Aruanne järeluurimist Maardu fosforiidimaardlas 1980.–1981. a. (vene keeles), EGF 3872.
- Veski, S., 1998.* Vegetation History, Human Impact and Palaeogeography of West Estonia. Pollen Analytical Studies of Lake and Bog Sediments. Striae, 38, Uppsala, 119 p.
- Vingisaar, P., 1978.* Eesti mineraalveed ja nende kasutamine. Rmt.: Heinsalu, Ü. (toim.), Põhjavee kasutamisest ja kaitsest Eesti NSV-s. Eesti TA Looduskaitse Komisjon, Tallinn, 54–71.
- Vingisaar, P., 1987.* Aruanne kattekivimite kvaliteedi järeluurimist Maardu fosforiidimaardlas (vene keeles). Tallinn, EGF 4240, 244.
- Viru, I., 1969.* Aruanne järeluurimist Maardu maardlas 1968.–1969. a. (vene keeles) EGF 3072.

TUGIPUURAUGU F-111 (SELI) KIRJELDUS

Puuraugu asukoht (koordinaadid ja lühiiseloostus): 59°20,158' pl ja 25°00,627' ip. Puurauk asub Pirita jõest Kautjala küla kohalt 2,5 km idas, Limu järve idakaldal Seli talu lähistel.

Puurimise aeg: 1969. aasta juuni – oktoober.

Puurimise eesmärk: Tallinna–Loksa piirkonna geoloogiline süvakaardistamine.

Puuritud organisatsioon ja puurmeister: ENSV MN Geoloogia Valitsus; A. Raamat.

Esmakirjelduse autorid: kvaternaarsed setted ja aluspõhi – O. Keerup; aluskord – K. Suuroja.

Puuraugu ja puursüdamiku seisukord: puurauk likvideeritud; puursüdamikust on säilinud vaid aluskorra osa ja see asub Lääne-Virumaal Kadrina vallas Arbavere puursüdamikuhoidlas.

Suudme kõrgus: 40,0 m ümp.

Aruande number EGF-is: 3163.

0,0–8,4 m (8,4/5,0) $f_{III}j_r3$ (glatsiofluviaalsed setted) – Segaterine (valdavalt keskterine, peen- ja jämeliiva lisandiga) päevakivi-kvartsiiv kruusa lisandiga. Intervalli alaosas esineb kruusa fraktsioonis karbonaatset purdu.

8,4–9,9 m (1,5/1,1) $g_{III}j_r3$ (glatsiaalsed setted) – Saviliiv moreen, lubjakivi ja tard- ning moondekivimite munakatega.

9,9–14,5 m (2,4/2,4) O_3jhM+P (Jõhvi lademe Jõhvi kihistu Madise ja Pagari kihistik) – Savikas detriitjas pisikristalne lubjakivi, rohekas, poolmugulja tekstuoriga. Alumine piir on seotud savikuse vähenemisega ja see on üleminekuline.

14,5–17,4 m (2,9/2,4) O_3jhA (Jõhvi lademe Jõhvi kihistu Aluveres kihistik) – Helehall detriitne pisikristalne lubjakivi, roheka mergli hajusalt katkendlike kelmatega. Alumiseks piiriks on püriitse impregnatsiooniga katkestuspind.

17,4–20,2 m (2,8/2,5) O_3id (Idavere lade) – Helehall pisikristalne nõrgalt savikas detriitne lubjakivi, roheka lubimergli hajusate vahekihtidega. K-bentoniidi vahekihte puursüdamikus ei ole, kuid nende olemasolu ei saa välistada. Alumisel piiril on tugev püriitne katkestuspind.

20,2–33,3 m (13,1/11,7) O_3kk (Kukruse lade) – Selle piires on eristatud 4 intervalli:

20,2–21,6 m (1,4/1,3): helehall pisikristalne peendetriitjas poolmuguljas lubjakivi, kukersiidi ja kukersiitse mergli lainjate kelmete ja õhukeste vahekihtidega;

21,6–26,5 m (4,9/4,3): helehall pisikristalne peendetriitne poolmuguljas lubjakivi, kukersiidi ja kukersiitse mergli kuni 10 cm-ste vahekihtidega;

26,5–29,8 m (3,3/3,0): hele- kuni roosakashall peenkristalne detriitne poolmuguljas lubjakivi, kukersiidi ja kukersiitse mergli lainjate kelmatega. Jälgitavad mitmed tugevad püriitsed katkestuspinnad ja püriidistunud laiade esineb ka lubjakivis. Alumine piir kukersiidi vahekihtide ilmudes;

29,8–33,3 m (3,5/3,4): hele- kuni roosakashall peenkristalne detriitne poolmuguljas lubjakivi, kukersiidi ja kukersiitse mergli kuni 20 cm-ste vahekihtidega. Alumisel piiril tugev püriitne katkestuspind.

33,3 – 38,4 m (5,1/4,0) – O_2uh (kr) (Uhaku lade, Kõrgekaldas kihistu) – Rohekashall, nõrgalt savikas, detriitjas, pisikristalne lubjakivi, poolmuguljas, roheka lubimergli hajusate vahekihtidega. Viimastes kerogeeni lisand kuni 36,8 meetrini. Süg. 38,0–38,4 m on lubjakivi helehall, puhas, paksukihiline, savikate vahekihtideta. Alumisel piiril, süg. 38,4 m, tugev kahekordne püriidistunud katkestuspind, millest ülalpool on veel mitu nõrgemat fosfaatset katkestuspinda.

38,4–45,1 m (6,7/6,0) O_2ls (vä) K (Lasnamäe lade, Vao kihistu Kostivere kihistik) – Helehall detriitjas lubjakivi, pisikristalne, keskmise- kuni paksukihiline (5–20 cm), roheka mergli lainjaltkatkendlike rohekate kelmete ja sagedaste stüloliitpindade ning rohkete lainjate fosfaatsete katkestuspindadega.

Sagedased on ka vertikaalsed, valdavalt dolomiidistunud ussikäigud. Detriit enamjaolt peen ja püriidistunud. Alumine piir litoloogiliselt terav.

45,1–45,7 m (0,6/0,6) O_2ls (vä) P (Lasnamäe lade, Vao kihistu Pae kihistik) – Tumehall peenkristalne paksukihiline dolomiit, kohati peenkavernoosne.

45,7–47,4 m (1,7/1,7) O_2ls (vä) R (Lasnamäe lade, Vao kihistu Rebala kihistik) – Sügavusel 45,7–46,2 m pisikristalne helehall detriitjas lubjakivi, keskmisekihiline. Süg. 46,2–47,4 m tumehall peenkristalne dolomiit, paksukihiline, kohati kavernoosne. Suuremates kavernides esineb sageli dolomiidi ja püriidi kristalle. Intervalli lõpuosas esineb helehalle lubioode. Alumisel piiril lainjas nõrk katkestuspind, millest allpool ilmuvad raudooidid.

47,4–48,3 m (0,9/0,8) O_2as (as) (Aseri lade, Aseri kihistu) – Hall savikas ooidlubjakivi, pisikristalne, massiivne. Pruunide raudooidide sisaldus suureneb allapoole. Süg. 48,3 m on sügavate uuretega tugev püriitne katkestuspind.

48,3–49,1 m (0,8/0,8) O_2kn (lb) (Kunda lade, Loobu kihistu) – Sügavusel 48,3–48,5 m hall detriitjas, nõrgalt savikas lubjakivi, pisikristalne, paksukihiline. Sügavusel 48,5–49,2 m tumehall peenkristalne dolomiit, paksukihiline, harvade peente kavernidega.

49,1–49,2 m (0,1/0,1) O_2kn (sl) (Kunda lade, Sillaoru kihistu) – Tumehall peenkavernoosne peenkristalne dolomiit, sisaldab raudoode. Alumisel piiril püriitne katkestuspind.

49,2–51,6 m (2,4/2,0) O_2vl (tl) (Volhovi lade, Toila kihistu) – Tumehall peenkristalne glaukoniiti sisaldav dolomiit, lainjalt keskmisekihiline, roheka mergli õhukeste vahekihtidega.

51,6–51,8 m (0,2/0,1) O_2bl (tl P) (Billingeni lademe Toila kihistu Päite kihistik) – Rohekas savimergel glaukoniidiga ja õhukeste (2–3 cm), glaukoniiti sisaldava dolomiidi vahekihtidega. Alumisel piiril püriitne katkestuspind.

51,8–52,1 m (0,3/0,3) O_2bl (lt M) (Billingeni lademe Leetse kihistu Mäeküla kihistik) – Rohekashall lubiliivakivi glaukoniidiga, kõvasti tsementeerunud. Alumine piir üleminekuline ja seotud lubitsemendi asendumisega saviga.

52,1–53,3 m (1,1/1,0) O_1hn (lt J) (Hunnebergi lademe Leetse kihistu Joa kihistik) – Tumeroheline peenterine glaukoniitliivakivi, nõrgalt tsementeerunud, üksnes intervalli keskosas on 5 cm tugevasti tsementeerunud karbonaatse tsemendiga kiht. Glaukoniidi sisaldus suureneb ülalt alla ja seda kuni ca 80 %-ni. Alumisel piiril lainjas impregneerimata katkestuspind.

53,3–59,4 m (6,1/4,7) O_1pk (tr) (Pakerordi lademe Türisalu kihistu) – Tumepruun kerogeenne graptoliitne argilliit (diktüoneemakilt), intervalli alaosas (ca 1 m) üksikute õhukeste detriiti sisaldava kvartsliaivakivi vahekihtidega.

59,4–64,4 m (5,0/2,1) O_1pk (kl) (Pakerordi lademe Kallavere kihistu) – Helehall detriitjas kvartsliaivakivi, peenteine, nõrgalt tsementeerunud, horisontaalsest kuni põimjaskihiliseni. Intervalli alaosast puursüdamik puudub ja alumine piir tõmmatud gammakiirguse kõveral jälgitavate muutuste (kiirgusfooni alanemise) järgi.

64,4–76,0 m (11,6/2,4) $\mathcal{E}_1ts$ (Alam-Kambriumi ladestu Tiskre kihistu) – Helehall jämeterine kvartsaleuroliit rohekashalli peliitaleuroliidi harvade vahekihtidega intervalli alaosas, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud. Aleuroliit sisaldab vähesel määral pisiterist glaukoniiti ja savi kelmeid ning väikeseid püriidi konkretsioone. Peliitsed vahekihid sisaldavad kihipindadel väikeseid muskoviidi lehekesi ja markasiidi kristalle. Kuna puursüdamiku väljatulek on halb, siis intervalli piiritlemiseks on kasutatud gammakiirguse diagrammi ja selle järgi seondub alumine piit kiirgustaseme märgatava tõusuga.

76,0–88,0 m (12,0/3,8) $\mathcal{E}_1lk$ (Alam-Kambriumi ladestu Lükati kihistu) – Rohekashall liivakas aleuriitsavi helehalli jämeterise kvartsaleuroliidi (ca 35 %) vahekihtidega ja seda eriti intervalli alaosas. Aleuroliidi kihtide paksus varieerub mõnest mm-st kuni 0,2 m-ni. Olemasolevad aleuroliidi kihid on

kõvasti tsementeerunud poikiloklastilise karbonaatse tsemendiga. Aleuriitsavi sisaldab samuti glaukoniiti ja seda nii kihipindadel kui pesadena. Leitud ka *Volborthella tenuis* koonusjaid vorme. Kihistu alumine piir on seotud püriitsete käikude ilmumisega.

88,0–142,6 m (54,6/15,0) $\mathcal{E}_1\text{InK}+M$ (Alam-Kambriumi Lontova kihistu Kestla ja Mahu kihistik) – Rohekashall argelliidilaadne aleuriitne savi rohkete püriidistunud ussikäikudega ja sisaldab ka rõngasusside *Platysolenites antiquissimus* kodasid. Intervalli alaosas on savis rohkesti jämeterise kvartsaleuriidi kelmeid ja see sisaldab kohati ka liiva fraktsioonis kvartsi teri.

142,6–170,8 m (11,5/6,5) $\mathcal{E}_1\text{InS}$ (Alam-Kambriumi Lontova kihistu Sämi kihistik) – Kihistikus on eristatud järgmised jaguneb litoloogiliste iseärasuste alusel neljaks osaks:

- 1) 142,6–150,0 m (7,4/1,7): Rohekashalli aleuriitsavi (ca 60 %) ja vähesel määral glaukoniiti sisaldava segateralise kvartslüivakivi (ca 40 %) vaheldumine;
- 2) 150,0–154,5 m (4,0/1,0): Rohekashall, horisontaalselt õhukesekihiline argilliidi-laadne aleuriitsavi;
- 3) 154,5–165,1 m (11,2/2,1): Rohekashalli aleuriitsavi (ca 50 %) vaheldumine eriterise, vähesel määral glaukoniiti sisaldava kvartslüivakiviga (ca 50 %);
- 4) 165,1–170,8 m (5,6/1,7): Rohekashall, horisontaalselt õhukesekihiline argilliidi-laadne aleuriitsavi (ca 80 %) tugevasti tsementeerunud, vähesel määral glaukoniiti sisaldava kvartslüivakivi õhukeste (alla 5 cm) vahekihtidega.

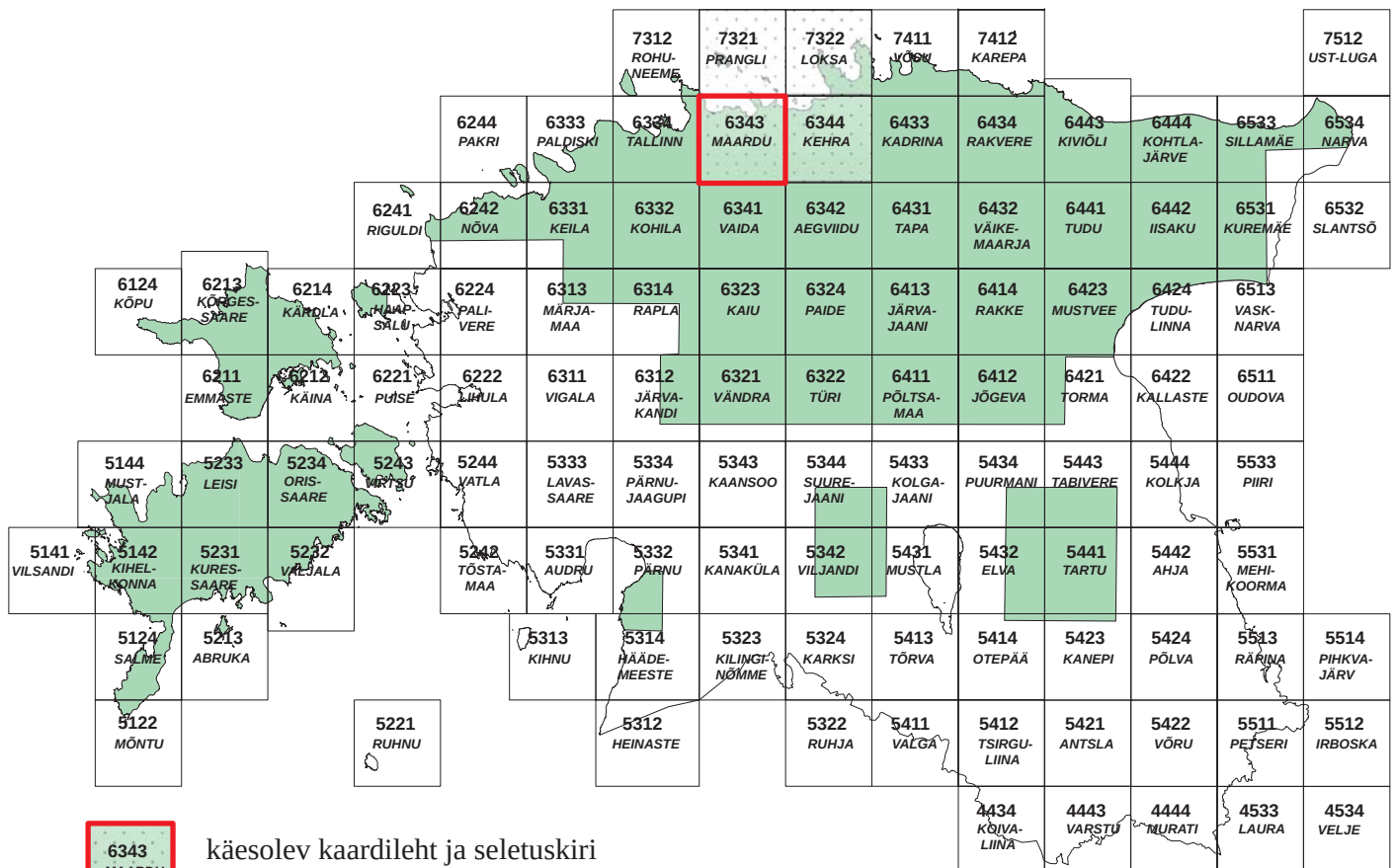
170,8–220,5 m (49,7/?) $V_2\text{vr}$ (Ülem-Vend) – Nii puursüdamiku kui andmed selle väljatuleku kohta puuduvad ja seepärast on kirjeldus koostatud esmakirjelduse ja gammakiirguse diagrammi alusel.

Kollakashall eriterine kvartslüivakivi päevakivi vähese lisandiga, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud üksikute õhukeste (alla 0,5 m) punakaspruuni savika aleuroliidi vahekihtidega. Basaalses osas sisaldab lüivakivi ka jämedamat keskmiselt ümardunud kruusa kuni väikese veerise fraktsioonis kvartsi, päevakivi ja granitoidide teri, mis on keskmiselt kuni hästi ümardunud. Alumise piiri iseloomu kohta andmeid ei ole.

220,5–326,0 m (105,5/101,0) PR_{jg} (Paleoproterosoikum, Jägala kihistu) – Aluskord on esindatud ühetaoliste, kurrutatud (kihtide kallakus 10–40°) moondekivimitega – graniitgneisid, milles on üks paksem (süg. 266,0–270,8 m; 4,8 m) ja kümmekond õhemat (<0,5 m) pegmatiitgraniidi soont. Graniitgneisid on nõrgalt väljendunud gneisja tekstuuriga roosakashallid, peene- kuni keskmisekristalsed moondekivimid, mille põhilisteks kivimitmoodustavateks mineraalideks on: kvarts (25–45 %); kaaliumpäevakivi – mikrokliin (25–40 %); plagioklass (albiit-oligoklass nr 10–13) (15–35 %) ja biotiit (2–10 %). Vähesel määral (ca 1 %) sisaldab gneiss ka magnetiiti.

Sügavusel 220,5–224,2 m, st 3,7 m ulatuses on graniitgneisid punakaspruunid ja keskmiselt murenenud – **nn murenemiskoorik**. Murenemiskooriku alumine piir on üleminekuline ja vähemaid sekundaarseid muutusi mõningates kivimitmoodustavates mineraalides (plagioklassis, biotiidis) võib jälgida kuni 227,6 m-ni.

Orgaanika sisaldus diktüoneemakildas on 13–15 %, põlemissoojus <1200 kcal/kg, looduslik niiskus <1,44 %, tuhasus ca 85 %. On arvestatav väikese kalorsusega põlevkivina. Lisaks sellele sisaldab diktüoneemakilt veel arvestatavas koguses U, Th, Mo, V. Diktüoneemakilda kasutamist põlevkivina on takistanud selle väike kalorsus ühelt poolt ja keskkonda saastavate elementide (väävel, rasked metallid, radioaktiivsed elemendid) rohkus teisalt. Diktüoneemakildas leiduvate, eelmainitud kasulike komponentide eraldamisel on olnud takistuseks vastava keskkonnasäästliku tehnoloogia puudumine. Kaasneva maavarana on diktüoneemakilt olnud takistuseks aga fosforiidi kaevandamisel, sest selle isesüttimisega puistangus on kaasnenud nii õhu kui põhjavee saatus.



käesolev kaardileht ja seletuskiri
present sheet and description to the maps



digitaalne kaart
digitized map



mõõtkavas 1 : 50 000 kaardistatud ala
mapped area at a scale of 1 : 50 000