

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

**7411
VÕSU**

**SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS**



**EESTI GEOLOOGIAKESKUS
TALLINN 2005**

**EESTI GEOLOOGIAKESKUS
GEOLOGICAL SURVEY OF ESTONIA**

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

**Mõõtkava 1:50 000
Scale**

**7411
VÕSU**

**SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS**

Tallinn, 2005



Esikaanel: Käsmu rand. Tagaplaanil Leemeti kivi.

Eesti Geoloogiakeskus, 2005

Kadaka tee 82

Tallinn 12618

OÜ EESTI GEOLOOGIAKESKUS

Kaardistamise osakond

Riikl. reg. nr. GR-03-65

KINNITAN

Eesti Geoloogiakeskuse direktor

Vello Klein

2005. a.

**Kalle Suuroja, Tarmo All, Tiit Mardim, Eriina Morgen, Merle Otsmaa,
Kuldev Ploom, Tiina Vahtra ja Anu Veski**

**VÕSU (7411) KAARDILEHE GEOLOOGILISE
KAARDIKOMPLEKTI JA SELETUSKIRJA KOOSTAMINE**

ARUANNE

Teadusdirektor

Jaan Kivisilla

Tallinn, 2005

Annotatsioon

K. Suuroja, T. All, T. Mardim, E. Morgen, M. Otsmaa, K. Ploom, T. Vahtra ja A. Veski. Eesti geoloogilise baaskaardi Võsu kaardilehe (7411) seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Kaardistamise osakond, Tallinn, 2005. Tekst 58 lk (OÜ Eesti Geoloogiakeskuse geoloogiafond, Maa-amet).

Eesti baaskaardi (mõõtkavas 1:50 000) Võsu kaardilehe digitaalsete geoloogilis-geofüüsikalishüdrogeoloogilise suunitlusega kaartide komplekt on koostatud põhiliselt varasemate keskmise- ja suuremõõtkavaliste geoloogilis-geofüüsikalishüdrogeoloogiliste kaartide ja maavarade otsingu ning uuringutööde andmestiku põhjal, kuid kasutatud on ka käesoleva kaardistustöö käigus kogutud andmestikku. Kaardikomplekti kuulub 4 põhikaarti: 1) aluspõhja geoloogiline, 2) pinnakatte geoloogiline, 3) hüdrogeoloogiline ja 4) põhjavee kaitstuse kaart. Neile lisanduvad 7 abikaarti: 1) aluspõhja reljeefi, 2) pinnakatte paksuse, 3) geomorfoloogia, 4) raskusjõuvälja anomaaliate, 5) raskusjõuvälja jääkanomaaliate, 6) aeromagnetiliste anomaaliate ja 7) maavarade kaart.

Seletuskiri aitab paremini mõista kaartidel kujutatut ja neile lisanduvatest andmebaasidest on võimalik saada ka konkretiseerivat andmestikku. Nii kaardid kui seletuskiri on koostatud digitaalseina ning nende aluseks olnud faktiline ja analüütiline materjal on koondatud digitaalsetesse andmebaasidesse.

K. Suuroja, T. All, T. Mardim, E. Morgen, M. Otsmaa, K. Ploom, T. Vahtra ja A. Veski. *The explanatory note to the geological maps of Võsu (7411) sheet.* *The set of digital geological-geophysical-hydrogeological maps at the scale of Base Map of Estonia (1:50 000) is mainly compiled by former similar maps and data obtained in the course of exploring and prospecting of mineral resources.*

The set includes the following 4 maps, which are considered as principal: 1) bedrock geological, 2) Quaternary deposits, 3) hydrogeological, 4) groundwater vulnerability. The other 7 are considered as additional maps: 1) bedrock relief, 2) thickness of Quaternary deposits, 3) geomorphology, 4) gravity anomaly map, 5) gravity residual anomaly map, 6) aeromagnetic anomaly map, 7) map of mineral resources.

The explanatory note gives additional information for better understanding of the digital maps. All maps and explanatory notes to them are digitized and the primary data is stored in the data server of the Geological Survey of Estonia.

Märksõnad: Geoloogiline kaardistamine, Võsu, Lääne-Viru maakond, aluskord, aluspõhi, pinnakate, aluspõhja reljeef, pinnakatte paksus, maavarad, hüdrogeoloogia, põhjavee kaitstus, aeromagnetilised anomaaliad, raskusjõuvälja anomaaliad, raskusjõuvälja jääkanomaaliad, puurauk.

SISUKORD

SISSEJUHATUS (K. Suuroja, T. Vahtra)	4
1. ALUSPÕHI (K. Suuroja)	13
1.1. KRISTALNE ALUSKORD	13
1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD	17
1.2.1. Vendi kompleks	17
1.2.2. Kambriumi ladestu	17
1.2.3. Ordoviitsiumi ladestu	18
1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST	20
2. PINNAKATE JA PINNAMOOD (E. Morgen)	24
2.1 PLEISTOTSEEN	24
2.1.1. Kesk-Pleistotseen. Ugandi kihistu	24
2.1.2. Ülem-Pleistotseen	25
2.2. HOLOTSEEN	29
3. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS (T. Mardim ja T. Vahtra)	37
3.1. KVATERNAARI VEEKOMPLEKS	39
3.2. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA –PIDAVAD KIHID	40
3.3. PÕHJAVEE TARBEVARU JA SELLE KASUTAMINE	41
3.4. PÕHJAVEE RIIKLIK VAATLUSVÕRK JA PÕHJAVEE TASEME MUUTUMINE	42
3.5. PÕHJAVEE KAITSTUS	43
3.6. PÕHJAVEE KOOSTIS	44
4. MAAVARAD (M. Otsmaa, K. Suuroja)	48
4.1. ALUSPÕHJA MAAVARAD	48
4.2. PINNAKATTE MAAVARAD	48
5. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD (T. All)	51
KASUTATUD KIRJANDUS	55

Komplekti kuuluvad kaardid:

1. Aluspõhja geoloogiline (K.Suuroja, M. Kõiv; tehn. teostus M. Kõiv)
2. Aluspõhja reljeef (K. Suuroja, M. Kõiv; tehn. teostus M. Kõiv, A. Veski, L. Baum)
3. Pinnakatte geoloogiline (E. Morgen, A. Talpas; tehn. teostus K. Kaljuläte, M. Karimov)
4. Pinnakatte paksus (E. Morgen; tehn. teostus K. Kaljuläte, A. Veski)
5. Geomorfoloogia (E. Morgen; tehn. teostus K. Kaljuläte)
6. Hüdrogeoloogia (T. Mardim; tehn. teostus T. Vahtra)
7. Põhjavee kaitstus (T. Mardim; tehn. teostus T. Vahtra)
8. Raskusjõuvälja anomaaliate kaart (T. All, O. Gromov; tehn. teostus T. All)
9. Raskusjõuvälja jääkanomaaliate kaart (T. All, O. Gromov; tehn. teostus T. All)
10. Aeromagnetiliste anomaaliate kaart (T. All, O. Gromov; tehn. teostus T. All)
11. Maavarade kaart (L. Baum, M. Otsmaa, K. Kaljuläte)

SISSEJUHATUS

Käesolev seletuskiri peaks aitama paremini mõista Eesti Geoloogilise Baaskaardi (mõõtkavas 1:50 000) Võsu (7411) kaardilehe piirkonda jääva ala maapõue geoloogilist ehitust ja selle rakenduslikke kasutusvõimalusi. Kaardilehtedega kaasnevate andmebaaside (puuraukude, vaatluspunktide, maavarade) andmestik võimaldab hankida maapõuealast informatsiooni ka konkreetsete piirkondade kohta.

Seletuskirja aluseks olevasse kaardikomplekti kuuluvad 4 põhikaarti:

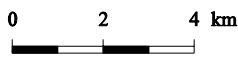
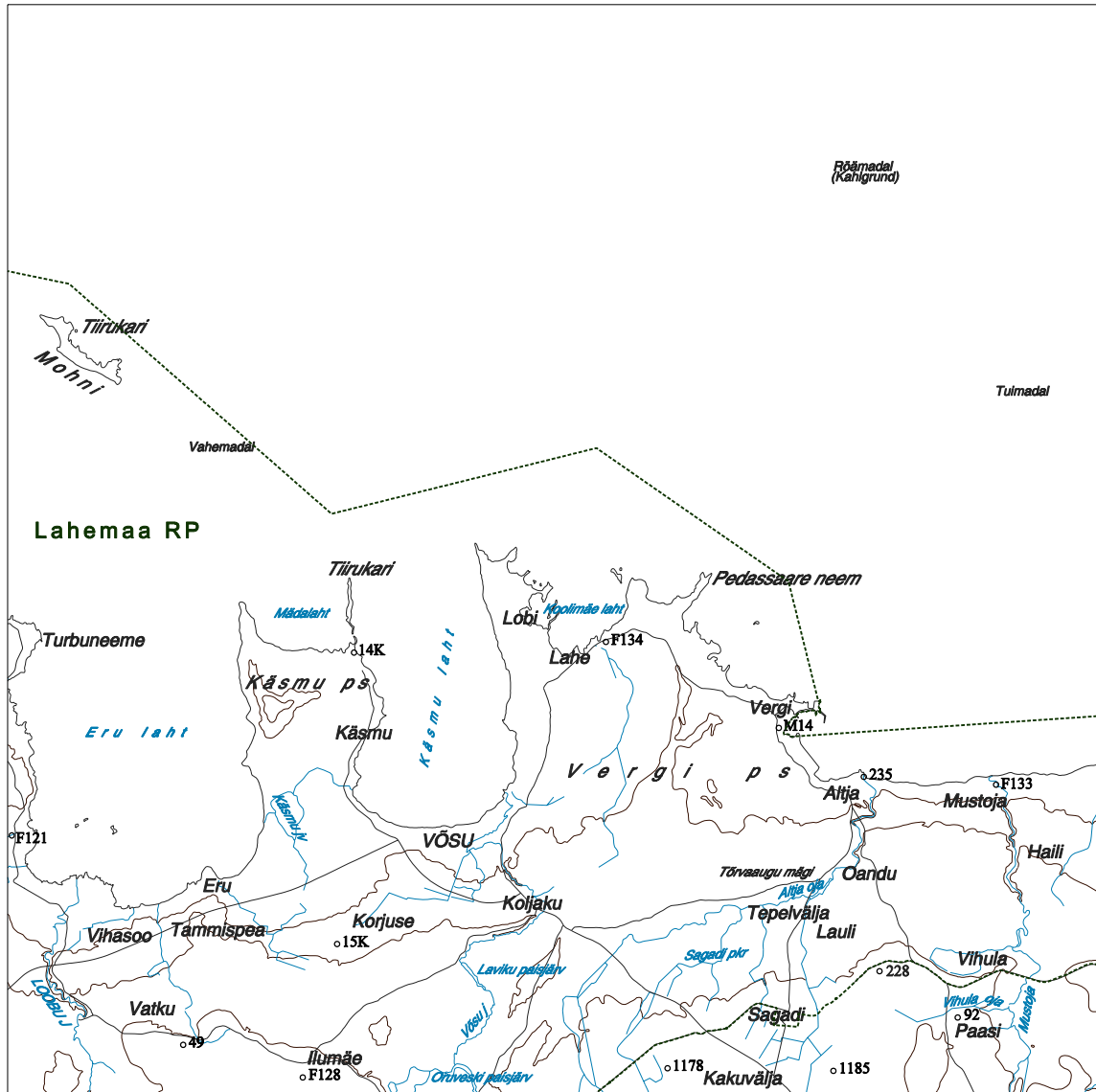
- 1) Aluspõhja geoloogiline
- 2) Pinnakatte geoloogiline
- 3) Hüdrogeoloogiline
- 4) Põhjavee kaitstuse kaart

Põhikaartidele lisanduvad 7 abikaarti-teemakihti:

- 1) Aluspõhja reljeefi
- 2) Pinnakatte paksuse
- 3) Geomorfoloogiline
- 4) Raskusjõuvälja anomaaliate
- 5) Raskusjõuvälja jääkanomaaliate
- 6) Aeromagnetiliste anomaaliate
- 7) Maavarade kaart

Nii kaardistamisel kui kaartide koostamisel on lähtutud Maa-ameti digitaalsesse andmebaasi viidavate geoloogiliste kaartide koostamise juhendist (Juhend..., 2005) ja sellega kaasnevaist lisanõudeist. Lühikäsitla konkreetse teemakaardi koostamise meetodikast on toodud konkreetsele kaardilehele pühendatud peatüki sissejuhatavas osas.

Kaartide topograafiliseks aluseks on Eesti Baaskaart (mõõtkavas 1:50 000), mis on esitatud Lamberti konformses koonilises projektsioonis ellipsoidil GRS-80 (Lambert-Est, lõikeparalleelid 58° 00' ja 59° 20'). Koordinaativõrk: L-EST 92; 5 km võrk. Kõrgusjooned 10 m intervalliga. Kaardilehe nurgakoordinaadid on: NW 6625 000 ja 600 000; NE 6625 000 ja 625 000; SW 6600 000 ja 600 000; SE 6600 000 ja 625 000. Geoloogilise suunitlusega teabe paremaks esiletoomiseks on aluskaardina kasutatava kaardi topograafilist koormatust mõnevõrra vähendatud.



- | | | | |
|---|---|-------|---|
| ○ | Aluspõhja puurauk
<i>Drill hole in bedrock</i> | ----- | Looduskaitseala piir
<i>Boundary of nature protection area</i> |
|---|---|-------|---|

Joonis 1. Võsu (7411) kaardilehe ülevaatekaart.
Figure 1. Schematic map of Võsu (7411) sheet.

ALA ÜLDISELOOMUSTUS

Võsu kaardilehe 625 km²-st on maismaad 255 km² ja akvatooriumi 370 km². Ala hõlmab valdavalt Lääne-Viru maakonna Vihula valla rannaosa (Käsmu ja Vergi poolsaar), kuid ala äärmisse lääneossa jääb ka kümmekond ruutkilomeetrit Harju maakonna Loksa vallast (Loobu jõe suudmeosa Vihasoo ümbruses). Asustatud punktidest on mainimisväärsamad Võsu alevik (ca 600 elanikku), kus asub ka Vihula vallavalitsus. Kaardistatava ala metsasus on 74 % ehk tunduvalt üle Eesti keskmise. Maapinna kõrgus on maksimaalselt 67,9 m ümp (Altja teeristil Sagadi lähistel) ja see on ühtlasi Põhja-Eesti klindiplatoo kõrgeimaks punktiks. Maapinna kõrgus kasvab astmeliselt rannikumadaliku 1–20 m-st ümp Kambriumi terrassi pealse 35–45 m-ni ümp ja sealt edasi juba kuni klindipealse 55–67 m-ni ümp. Mere sügavus kaardilehe põhjapiiril on kuni 93 m.

Pinnavormidest on alal levinumad liivikud, meretasandikud ehk terrassid ning nendega seotud abrasiooninõlvad ja mitmesuguse tekkega vallid (rannavallid, barrid ja maasääred). Kaudselt on merega (rannaga) seotud ka valdav osa luidetest ja isegi sood, mis sageli on kujunenud rannavallide taha. Mingil määral ilmutavad end ka osaliselt mattunud ja liustiku poolt silutud klindiastringud lehe lõunapiiril Nõmmeveski–Ilumäe–Sagadi–Vihula joonel, nende pealne klindiplatoo ja esine Kambriumi terrass.

Rannajoon, ja seda kaardilehe läänepiirilt kuni Altjani, on tugevasti liigestatud, kuid sealt ida poole juba üsnagi sirge. Käsmu ja Vergi poolsaare ümbruses on hulganisti väikesaari, millistest tähelepanuväärsem on Pärismeetsa poolsaare Viinistu rannast u 4 km kirdesse (Käsmu poolsaare Palganeemest umbes 11 km loodesse) jääv **Mohni** saar (62,5 ha). Loode–kagusuunaliselt väljavenitatud (kitsamas kohas vaid 200 m) kuni 8 m kõrgune saar on veidi üle 2 km pikk. Enamik saarest on hõivatud rannaniitude ja kadastikega, kuid on ka paar väiksemat metsasalu. Saare põhjaosa ilmestab võimas kivikülv. Suurimaks tähelepanuväärsuseks saarel on 1806. aastal ehitatud tuletorn. **Kasispea Väikelood** (0,59 ha) on pikliku kujuga, NW–SE sihis väljavenitatud kivine väikesaar, mis jääb mandrist, st Kasispea neemest u 1 km kaugusele. Üldiselt rohuga kaetud saarel on ka üksikuid puid. **Kasispea Keskmise loodini** (0,20 ha) on mandrist 1,1 km. Pikliku, lääne–ida suunaliselt väljavenitatud madala ja kruusase väikesaare keskosas on kivikuhjatis. Pikliku ja edela–kirde suunaliselt väljavenitatud **Kasispea Suurloodini** (0,27 ha) on mandrilt 1,2 km.

Käsmu poolsaare jätkuks on kuni 1 km pikkune ja kuni 100 m laiune, väike ja kivine **Kuradisaar (Saartneem)**. Madalaveelise (alla 1 m) väinaga Vana-Jüri otsast eraldatud saareke on kaetud valdavalt männimetsaga. Saare põhjaosas on kaks tähelepanuväärset kivikuhjatist – Suur- ja Väike-Kummel. Seal kasvavate kurdlehelise roosi puhmaste järgi on neid enamalt ka Roosisaarteks kutsutud. Saartneeme ja mandri vahel on väike, üksiku vana jämeda männiga **Mändneeme saar**. Saartneemest otse põhjas on väike **Tiirukari**, mis oma nime saanud seal pesitsevalt tiirudelt. Saartneemest kirdes on rändkividest kokkukuhjatud **Ninakivi kari**. Mitmeid väiksemaid saarekesi-karisid (Ulkari, Väike-Ulkari, Älvi jne) on ka Vergi poolsaare põhjaosas Koolimäe lahes.

Kuradisaarest ja Palganeemest jätkuvad põhja, st Mohni suunas kiviste madalike ahelikud, mis ühinevad **Vahemadala** (1,8 m amp) juures. Merepõhja reljeefivormid on siin üldiselt lauged, kui välja arvata mõned järsemad astringud Mohnist ja Vahemadalast edelas ning Käsmu poolsaarest läänes. Üle kaardilehe kirdenurga kulgeb loodesse 2–3 km laiune ja 20–30 m kõrgune laugenõlvaline veelune seljandik, mille lael asuvad **Röamadala** (0,5 m amp) ja **Tuimadala** (7,2 m amp).

Suure osa (u 400 ha) Käsmu poolsaare põhjaosast hõlmab **Käsmu kivikülv**, mis on suurimaks kivikülviks nii Eestis kui Baltimaadel ja ilmselt ka kogu Põhja-Euroopa jäätumisalal. Rabakivi-graniidist koosnevad **Meremunk** ja **Metsamunk** on Käsmu poolsaare lääneserva suurimad ja muljetavaldavamad rändrahnud. Vanadel merekaartidel on Eru lahe nimeks märgitud *Monkwiek* (st Mungalaht) – ilmselt on sellest oma nime saanud ka eelmainitud rändrahnud või vastupidi. **Matsikivi** ehk **Eremiit**, mis asub Käsmu külast umbes 1 km lääne pool metsas, ei küüni samuti hiidrahnu mõõtmeteni (ümbermõõt 24,7 m

ja seda 7,8 m pikkuse, 7,1 m laiuse ning 4,8 m kõrguse juures). **Vana-Jüri rändrahn** asub Saartneemele viiva raja ääres mererannas ja seegi, nii nagu Käsmu Meremuuseumi juures rannas asuv **Leemeti kivi**, koosneb rabakivi-graniidist.

Võsu alevist ida pool, Lahe küla lähisel metsas, on tähelepanuväärne kaitsealune rabakivist hiidrahn – **Ojakivi** (ka Orjakivi, Võsu rändrahn, Oja Suurkivi, Sagadi Suurkivi), mille maht A. Kumari mõõtmisandmete (1978) alusel oli 294 m³ ja seda 33 meetrise übermõõdu ning 6 meetrise kõrguse juures. Nende näitajatega on Ojakivi mahult Eesti hiidrahnude seas 14.-ndal kohal. Ka Tõugu küla lähisel metsas olev **Tõugu Saunakivi**, mis koosneb samuti rabakivi-graniidist, annab mõõtmete poolest (übermõõt 25,6 m, pikkus 9,7 m, kõrgus 3,2 m) hiidrahnuni mõõdu välja. Samas aga **Saadumetsa Suurkivi**, mis asub Käsmu külast u 1 km lõunas Käsmu–Võsu tee ääres, ei küüni mõõtmelt (übermõõt 21,8 m, pikkus 7 m, kõrgus 5 m) hiidrahnuni. Tähelepanuväärsed on ka **Palmse Näljakangrud** Palmse mõisa lähisel põllul. Pärimuse kohaselt olla need kurgaane meenutavad kiviühendused, mis koosnevad talumeeste poolt põldudelt kokku korjatud kividest, lasknud rajada Palmse mõishärra von Pahlen 17. sajandil (1695–1697) suure näljahäda aegu. Selle töö eest andnud ta nälgivatele talupoegadele vilja. Varem olnud kangruid kümnekond, kuid suures maaparanduse tuhinas on suur osa neist laiali kantud.

Lahemaa Rahvuspark (pindala 72 500 ha, sellest maismaad 47 410 ha ja merd 25 090 ha), mis hõlmab suure osa kaardistatava ala maismaast, on vanimaks (asutatud 1971) rahvusparkiks Eestis ja oli seda ka endises NSVL-is. Lahemaa rahvuspark on loodud Põhja-Eestile iseloomuliku looduse ja kultuuripärandi ning alalhoidliku looduskasutuse säilitamiseks, uurimiseks ja tutvustamiseks. Siin kaitstakse metsa-, soo- ja rannaökosüsteeme, samuti poollooduslikke kooslusi (loopealsed), maastikke (Põhja-Eesti klint) ning ajaloo- ja arhitektuurimälestisi. Lahemaa on Euroopa üks tähtsamaid metsakaitsealasid ja perspektiivne Natura 2000 linnu- ja loodushoiu ala.

UURITUSEST

Esimesed geoloogia-alased tähelepanekud kaardistatavalt alalt pärinevad G. Helmersenilt (1882), kes on kirjeldanud sinisavi Võsu ja Käsmu ümbruses ning võrrelnud seda tema poolt Neeva jõe ääres nähtuga. Veidi hiljem (1887) jagab E. Russov Põhja-Eesti ranniku, ja seda konfiguratsioonist lähtuvalt, kaheks osaks: Kalvi mõisast itta jäävaks sirgjooneliseks ja sellest läände jäävaks tugevasti liigestatuks. Lähemalt kirjeldas ta rannajoone kulgu Käsmu poolsaarel. F. Schmidt (1988) kirjutas ülemaailmsele geoloogiakongressile pühendatud ekskursioonijuhis Palmse lähisel klindiasangu jalamil (ilmselt Võsu jõe ääres) paljanduvast savist, ilma et oleks seda sinisaviks nimetanud. Ka R. Leibert (1914) kirjeldas Virumaa rannikut iseloomustades detailsemalt Käsmu poolsaare geoloogilist ehitust ja sealseid suuri rändrahne. J. Jaanis (1924) jutustab koguteoses “Virumaa” Põhja-Eesti pankrannikust Viru rannas ja sealsetest suurtest rändrahnudest. Viimastest põhiliselt muidugi Käsmu poolsaare näitel. A. Vihmann (1928) käsitleb Eesti rannikule pühendatud uurimuses teiste seas ka randa Võsul ja Vergis. P. Kents (1935) kirjeldab rändrahne Käsmu ümbruse ja Lobi poolsaarel. A. Miidel (1961), kelle uurimus käsitleb Holotseeni orgude arenemise seaduspärasusi Põhja-Eestis, teeb seda põhiliselt Loobu ning Valgejõe orgude pikiprofiilide näitel. Ta järeldab, et nende jõgede, mille ülemjooksud paiknevad Pandivere kõrgustiku nõlva ürgorgudes, süngid on alamjooksul pärastjääaegse intensiivse erosiooniga sügavalt (15–30 m) lõikunud kaasaegsetes orgudesse. A. Miidel ja A. Raukas (1965), uurides alluviaalsete setete litoloogiat Põhja-Eestis, tegid seda ka Loobu jõe orus. Nad järeldasid, et jõgede ülem- ja keskjooksul, seal kus jõe lang on väiksem, valdavad süngisete liiva pisi- ja keskteralised fraktsioonid, samas jõe alamjooksul kruus ja veerised.

Suur osa kaardistatavat ala käsitlevat geoloogilist informatsiooni pärineb 1960-ndate aastate teisel poolel läbiviidud keskmisemõõtkavaliselt komplekselt geoloogiliselt kaardistamiselt (Jõgi jt, 1966;

Kala jt, 1967) ja sellele järgnenud geoloogiliselt süvakaardistamiselt (Petersell jt, 1971; Puura jt, 1974). Suuremõõtkavalise (mõõtkavas 1:50 000) geoloogilise kaardistamise läbiviijaiks kaardilehe idaosas olid T. Paap ja V. Tassa (1966) ning T. Saadre jt (1984) ja kaardilehe lääneosas K. Suuroja jt (1997). Oma osa ala geoloogilises uurituses on ka rakenduslikel eesmärkidel, st fosforiidi otsingutel tehtud töodel (Palo jt, 1961; Eskel jt, 1979). Põhiosa merepõhja geoloogilise ehituse kohta käivast informatsioonist laekus aastail 1986–1994 tehtud merepõhja keskmisemõõtkavalise geoloogilise kaardistamisega (Talpas jt, 1989, 1994).



Foto 1. Võsu rand.

Photo 1. The beach of Võsu.



Foto 2. Ürgmets Laviku paisjärve kaldal.

Photo 2. The primeval forest on the shore of Laviku artificial lake.



Foto 3. Loobu jõgi Porgastes.
Photo 3. Loobu River at Porgaste.



Foto 4. Iidne Võhma küla merekauge Ilumäe klindiastringu nõlval.
Photo 4. Ancient Võhma Village is located on the slope of Ilumäe Cliff.



Foto 5. Kotkamäel, parun Carl Magnus von der Pahleni mälestusmärgi juures, on Ilumäe klindipoolsaare paeplatoo kõige kõrgem.

Photo 5. The limestone plateau of Ilumäe Klint-peninsula is the highest at Kotkamäe, near the memorial of baron Carl Magnus von der Pahlen.



Foto 6. Tammispea hiidrahnud on rabakivist.

Photo 6. The gigantic erratic boulders of Tammispea consist of rapakivi granite.



Foto 7. Käsmu kivikülv on suurim nii Eestis kui Baltimaadel.

Photo 7. The erratic boulder field of Käsmu is the biggest in Estonia as well as in Baltic States.



Foto 8. Eremit, nii nagu teisedki Käsmu poolsaare suured rändkivid, koosneb rabakivist.

Photo 8. Eremit, as well as the other big erratic boulders of Käsmu Peninsula, consists of rapakivi.

1. ALUSPÕHI

Võsu (7411) kaardilehe aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1:50 000 on koostatud põhiliselt varasemate keskmisemõõtkavalise (Jõgi jt, 1966; Kala jt, 1967; Petersell jt, 1971; Puura jt, 1974) ja suuremõõtkavalise (mõõtkavas 1:50 000) geoloogilise kaardistamise (Paap ja Tassa, 1966; Saadre jt, 1984; Suuroja jt, 1997) käigus kogutud materjalide põhjal. Oluline osa, seda eriti kaardilehe äärmises lõunaosas, on ka fosforiidi otsingu- ning uuringutööde (Palo jt, 1961; Eskel jt, 1979; Liivrand jt, 1983) käigus kogutud informatsioonil. Paeastangu esise ala, kus uuringupuurauke oli väga vähe, geoloogilise ehituse kohta saadi mõningast informatsiooni, ja seda eriti seal puuritud kaevude osas, Eesti Geoloogiakeskuse poolt peetavast Eesti Põhjavee registriga seonduvast andmebaasist. Aluspõhja geoloogilise kaardi koostamisel kasutati 51 aluspõhja avava uuringupuurangu, millistest 8 avasid ka kristalset aluskorda, andmestikku. Suhteliselt tagasihoidlik oli paljanditest, mida alal on vaid üksikud (Vihula klindiorg, Ilumäe klindipoolsaar), saadud informatsiooni osatähtsus. Aluspõhja kivimid alal on uuritud ebahühtlaselt: kui klindiplatoo pealse ala kohta on andmeid küllaldaselt ja siin on nii puurauke kui üksikuid paljandeid, siis Kambriumi kivimite levialas on vaid üksikud uuringupuuraugud ja paljandid puuduvad täiesti. Sama kehtib ka akvatooriumi kohta, kus ei ole ainsatki uuringupuurauku ja mille avamusalad on saadud harvade, kaardistusala läbivate seisnilise pidevprofileerimise diagrammide interpretatsioonil.

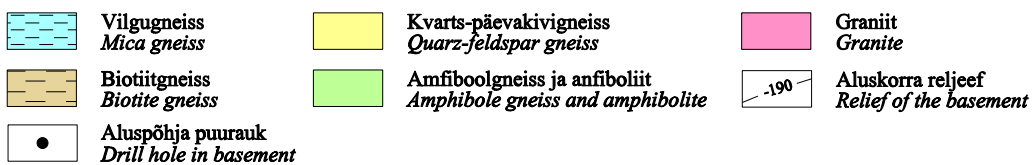
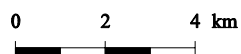
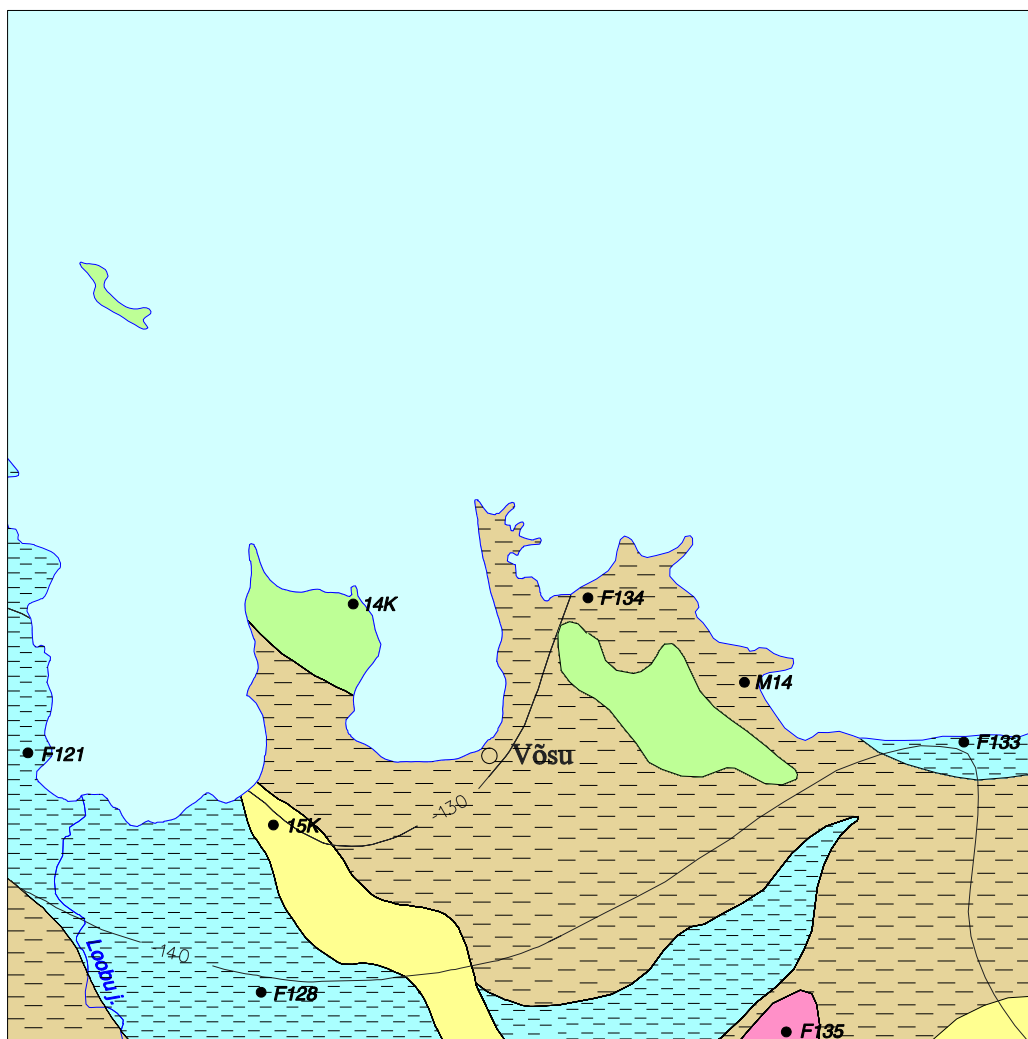
Kaardil kujutatud litostratigraafiliste üksuste avamusalad on saadud graafilisel meetodil, st kujutatava üksuse piirpindade ja aluspõhja reljeefi pealispinna lõikejoonena. Ala lõunaossa ulatuvad aluspõhja kivimeid läbivad Loobu ja Viitna tektoonilised rikked on kindlaks tehtud naaberalal (Kadrina kaardilehel) ja antud alal on neid jätkatud analoogiast lähtuvalt. Kivimkomplekside litostratigraafiline liigestus põhineb geoloogilise kaardistamise juhendiga (Juhend..., 2005) kinnitatud skeemil.

1.1. KRISTALNE ALUSKORD

Kaardistatav ala asub geostruktuursetest seisukohast lähtuvalt Ida-Euroopa kraatoni (platvormi) loodeosas, Vene lava loodepiiril. Aluspõhjas eristuvad sellel alal kaks selgelt eriilmelist kivimkompleksi ehk struktuurset korrust: alumine – tard- ja moondekivimeist koosnev **kristalne aluskord** ja ülemine – settekivimeist koosnev ning esimesel monokliinaalselt lasuv **settekivimiline pealiskord**. Kristalne aluskord kaardistataval alal ei paljandu, kuid avaneb see-eest ala põhjaosa merepõhjas kvaternaarisetete all.

Teavet kristalse aluskorra kivimite koostise ja lasuvustingimuste kohta on saadud 8-st aluskorda avavast puuraugust, mis on puuritud kas keskmisemõõtkavalise geoloogilise kaardistamise (Kala jt, 1967), süvakaardistamise või siis merepõhja geoloogilise kaardistamise (Talpas jt, 1989) käigus. Kristalse aluskorra kivimkomplekside koostise ja leviku väljaselgitamisel on saadud abi ka geofüüsikaliste (magneto- ja gravimeetria) mõõdistamiste (Gromov, 1995; Metlitskaja jt, 1992) andmete interpreteerimisest. Aluskorra pealispinna sügavuse üle akvatooriumi alal on aidanud otsustada ka seisnilise pidevprofileerimise diagrammide interpreteerimine. Kristalse aluskorra, selle vaheldusrikka koostise ja keerulise struktuuriga (lauskurrutatud, migmatiidistunud ja sügavalt mattunud) kivimlasundi koostis on fikseeritud vaid 8 punktis ja seetõttu on lisatud aluskorra skeemi (joonis 2) puhul tegu vaid ühe tõenäose tõlgendusega. Kristalse aluskorra skeemi koostamisel on kasutatud V. Peterselli jt (1971), V. Puura jt (1974) ning H. Koppelmaa (2000) koostatud kristalse aluskorra kaarte.

Kristalse aluskorra pealispind lasub kaardistataval alal 100 m amp (lehe põhjaosa akvatooriumil) kuni 145 m amp (kaardilehe lõunapiiril), kusjuures see süveneb küllaltki väljapeetult (2–3 m kilomeetri kohta) lõuna suunas (joonis 2).



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

Tabel 1. Võsu kaardilehtede kristalse aluskorra kivimite keemiline koostis (kaalu %-des).

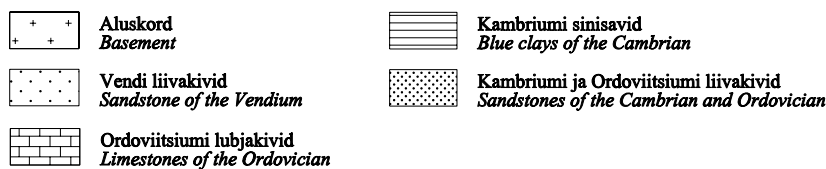
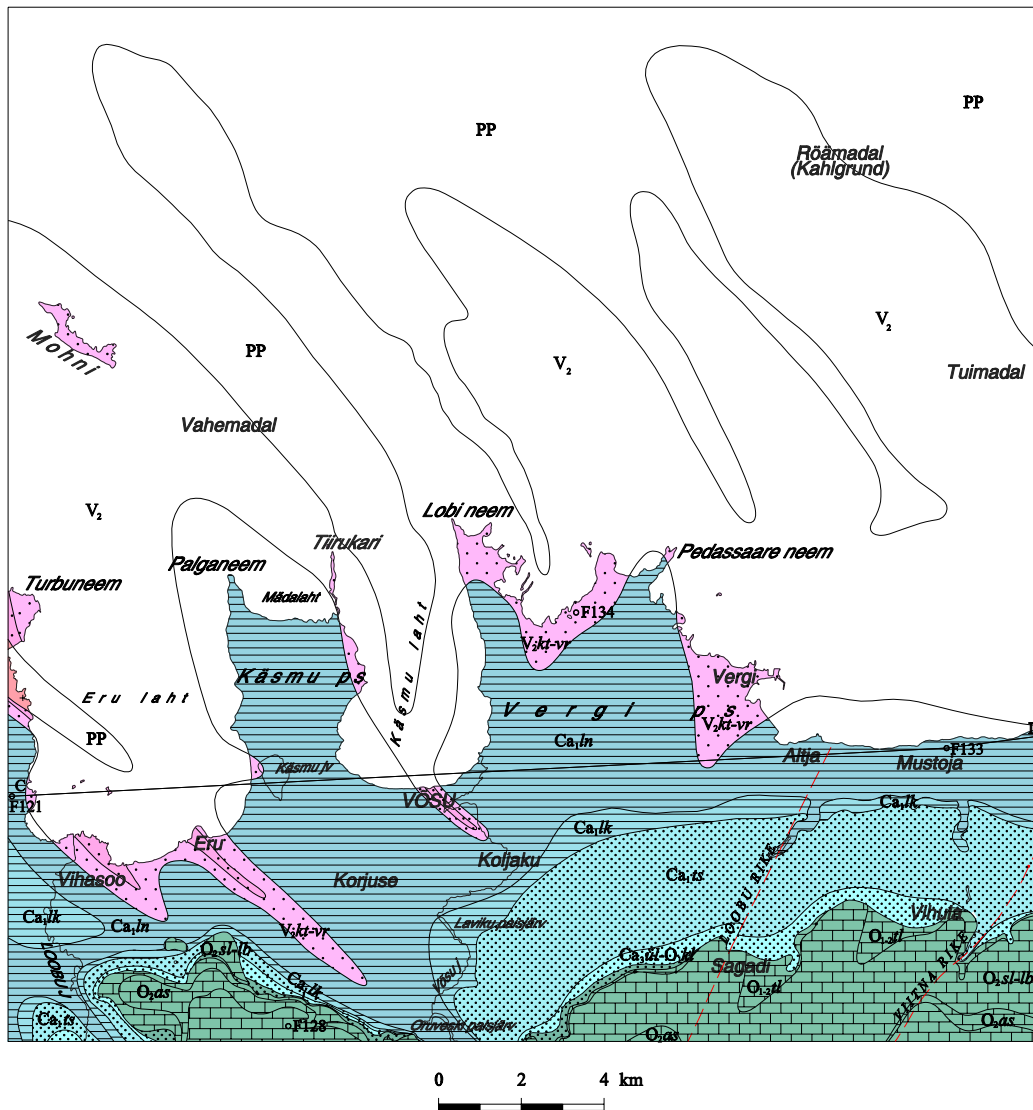
Table 1. Chemical composition of the crystalline basement on Võsu sheet (wt%).

Kivim	GNGCSM	GNCS	GNAB	GNQF	GNAB	GNBP	GDMG	GNGTGG
Puurauk	F-121	F-133	F-134	F-134	14K	14K	14K	15K
Proovi süg.	184,00	169,00	195,00	147,50	144,00	164,00	171,20	164,30
SiO ₂	54,42	68,00	55,66	71,50	54,93	70,47	65,36	72,52
TiO ₂	0,49	0,46	0,72	0,19	0,06	0,03	0,44	0,07
Al ₂ O ₃	20,49	15,70	14,27	14,39	16,39	12,44	15,53	13,20
Fe ₂ O ₃	2,28	0,83	2,20	1,03	1,59	0,90	1,69	1,25
FeO	5,50	3,59	6,54	1,72	9,28	4,88	3,71	1,26
MnO	0,10	0,06	0,14	0,04	0,16	0,03	0,18	0,08
MgO	2,79	1,95	6,04	0,95	4,17	1,49	1,64	0,62
CaO	2,40	2,15	8,54	3,43	7,46	1,50	3,88	1,57
Na ₂ O	3,23	2,25	1,21	2,67	3,30	4,17	3,47	1,80
K ₂ O	4,33	2,63	1,17	2,28	2,07	3,00	2,48	5,77
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,22	0,09			0,14	0,04
S _{total}	0,16	0,23	0,13	0,11			0,14	0,11
L.O.I.	2,42	1,58	2,70	1,32	0,79	0,92	0,59	0,94
Summa	98,67	99,51	99,54	99,72	100,20	99,83	99,25	99,23
Fe ₂ O _{3total}	8,39	4,82	9,47	2,94	11,90	6,32	5,81	2,65

GNGCSM – Granaat-kordieriitgneiss sillimaniidiga (garnet-cordierite gneiss with sillimanite); GNAB – Amfibool-biotiitgneiss (amphibole-biotite gneiss); GNCS – Kordieriit-sillimaniitgneiss (cordierite-sillimanite gneiss); GNQF – Kvarts-päevakivigneiss (*quartz-feldspare gneiss*); GNBP – Biotiit-plagioklassgneiss (*biotite-plagioclase gneiss*); GDMG – Granodioriit (migmatiit) (*granodiorite migmatite*); GNGTGG – Ganiitgneiss granaadiga (*granite gneiss with garnet*).

Struktuurselt jääb kaardistatava ala kristalne aluskord enamjaolt Tallinna struktuursesse vööndisse ja üksnes selle äärmine, Kõrvemaa rikkevööndist itta jääv osa, Alutaguse struktuursesse vööndisse. Tallinna struktuurse vööndi piiresse jääv osa on esindatud Jägala kompleksi lauskurrutatud moondekivimitega, sealjuures valdavaks neist on biotiitgneisid ja kvarts-päevakivigneisid, kuid vähemal määral leidub ka mitmesuguseid alumogneisse, st alumiiniumirikkaid mineraale (kordieriiti, sillimaniiti, andalusiiti, granaati) sisaldavaid gneisse. Alutaguse struktuurse vööndi piiresse jääv osa on esindatud Alutaguse kompleksi kuuluvate lauskurrutatud ja tugevasti migmatiidistunud alumogneissidega. Tabelis 1 on toodud mõningate, nii ühte kui teise kivimkompleksi kuuluvate moondekivimite keemiline koostis (Kivisilla jt, 1999).

Kristalne aluskord on pindmises osas mõne kuni mõnekümne meetri ulatuses (keskmiselt 10 m) murenenud, moodustades nn pindalalise murenemiskooriku. Viimase paksus sõltub peamiselt aluskorra kivimite mineraalsest koostisest: massiivsete graniitsete kivimite levialal on see väiksem ning alumogneisside levialal (Alutaguse struktuures vööndis) suurem. Tegu on jäänukmurenemiskoorikuga, kust osa murenemiskoorikust on Vendi ajastu alul kulutatud. Kulutuse ulatusele viitab murenemiskooriku tsonaalsus: aladel, kus on säilinud murenemiskooriku kõik kolm tsooni (ülalt alla) – III (pude), II (savikas) ja I (vähe murenenud) – on murenemiskoorik enam-vähem täielikult säilinud. Sügavama erosioonilõike puhul kõrgema astme (III ja II) tsoonid puuduvad kas täielikult või siis osaliselt.



Joonis 3. Aluspõhja skemaatiline kaart.
 Figure 3. Schematic map of bedrock.

1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD

Neoproterosoilistest ja varapaleosoilistest settekivimeist koosnev pealiskord lasub kristasel aluskorral suure (u 800 mln aastat) ajalise lünga ja põiksusega. Settekivimilise pealiskorra paksus suureneb ala põhjaosast, kus see kohati puudub (on erodeeritud), kuni u 200 meetrini ala lõunapiiril. Settekivimilise pealiskorra struktuurid jälgivad enamjaolt kristalse aluskorra pealispinna reljeefi ja isegi Kõrvemaa rikkevööndit, mis ala kaguosas Sagadi–Vihula vahemikus nii pealis- kui aluskorda lõikub, ei ole selles tunda.

Settekivimilise pealiskorra formeerumine algas kaardistataval alal Neoproterosoikumis, Vendi kompleksi (Ediacara ajastu) teisel poolel u 600 mln aasta eest, kui idakaarest pealetungiv meri alani jõudis. Kunagi oli ka kaardistatava ala põhjaosa kaetud settekivimitega, kuid sealt on need viimase u 10 mln aastaga, seoses Balti klindi astangute lõunasuunalise taganemisega, ära kulutatud.

1.2.1. Vendi kompleks (Ediacara ladestu)

Settekivimite lasundi basaalse osa, Vendi kompleksi mitmesugused savid, aleuroliidid ja liivakivid avanevad põhiliselt ala keskosas merepõhjas, kvaternaarsest setetest katte all. Otse kristalse aluskorra murenemiskoorikul lamava lasundi täispaksus on 70–80 m. Vendi kompleksis eristuvad alal kolm kihistut (vanemalt nooremale): Gdovi, Kotlini ja Voronka. Esimeses ja viimases on valdavaks liivakivi, keskmises aleuriitsavi (laminariitsavi).

Gdovi kihistus (V_{2gd}) on valdavaks pisi- kuni keskterine, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud liivakivi, milles võib erinevatel tasemetel (põhiliselt kihistu ülaosas) olla kirjuvärvilise (punakaspruun kollakate ja rohekashallide laikudega) savika aleuroliidi vahekihte. Gdovi kihistu paksus on 30–35 m ja täpsem ettekujutus selle paksuste suundumusest puudub. Kihistu alumisel piiril on kohati kuni mõne meetri paksune kiht jämeterist liivakivi või graveliiti, sagedamini mikstoliiti (savika tsemendiga segakivim). **Oru kihistikku** kuuluvaks loetav kivimkompleks lamab otse kristalse aluskorra murenemiskoorikul ja on tekkinud ilmselt selle ümbersettimisel.

Kotlini kihistu (V_{2kt}) hõlmab kompleksi savikama keskosa ja on esindatud kirjuvärvilisest (ookerkollasest kuni punakaspruunini) õhukesekihilisest aleuriitsavist või savikast aleuroliidist koosneva lasundiga. Puuraukude andmeil on kihistu paksus 4–10 m ja see suureneb läänest itta.

Voronka kihistu (V_{2vr}) moodustab Vendi kompleksi ülaosa ja selle paksus on u 30 m. Kihistus eristuvad kaks eriilmelist kihikompleksi: all on vanem Sirgala (V_{2vrS}) kihistik ja ülal noorem Kannuka kihistik (V_{2vrK}). Põhiosa kihistust (kuni 25 m) moodustab alumine, **Sirgala kihistik**. See koosneb põhiliselt pisi- kuni peenterisest helehallist kvartslivakivist, mis vaheldub kirjuvärvilise (kollakashall kuni punakapruun) aleuroliidi ja aleuriitsaviga. **Kannuka kihistik** on paksuselt väljapeetum (u 5 m) ja see koosneb valdavalt nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud, pisi- kuni peenterisest valkjashallist kvartslivakivist.

1.2.2. Kambriumi ladestu

Kambriumi ladestu on kaardistataval alal esindatud põhiliselt Alam-Kambriumi ladestiku purdkivimitega (savid, aleuroliidid, liivakivid) ja selle avamus hõlmab valdava osa Balti klindi Ordoviitsiumi (pae) astangu ja rannajoone vahelisest alast. Ladestu paksus on kuni 100 m ja valdavat osa seda hõlmaval **Alam-Kambriumi ladestikul** u 95 m. Ladestik on eristatud kolme kihistut, millisteks alt üles liikudes on: Lontova, Lükati ja Tiskre. Lontova kihistu kuulub samanimelisse lademesse, Lükati ja Tiskre kihistu aga Dominopoli lademesse.

Lontova kihistu (Ca_1ln), mis on tuntud üldjoontes kui sinisavi lasund, on oma enam kui 70 meetriga ala tusedaimaks litostratigraafiliseks üksuseks. Kihistu on esindatud valdavalt rohekashalli aleuriidika saviga, mida tuntakse ka kui *sinisavi*. Kihistu ülaosas võib selles olla ka hajusaid violetseid kuni punakaspruune laike. Kihistus eristuvad, ja seda eeskätt liiva lisandi järgi, 3 kihistikku (vanemast nooremani): Sämi (sisaldab kvarts-liivakivi vahekihte), Mahu (sisaldab liiva ja aleuriidi teri) ja Kestla (puhas sinisavi). Lontova kihistu piiritlemisel on põhilisteks diagnostilisteks tunnusteks olnud rõngasussi (*Platysolenites*) fragmentide ja püriidistunud ussikäigude esinemine. Kaardipildis ja läbilõigetel ei ole kihistut väiksemateks allüksusteks (kihistikeks) jagatud.

Lükati kihistu (Ca_1lk) kuni 15 m paksune lasund moodustab sinisavilasundi ülaosa. Kihistu avaneb valdavalt Kambriumi terrassi jalamil kvaternaarse setete all kitsa, sajakonna meetri laiuse vööndina. Kihistu on esindatud rohekashalli aleuriitsaviga (kuni 70 %), milles on ka aleuroliidi või siis pisiterise kvartslivakivi vahekihte. Kivimiliste iseärasuste (liivakivi vahekihid) kõrval on kihistu diagnostiliseks tunnuseks problemaatilise päritoluga (algseid molluskid?) *Volborthella tenuis* koonusjate kodade esinemine. Kihistu alumisel piiril on kohati õhuke (1–10 cm) kiht fosfaatse liivakivi veeristega konglomeraati.

Tiskre kihistu (Ca_1ts), mille paksus on 12–14 m, avaneb enamjaolt kvaternaarse setete (liivade) all Kambriumi terrassi ääristavas astangus või siis selle lael 1–2 km laiuse vööndina. Tiskre kihistu koosneb suhteliselt ühetaolisest helehallist jämeterisest kvartsaleuroliidist või siis pisiterisest kvartslivakivist, milles on kohati, seda enamjaolt kihistu alaosas, rohekashalli glaukoniiti sisaldava savika aleuroliidi või liivakivi vahekihte. Nii aleroliit kui liivakivi on enamjaolt nõrgalt tsementeerunud.

Ülem-Kambriumi ladestikku on viimasel ajal hakatud lademe ülaosas eristama biostratigraafiliste kriteeriumide alusel, kuid varemuuritud läbilõigete puhul ei ole seda tehtud ja seetõttu on see ka antud juhul jäänud välja eraldamata ning kogu, vähesel määral puudulukuliste brahhiopoodide (ooboluste) purdu sisaldavat liivakivilasundit on kujutatud ühtsena ja Ordoviitsiumi ladestusse kuuluvana.

1.2.3. Ordoviitsiumi ladestu

Balti klindi Ordoviitsiumi astangust lõunasse jääval alal kaardilehe piiril avanevad kitsa ribana Ordoviitsiumi ladestu kivimid. Nende paksus küünib siin 25 meetrini.

Alam-Ordoviitsiumi ladestiku paksus alal on 9–11 m ja selle kivimid avanevad põhiliselt Ordoviitsiumi paeplatood ääristava astangu jalamil. Ladestiku koosseisu kuuluva 3 lademe (Pakerordi, Varangu ja Hunnebergi) piires eristub 4 kihistut: Kallavere, Türisalu, Varangu ja Leetse.

Kallavere kihistu (O_1kl), paksusega 5–6 m, koosneb puudulukuliste brahhiopoodide (ooboluste) kojapoolmeid ja nende purdu sisaldavast, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud peenterisest kvartslivakivist. Kihistu ülemisel piiril, kontaktil Türisalu kihistuga, on liivakivi kohati tugevasti püriidistunud, moodustades sedasi 5–20 cm paksuse "püriidikihi". Kihistu alumine piir on hästi jälgitav üksnes läbilõigetes, kus selle lamamiks on ooboluskonglomeraat, st rohkesti ooboluste kojapoolmeid sisaldav liivakivi. Alal eristub kihistus 2 kihistikku, millisteks alt üles on Maardu ja Suurejõe. **Maardu kihistik** hõlmab suurema osa kihistust ja see on esindatud valdavalt ooboluste kojapoolmete purdu (detriiti) sisaldava, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud peenterise kvartslivakiviga. Detriidi sisaldus selles on 1–30 % ja selle suurus varieerub, ning seda nii tasemeti kui pindalaliselt. Liivakivis võib kohata kerogeense argilliidi (diktüoneema kilda) õhukesi vahekihte ja kelmeid. **Suurejõe kihistik** koosneb keskmise- kuni eriterisest, keskmiselt tsementeerunud detriitsest liivakivist (fosforiidist) ja kihistiku paksus on 0,3–1,0 m.

Türisalu kihistu (O_{1tr}) on esindatud tumepruuni kerogeense argilliidi ehk diküoneemakildaga, selle paksus on 1,5–2,0 m ning see suureneb mõningal määral idast läände.

Varangu kihistu (O_{1vr}), mis peaks koosnema erineva savikusega glaukoniitliivakivist, levik ala piires on mõneti küsitav, sest enamjaos läbiõigetes ja harvades paljandites ei ole seda fikseeritud, kuid samas võib kihistu puudumine olla tingitud puursüdamiku väikesest väljatulekust ja komplikatsioonidest kihistu interpreteerimisel.

Leetse kihistu (O_{1lt}), mis kuulub Hunnebergi lademesse ja mille paksus alal on kuni 0,9 m, on esindatud roheline peeneteralise, enamjaolt nõrgalt tsementeerunud glaukoniitliivakiviga. Lisaks glaukoniidile, mida liivakivis on valdavalt üle 60 %, sisaldab see veel kvartsi (10–20 %), vilke (10–20 %) ning lubi- või dolomiitset tsementi. Kihistus on eristatavad 2 kihistikku: alt üles Iru ja Mäeküla. Valdav osa kihistust langeb eelkirjeldatud glaukoniitliivakivist koosneva **Iru kihistiku** arvele. Kihistu ülaosas on õhuke (0,1–0,2 m), ja kohati isegi poolmuguljas lubiliivakivi kiht tugevasti tsementeerunud rohekashalli vähese (alla 50 %) glaukoniidiga – **Mäeküla kihistik**.

Kesk-Ordoviitsiumi ladestik on esindatud karbonaatkivimitega. Ladestiku 6 lademest 5 (Billingeni, Volhovi, Kunda, Aseri, Lasnamäe) avanevad ka uuritava ala äärmises lõunaosas Ilumäe klindipoolsaare ja Sagadi klindiplatoo paepelsel või seda ääristavas astangus. Kivimilise koostise alusel on ladestikus eristatud 5 kihistut (alt üles): Toila, Sillaoru, Loobu, Aseri ja Väo kihistu. Ladestiku mittetäielik paksus ala lõunapiiril on kuni 15 m.

Toila kihistu (O_{2tl}) on alal esindatud rohekashalli, glaukoniiti sisaldava lubjakivi kuni 2,5 m paksuse lasundiga. Kihistus eristatakse alal 4 kihistikku (alt üles): Päite, Saka, Telinõmme ja Kalvi. Alumine, Billingeni lademesse kuuluv **Päite kihistik** (paksus u 0,3 m) koosneb enamjaolt rohekashallist peen- kuni keskkrustaldest, keskmise- kuni paksukihilisest glaukoniiti sisaldavast lubjakivist. Kihistiku alaosas on kohati 1–2 õhukest savimergli kihti. **Saka kihistik** (paksus u 0,8 m) koosneb enamjaolt dolomiidistunud rohekashallist peene- kuni keskmisekrustaldest, keskmise- kuni paksukihilisest lubjakivist, mis sisaldab vähesel määral (kuni 10 %) glaukoniiti. Alumisel piiril on amforalaadsete süvenditega, tugeva limoniitse impregnatsiooniga kahekordne katkestuspind – nn püstakkiht. Süvendid on valdavalt täidetud glaukoniidiga. **Telinõmme kihistik** (u 0,8 m) koosneb rohekashallist, õhukese- kuni keskmisekihilisest, tasemeti peent glaukoniiti sisaldavast lubjakivist, mis kohati võib olla ka dolomiidistunud. Kihistu ülemine, **Kalvi kihistik** (u 0,3 m) koosneb rohekashallist nõrgalt savikast keskmise- kuni paksukihilisest, peenterist glaukoniiti sisaldavast lubjakivist, mis kohati võib olla ka dolomiidistunud.

Sillaoru kihistu (O_{2sl}), mille paksus ca 0,2 m, koosneb rohekashallist, keskmiselt kuni tugevalt savikast õhukese- kuni paksukihilisest detriidikast, raudoiide sisaldavast lubjakivist. Kivimis, mis on paiguti dolomiidistunud, on ka limoniitse impregnatsiooniga lainjaid katkestuspindu. Kihistu alumist piiri markeerib limoniitne katkestuspind.

Loobu kihistu (O_{2lb}) kuulub Kunda lademesse ja selle paksus alal on kuni 6,5 m. Kihistu paljandub, ja sedagi vaid kohati ja osaliselt, Ilumäe klindipoolsaart ääristavas astangus. Kihistu eristub raudoiide sisaldavate komplekside (Aseri ja Sillaoru kihistu) vahele jääva halli lubjakivi lasundina. Loobu kihistule on iseloomulik peajalgsete limuste (nautiloidide) kodade rohked valatised. Loobu kihistu jagamine alumiseks Nõmmeveski ja ülemiseks Valgejõe kihistikuks on praktiliselt teostamatu ja seda ei ole ka rakenduslike tööde puhul, kust pärineb valdavalt kaardistamise andmestik, tehtud.

Aseri kihistu (O_{2kn}), mis vastab mahult Aseri lademele ja mida mõningatel juhtudel (Juhend..., 2005) on käsitletud ka Kandle kihistuna, on alal keskmiselt 1,5 m paksune. Kihistu koosneb hallist nõrgalt kuni keskmiselt savikast, keskmise- kuni paksukihilisest pisi- kuni mikrokristaldest raudoiide sisaldavast lubjakivist. Kihistu jagamine alumiseks, raudoiide mittesisaldavaks Malla ja ülemiseks, raudoiide sisaldavaks Ojaküla kihistikuks ei ole uuritava alal teostatav ja seepärast ei ole seda

ka tehtud. Kihistu alumisel piiril on kahekordne, tugeva fosfaatse impregnatsiooniga ja 5–7 cm sügavuste taskutega katkestuspind.

Väo kihistu ($O_2v\ddot{a}$) kuulub suures osas Lasnamäe lademesse ja uuritava alal seda täies paksuses ei esine (kuni 5 m Sagadi klindiplateol). Kihistu on valdavalt esindatud valkjashalli detriitja kuni detriitse, pisi- kuni mikrokristalse, keskmise- kuni paksukihilise, harvu merglikelmeid ja stüloliitpindu sisaldava lubjakivina, mida rahvapäraselt tuntakse ka Lasnamäe ehituslubjakivina.

1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST

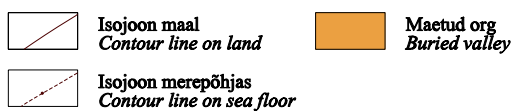
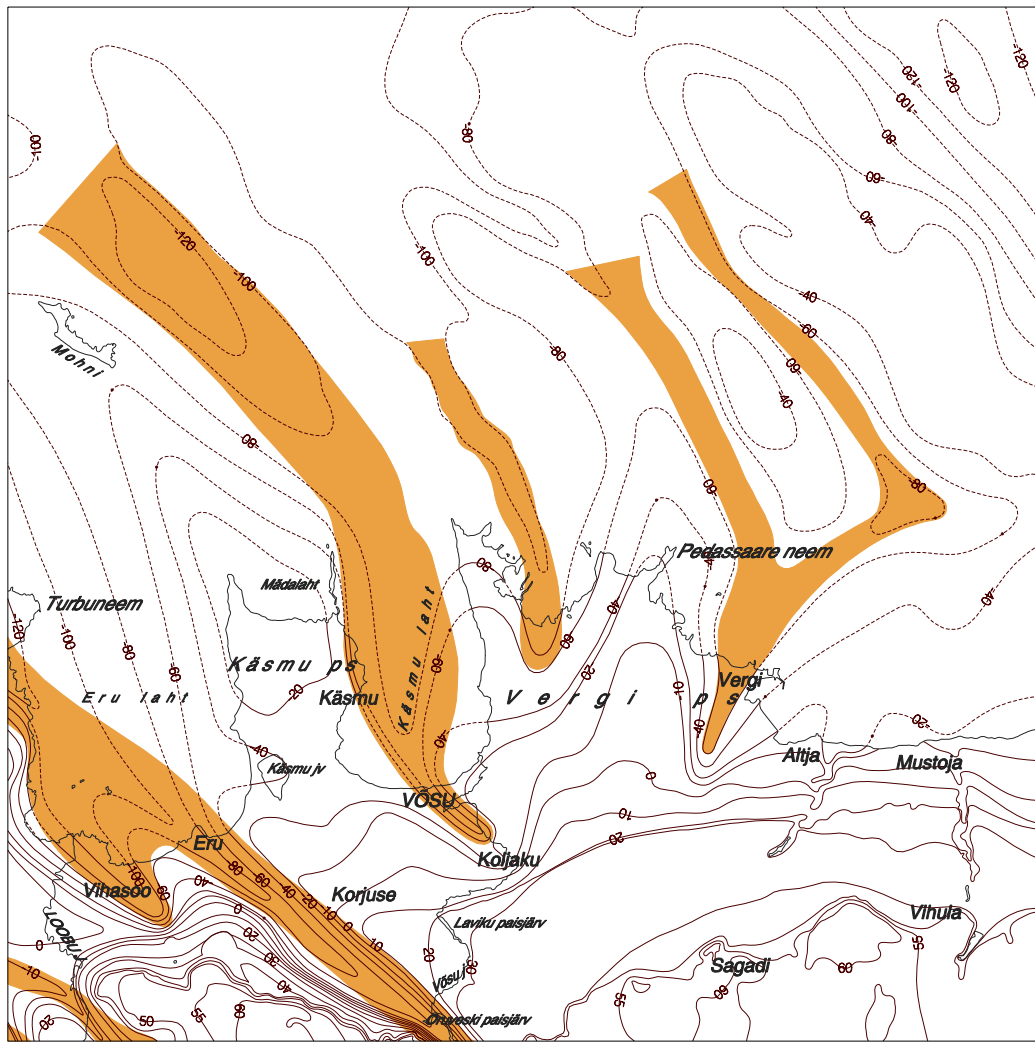
Aluspõhja reljeefi iseärasustest lähtuvalt eristub Võsu kaardilehel kolm piirkonda: 1. Põhja-Eesti klindiplateo koosseisu kuuluv Viru lavamaa, 2. Kambriumi terrass ja 3. Kambriumi-Vendi nõlv.

Põhja-Eesti klindiplateo eristub ala äärmises lõunaosas tasemeil 55–65 m ümp ja see on esindatud Ilumäe klindipoolsaare ja Sagadi klindiplateoga. Mõlemat Põhja-Eesti klindiplateo Lääne-Viru klindilõigu piiresse jäävat struktuuriüksust ääristab põhjakaarest mattunud ja kuni 20 m kõrgune Kambriumi astang.

Kambrium terrass, mis alal on 5–15 m paksuselt liiva alla mattunud, kulgeb 2–3 km laiuse vööndina tasemel 30–40 m ümp. Põhjakaarest ääristab Kambriumi terrassi sügavalt (kuni 10 m) liiva alla mattunud lauge 10–20 m kõrgune liivakiviasang. Kambriumi terrassi ääristav astang eristub reljeefis paremini Vihula ja Palmse vahemiku u 13 km pikkusel lõigul. Lääne pool hägustavad terrassi kulgu sellesse sügavalt lõikunud Palmse ja Loobu ürgorud. Terrassi lõikuvad ka kuni 30 m sügavuselt (läänest itta) Loobu, Võsu, Altja ja Vihula orud.

Kambriumi-Vendi nõlv – see on Kambriumi terrassi jalamilt, tasemelt u 10 m ümp kuni tasemeni u 100 m amp (kristalse aluskorrani) põhja suunas laskuv aluspõhjaline, selgelt esilekerkivate astanguteta kuni 15 km laiune väga lauge nõlv. Sellesse lõikuvad laugeperveliselt ja 20–80 m sügavuselt ning 0,5–3 km laiuselt (läänest itta) Loobu, Palmse, Käsmu, Koolimäe, Vergi ja Mustoja klindiorud. Viimaste vahelt eenduvad loodesse, ja seda kohati enam kui 15 km ulatuses, Vendi liivakivist-savist laugete seljandikena (läänest itta) Käsmu–Mohni, Lobi, Pedassaare, Altja ja Räämadala klindipoolsaared.

Sagadi ja Vihula mõisa kohalt kulgevad enam-vähem edela–kirde suunaliselt vastavalt Kõrvemaa rikkevööndi jätkuks olevad **Loobu ja Viitna rike**. Kaardilehe piires faktilisi andmeid nende olemuse kohta ei ole ja seepärast on need kujutatud ka oletatavatena.



Joonis 4. Aluspõhja reljeef.
Figure 4. Schematic map of bedrock relief.



Foto 9. Vihula paisjärv asub Vihula klindioru kohal.

Photo 9. Vihula reservoir is located above Vihula Klint-valley.



Foto 10. Pronksiaegne kivikalme Võhma külas Tandemäel, lagelool.

Photo 10. Bronze-age cemetery at Võhma Village on Tandemäe is located on the alvar area.



Foto 11. Vihula mõis Vihula klindioru nõlval.

Photo 11. Vihula Manor is located on the slope of Vihula Klint-valley.



Foto 12. Sagadi mõis asub Sagadi klindiplateoo keskosas, otse lauge klindiaastangu äärel.

Photo 12. The Klint-plateau is the highest on surroundings of Sagadi Manor, located on the central part of Sagadi Klint-plateau.

2. PINNAKATE JA PINNAMOOD

Pinnakatte geoloogiline kaart põhineb varasematel käsikirjalistel suure- ja keskmisemõõtkavalistel pinnakatte kaartidel, mida on täiendatud kontrollmarsruutide andmestiku põhjal. Heaks aluseks käesolevale tööle oli pinnakatte kaart mõõtkavas 1:200 000 (Jõgi jt, 1966). Juba 1963. aastal valmis geoloogiline kaart, mis hõlmab Võsu kaardilehe idapoolse osa (Stumbur jt, 1963). Käesolev kaardileht on koostatud E. Kadastiku ja E. Morgeni poolt koostatud Lahemaa piirkonna pinnakatte kaardi (Suuroja jt, 1997) ja E. Morgeni koostatud Rakvere fosforiidirajooni pinnakatte kaardi (Saadre jt, 1984) põhjal. Kasutatud on ka maavarade (turvas, liiv, kruus, aluspõhjalised maavarad) otsingu- ja uuringutööde (Einmann, Gromov, 1974; Orru jt, 1981; Tallinn, 1977, 1990; jt) materjale ning puurkaevude andmebaasi "Põhjavesi-puurkaev". Oma osa ala pinnakatte uurimisse on andnud Tallinna Tehnikaülikooli ja Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi spetsialistid (Heinsalu, 2001; Karukäpp, Tavast, 1985; Kessel, Raukas, 1967, 1979; Linkrus, 1981; Raukas, 1978; Veski, 1998; jpt).

Pinnakatte geoloogilisel kaardil kujutatakse üldistatuna kvaternaarse setete pindalalist levikut, kusjuures mõtteliselt on eemaldatud umbes 50 cm paksune pindmine kiht (ligikaudu kahekordne huumushorisont), et mullatekkeprotsessid ei segaks setete määramist. Kaardil esitamiseks liiga väikesed alad on kas suurendatud (ühendatud) või välja jäetud. Erineva vanuse ja tekkega pinnakatte setted eristatakse kaardil värviga, setete koostise muutused aga tingmärkidega.

Akvatooriumi pinnakatte geoloogiline kaart on koostatud Eesti Geoloogiakeskuse poolt läbiviidud Soome lahe regionaalsete (1:200 000) geoloogiliste ja geofüüsikaliste uuringute (Malkov jt, 1986; Talpas jt, 1989, 1994) andmeil. Kuna 1:200 000 mõõtkavalise kaardistamise tulemused ei vasta 1:50 000 kaardi nõuetele, on akvatooriumi pinnakatte kujutamiseks kasutatud lihtsustatud legendi.

Järgneval pinnakatte setete kirjeldamisel on lähtutud eelkõige K. Kajaku (1992) poolt koostatud Eesti kvaternaarisetete ja geomorfoloogilise kaardi (mõõtkavas 1:50 000) tugilegendist. Erinevate allikate põhjal koostatud pinnakatte setete stratigraafiline skeem on toodud tabelis 2, Holotseeni (pärajääaja) 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.

Pinnavorme vaadeldakse koos neid moodustavate setete või kujundanud protsessiga. Eelkõige aluspõhjaliste setenditega seotud jäätumiseelseid pinnavorme, sealjuures pinnamoe suurvorme, Põhja-Eesti paelava ja klindiesist madalikku koos neid eraldava klindiga käsitletakse lähemalt aluspõhja reljefiga seoses (peatükk 1.3.).

2.1. PLEISTOTSEEN

2.1.1. Kesk-Pleistotseen. Ugandi kihistu (QII_{ug})

Eelviimasele, Saale (Kesk-Vene) jäätumisele vastavasse **Ugandi kihistusse (QII_{ug})** loeme me tinglikult kõik viimase jäävaheaja omadest vanemad pinnakatte setted, ehkki nende alumist piiri pole kusagil dateeritud. Kihistu setete levikut võib eeldada klindiesise madaliku läänepoolsetes mattunud orgudes absoluutsetel kõrgustel allpool 50 (70) m amp. Selleks annab põhjust Ugandi kihistu glatsiaalsete, glatsiofluviaalsete ja jääjärveliste setete levik kõrvalasuva kaardilehe (Loksa) mattunud orgudes. Siinkohal tuleb mainida, et alale jäävad vaid üksikud kvaliteetse pinnakatte puursüdamikuga geoloogilised puuraugud, mistõttu läbilõike kirjeldus toetub tihti liiga üldistele ja vastuolulistele tarbepuurkaevude kirjeldustele. Seepärast on nii vanade orgude levik kui pinnakatte iseloom nendes, eriti Pärisea poolsaarel, paljuski hüpoteetiline ja nõuaks täiendavaid uuringuid.

Kogu Ugandi kihistu eriilmeline kompleks, eelkõige moreenid, levib ilmselt ka mitmel Eru ja Käsmu lahe veealuste madalike piires, kuid geoloogiliste tõendite puudumine jätab mitmeid võimalusi akvatooriumil tehtud akustilise pidevsondeerimise andmete tõlgendamiseks. Siiski võib arvata, et need maismaal sügavale jäävad setted võivad veealuste madalike enam erosioonile allunud põhjanõlvadel ulatuda üsna merepõhja lähedale.

Tabel 2. Pinnakatte setete stratigraafiline skeem (Kajak jt, 1992; Raukas, Kajak, 1995; Liivrand, 1991; Donner, 1995).

Table 2. Stratigraphy of the Quaternary deposits (Kajak et al., 1992; Raukas, Kajak, 1995; Liivrand, 1991; Donner, 1995).

Ladestik, Ladejärk	Eesti			Lääne-Euroopa		Al. piiri vanus, tuh. a.
	Kihistu	Alamkihistu	Kihistik	Lade		
Holotseen				Flandria		10
Ülem- Pleistotseen	Järva	Ülem-		Weichsel	Ülem-	25
		Kesk-			Kesk-	74
		Alam-	Kelnase		Alam-	115
	Prangli			Eem		130
Kesk- Pleistotseen	Ugandi			Saale		

2.1.2. Ülem-Pleistotseen

Prangli kihistu (QIII_{pr}). Eesti põhjarannikule ja akvatooriumile on iseloomulik Eemi (Mikulini), tänapäevaseski soojema kliimaga jäävaheajale vastavate Prangli kihistu setete esinemine. Neid merelise tekkega (mIII_{pr}) halle, roheka varjundiga savisid ja aleuriite, mis sisaldavad tihti taimejäänuseid, karbifragmente ja vivianiiti, võib leiduda kuni mõne meetri paksuse lasundina küllalt väljapeetud tasemel 45–60 m amp, nii mattunud orgude ülemistes osades kui suurte pinnakatteliste kuhjevormide – megavoorte – südames, kui viimase jäätumise mandriliustiku ja selle vooluvete erosioonibaas pole madalamale ulatunud.

Järva kihistu. Traditsiooniliselt (Raukas, 1978; Kajak, 1999) 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; Svendsen jt, 1999, jpt) nii Skandinaavias kui Loode-Venemaal on seadnud sellise liigestuse kahtluse alla. On põhjust arvata, et Soome lõuna- ja lääneosa oli jäävaba kogu Vara-Weichselis, mis tähendab, et liustik Eestisse ei tunginud ning nn Valgjärve moreenid (vt ka Suuroja jt, 1997) on hoopis nooremad ja kujutavad endast viimase jäätumise stadiaalseid setteid. Järelikult peaks kogu Alam-, aga võib-olla ka Kesk-Weichselile Põhja-Eestis vastama Kelnase kihistik.

Alam-Järva alamkihistu. Kelnase kihistikku (QIII_{jr,kl}) kuuluvad viimase jäävaheaja järel ja viimase jäätumise eel moodustunud periglatsiaalsed setted. Neid setteid, peamiselt aleuriite ja liivasid,

harvem (viir)savisid, on kirjeldatud Mohni puuraugus M-19 ja Vergi puuraugus M-14 40 m amp tasemest sügavamal. Mõlemas puuraugus lasub neil 24–25 m paksune moreenikiht.

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, periglatsiaalsed setted aga Kelnase kihistikku.

Ülem-Järva alamkihistu. Ülem-Järva alamkihistusse kuuluvad kõik viimase, maksimaalse jäätumisega seotud setted. Nende paksus võib muutuda nullist Kolgaküla klindipoolsaarel kuni 70 ja enama meetrini klindiesise ala mattunud orgudes. Jagada neid kaheks mandrijää (retsessioonidega) taandumise Pandivere ja Palivere staadiumidele vastavateks kompleksideks, nagu tihti tehtud, uuritava alal ei õnnestunud. Enamasti levib siin vaid üks, selgelt väljendunud moreenilasund. Alamkihistu on esindatud liustikuliste, liustikujõeliste ning jääjärveliste setetega.

Kui vanuse järgi on viimase jäätumise **moreene (gIIIjr₃)** raske liigestada, siis pindalalise leviku ning sellest tingitud lähtekivimite litoloogilis-mineraloogiliste iseärasuste tõttu eristuvad Põhja-Eestis tavaliselt selgelt **klindiesise** e rannikumadaliku ja Põhja-Eesti **paelava moreenid** (Suuroja jt, 2001). Paeplatooost jääb Võsu kaardilehele vaid väike osa, Ilumäe klindipoolsaare ja Sagadi-Vihula paeplatoo põhjaosa. Pinnakatte moodustab siin kollakas- kuni beežikashall rähkne saviliivmoreen paksusega mõnekümnest sentimeetrist kuni kahe meetrini.

Klindiesise moreeni (gIIIjr₃) paksus jääb enamasti alla 15 m, kuid võib klindiorgues ja akvatooriumil koos erinevate vahekihtidega mõnedel andmetel ulatuda 60 meetrini. Samas võib see moreen olla orgude klindilähedastes osades liustikujõgede poolt ka kulutatud (Suuroja jt, 2001) ja/või esineda ainult õhukeste vahekihtidena. Moreen paljandub vähe ja on enamasti kaetud nooremate, jääjärveliste või mereliste setetega. Moreeni eripära on seotud valdava osa settematerjali päritoluga Kambriumi ja Vendi sette kivimite või aluskorra avamusalalt, kus karbonaatkivimid puuduvad. Moreen on sinakas- või rohekashall, küllalt savikas ning samas üsna väikese jämepurdse materjali sisaldusega. Kõige iseloomulikum on selle moreeni kivimiline koostis, kus kristalset materjali on tavaliselt üle 70–95 %, seejuures happelisi kivimeid on 70–90 %. Vähesel määral esineb suhteliselt pehmeid aleuroliite ja liivakive, veelgi harvem savisid. Karbonaatkivimite leidumine on erand ning seda on isegi raske põhjendada. Moreenis sisalduva ülipeenliiva kerge fraktsiooni (<2,89 g/cm³) mineraalses koostises torkab silma kvartsi valdamine (65–83 %), päevakive on 7–28 %, biotiiti, glaukoniiti ja karbonaate esineb vaid vähese lisandina. Peenliiva kerges fraktsioonis on kvartsi 55–64 %, päevakivi 30–36 %, vilku, eelkõige biotiiti, 0,3–2 %.

Pisiliiva fraktsiooni rasketest mineraalidest (>2,89 g/cm³, kokku 2–4 %) valdavad amfiboolid (35–60 %) ja granaadid (11–25 %). Pürokseene on 5–15 %, ilmeniiti/magnetiiti 4–9 %, limoniiti/hematiiti 0,2–2 %, püriiti 0,5–4 %. Lisandina esineb sageli apatiiti (0,5–4 %), tsirkooni (0,2–8 %), epidooti (1–4 %) ja biotiiti. Peenliiva fraktsiooni rasketest mineraalidest moodustavad amfiboolid 20–35 %, granaadid 17–32 %, pürokseenid 4–14 %, epidoot 4–27 %, ilmeniit/magnetiit 2,8–4,7 %, limoniit/hematiit 1,3–8,1 %, püriit 0,8–2,1 %. Lisandina esineb üsna ühtlaselt apatiiti (0,8–1,0 %) ja tsirkooni (0,3–0,6 %).

Liustikuliste setetega on seotud ka arvukad rändrahnud. Nende esialgset, jääajast pärit paigutust on muutnud hilisemad mererannale omased protsessid. Kohati matsid need kive hilisemate setete alla, kohati kanti moreenist ära peenem materjal ja rannale jäid kivi külvid, mis mere murrutava tegevuse ja ajujää triivi tagajärjel võisid uuesti ümber paikneda. Ainult kõige suuremad rändrahnud on enam-vähem säilitanud oma esialgse, mandrijää poolt antud ja jää sulamisel saadud asendi. Põhjalikult on rändrahne

kirjeldatud eespool sissejuhatuses. Siinkohal väärivad äramärkimist kuulsaimad: Ojakivi Võsu lähedal, Leemeti kivi, Mere- ja Metsamungakivi Käsmus. Rändkivid on valdavalt rabakivid.

Tõendeid mandrijää kahest viimasest (Pandivere ja Palivere) stadiaalsest pealetungist ja vastavalt ka veeliste setetega eraldatud moreenikihtidest on vähe. Palivere staadiumit loetakse mandrijää üheks suuremaks ja selgemaks pealetungiks, mille servaasend Põhja-Eestis on enamusel paleogeograafilistel rekonstruktsioonidel (Kajak, 1999, 1960; Raukas jt, 1971; Raukas, 1992; Suuroja jt, 1997 jpt) kujutatud vastu klinti ja markeeritud glatsiofluviaalse deltaga Vasaristi–Porgaste joonel ning Koljaku–Oandu vahelisel alal. Puuraukude, paljandite ja kaevete alusel võib väita, et rannalähedases vöötmes on limnoglatsiaalsed setted olnud sageli kaetud moreeniga. Paiguti on see aga hilisjäaegsete ja jääajajärgsete Läänemere nõos esinenud veekogu poolt ära uhitud või vastava veekogu setteks ümber kujunenud. Altja puuraugus eraldab kahte moreenikihti 2 m paksune viirkihiliste liivakate setete vahekiht, mis viitab ülemise moreeni kujunemisele Palivere staadiumi ajal. Et jää on katnud limnoglatsiaalseid viirseteid, tõendavad ka viimaste lasuvusrikked läbilõike ülaosas (Oandu lähedal Altja jõe kaldapaljandites) (Linkrus, 1981). Kõrvutades erinevate uurijate andmeid, hinnati Palivere pealetungi vanuseks ligikaudu 11 650–11 750 kalendriaastat (Suuroja jt, 2002).

Liustikujõelised ehk glatsiofluviaalsed setted (fIIIj_{r3}) levivad Koljaku–Oandu vahelisel alal deltavööndi põhilise koostismaterjalina. Nimetatud deltavööndit peetakse Palivere liustiku servamoodustiste reaks, mis moodustus klindijoonel peatunud liustiku ette, jääjärve põhjakaldale. Jääjärvelistel peeneteralistel setetel lasuvad deltasetted koosnevad vähese kruusa sisaldusega eriteralisest liivast, kus valdab kesk- ja jämedateralise liiva fraktsioon. Liivade paksus on tavaliselt ligi 10 m. Delta pealispinna absoluutne kõrgus on 46–51 m. Ala kagunurka riivavat ulatuslikku deltade vööndi põhjaosa (Porgaste lähedal) võib vaadelda Karukäpa ja Tavasti (1985) järgi kui Pandivere kõrgustikul paiknevast irdjääst lõunasse voolanud jõe suudmesse kujunenud deltat. Viimast seisukohta tõestavad Kolli-Sillaotsa karjäärides täheldatud kihtide kallakused kuni 20–25° põhja ja loodesse. Delta pealispinna absoluutsed kõrgused on siin 44–46 m.

Jämedateralisi kruusakaid glatsiofluviaalseid setteid on leitud ka mitmetest mattunud orgudest. Võsu mattunud orus ulatub nende paksus 30 m-ni.

Jääjärvelised (glatsiolakustrilised või limnoglatsiaalsed) setted (lgIIIj_{r3}). Eestis loetakse Balti jääjärve alguseks tavaliselt ühtse veekogu teket Pandivere kõrgustiku ees ligikaudu 12 000 aastat tagasi (Raukas, Vassiljev, 1992). Viimase aja uuringute (Fyfe, 1990; Donner, 1992) põhjal võib Balti jääjärve vaadelda kui 12 000 a.t kujunenud ja enam-vähem ühtlaselt alaneva tasemega veekogu.

Balti jääjärve areng lõppes 10 300 a.t, kui mandriliustiku serva taandumisel Billingeni mäest Kesk-Rootsis põhja poole jääjärve veetase alaneks 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 rannikusetted faunistiliselt iseloomustatud. Kessel ja Raukas (Kessel, Raukas, 1979; 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 maismaalal kaardipildis eristatud.

Liigestamata Balti jääjärve ning Joldiamere setted (lgIIIj_{r3}) on kaardilehel laialdase levikuga, kuid klindi ees on need tavaliselt maetud nooremate meresetete alla. Jääjärveliste setete maksimaalseks paksuseks on mattunud orgudes kuni 75 m. Setted on väga eriilmelised nii lõimise kui tekstuuride poolest, aga enamasti on neis alati jälgitav sesoonne kihilisus ehk varvilisus. Traditsiooniline nimetus – viirsavid – on tegelikult tinglik, kuna rangelt võttes valdab setetes aleuriit (keskmiselt 50,6 %), ka liiva on suhteliselt palju (36,5 %), savisisaldus on keskmiselt 12,6 %. Sellised peeneteralistes setted kujunesid

Balti jääjärve algfaaside ajal liustiku lähedases basseinis, rahulikes hüdrodünaamilistes tingimustes. Samas esineb jääjärvelistes setetes, erinevalt liustikujõelistest, alati karbonaatide lisand. Pisiliiva kerges fraktsioonis kuni 16 %-ni küündiv karbonaatide sisaldus näitab märgatavat materjali sissekannet mitte ainult liustikust, vaid ka paeplatoo poolt.

Balti jääjärve peeneteralised setted Palmse orus avanud puuraugu 38 puursüdamikus on tehtud õietolmu uuringud ja määratud diatomeefloora (Jõgi jt, 1966). Selgepiirilisel eraldub metsade X arengufaas alates sügavusest 30,2 m. X faasi algul valdavad puude (kask, mänd) õietolmud, kusjuures eriti *Betula nana*. Edasi kliima külmenes – valdavad rohttaimed (60–75 %) ja jällegi *Betula nana*. X faasi lõpul suureneb jällegi männi osatähtsus, mis annab tunnistust kliima soojenemisest. Diatomeefloora osutab mageveeliste settimistingimustele.

Eraldi iseloomustamist väärrib Balti jääjärve setete läbilõike ülemine osa, mis koosneb Balti jääjärve III faasi hästi läbipeetud eriteralistest liivadest. Võsu kaardilehel avanevad maapinnal just selle arengufaasi ajal kujunenud setted. Liivakihi lõimises on liivafaktsiooni sisaldus sõltuvalt jäme purdmaterjali sisaldusest 65–90 %, tolmufraktsiooni on 5–9 % ning saviosakesi on < 1 %. Eelpool kirjeldatud setete puhul on tegu ulatusliku basseini põhjafaatsiese setetega. Rannafaatsiese setteid leidub lamedates rannavallides Ilumäe klindipoolsaare ja Sagadi–Vihula paeplatoo põhjaserval. Eriti tähelepanuväärsed on laiad ja lamedad rannavallid Sagadi–Vihula vahelisel alal. Põhiliselt kruusast ja kruusakast eriteralisest liivast koosnevad vallid paiknevad vahetult lubjakivi astangu serval, põhjapoolne jalam asub seal absoluutsel kõrgusel 56–57 m. Rannavallisetete paksus ulatub 5–6 m-ni. Võhma–Ilumäe vahelisel alal on rannavallid absoluutsel kõrgusel 63–64 m. Ilumäelt veidi edela pool asub lamedal rannavallil Volmari karjäär, kus kruusakihi paksus on 2–3 m (foto 13). Kruus lasub vahetult kulutatud paeplaadil.

Akvatooriumil eristuvad jääjärvelised setted selgelt Joldiamere omadest. Läbilõike alumises osas on need esindatud jääjärveliste selge viirkihilisusega, tavaliselt pruunide savidega, mille alumises, liustikuservalähedases ehk proksimaalses osas on tihti liiva, mõnikord ka moreeni vahekihte. Lasumi suunas muutub varvilisus ebaselgemaks ja sete hallikamaks. Kompleksi ülemise osa moodustab saarte ja veealuste kõrgendike nõlvadel avanev kreemika värvusega homogeenne savi, kus esineb üksikuid aleuriidi, hallikasmusta värvusega hüdrotroiliidi ja sinise värvusega savi kihte. Selle settekompleksi paksus ulatub 6,9 m-ni. Akvatooriumil 20–40 m sügavusel on antud kompleks esindatud homogeenne suure veesisaldusega hallikaspruuni värvusega saviga, mida katab kollakashalli värvusega eriteralise liiva 5 cm paksune kiht. Kompleksi alumises osas vahelduvad aleuriidikihid savikihtidega. Ebatüüpiline on läbilõige ka lahepärades, kus üldiselt homogeennessesse settesse ilmub alt üles järjest rohkem mõne mm paksuseid läätsjaid aleuriidi vahekihte, mis koos karbonaatse materjali sisaldusega viitab basseini madaldumisele ja teatud osa settematerjali päritolule maismaalt. Kompleksi paksus on üle 5 m, täispaksuses pole jääjärvelisi setteid akvatooriumil läbitud.

2.2. HOLOTSEEN

Holotseeni (pärastjääaegsed) setted on alal esindatud Joldiamere (mIVy), Antsülusjärve (IIVan), Litorinamere (mIVlt), Limneamere (mIVlm) ning nendega samaaegsete tuule- (vIV), järve- (IIV), jõe- (aIV) ja soosetetega (bIV). Mereseteteks on liiv, kruus-veeristik, aleuriit, savi ja meremuda ning kontinentaalseiks – kruus-veeristik, liiv, turvas ja järvemuda. Ehkki teaduslikus kirjanduses kasutatakse Holotseeni iseloomustamisel järjest enam kalendriaastaid, on senini ametlikult käibel ka liigestus kronotsoonideks (tabel 3).

Ladestik	Ladejärg	Kronotsoon	Indeks	Indeks	Piiridefinitsioon (aastat t.)	Õietolmuvöö (PAZ)	Indeks	Indeks (von Post)	Balti mere staadiumid	Alumine piir (aastat tagasi)	Alumine piir (kalendriaastat tagasi)	GRIP indeks	
Holotseen	Ülem-	Sub-Atlantikum	SA	SA3	1 000	<i>Pinus-Betula</i>	<i>P-B</i>	I	Limneameri	4 000	5 000		
				SA2	2 000	<i>Betula-Pinus-Picea</i>	<i>B-P-Pc</i>	IIa					
				SA1	2 500	<i>Betula-Alnus</i>	<i>B-A</i>	IIb					
	Kesk-	Sub-Boreaal	SB	SB2	4 000	<i>Picea</i>	<i>Pc</i>	III	Litorinameri				
				SB1	5 000	<i>Quercus</i>	<i>Q</i>	IV					
	Atlantikum	AT	AT2	6 500	<i>Tilia-Ulmus-Fraxinus</i>	<i>T-U-Fr</i>	V	Litorinameri					
			AT1	8 000	<i>Ulmus-Corylus</i>	<i>U-Co</i>	VI						
	Alam-	Boreaal	BO	BO2	8 500	<i>Pinus-Alnus</i>	<i>P-A</i>	VII	Antsülusjärv				
				BO1	9 000	<i>Pinus - Betula - Corylus</i>	<i>P-B-Co</i>	VIII					
		Pre-Boreaal	PB	PB2	9 500	<i>Pinus - Betula</i>	<i>P-B</i>	IXa					
PB1				10 000	<i>Betula</i>	<i>B</i>	IXb						
Pleistotseen	Ülem-	Sub-Artikum	DR3	DR3	10 800	<i>Artemisia-Betula nana</i>	<i>Ar-Bn</i>	X	Joldiameri	10 300	11 600	GS-1	
				AL	ALb	11 300	<i>Pinus</i>	<i>P</i>					XIa
	Kesk-Dryas	AL	ALa	11 800	<i>Pinus-Betula</i>	<i>P-B</i>	XIb	Balti jääjärv					
			DR2	12 200	<i>Artemisia-Chenopodiaceae</i>	<i>Ar-Ch</i>	XIIa						
													12 650
												13 900	GI-1b
												14 050	GI-1c
													GI-1d

Tabel 3. Hilisglatsiaali ja Holotseeni setete stratigraafiline liigestus (Raukas jt, 1995; Walker jt, 1999, muudatustega).

Table 3. Stratigraphy of the late-glacial and Holocene deposits (modified after Raukas et al., 1995; Walker et al., 1999).

Joldiamere setted (mIVy). Joldia meri oli regressiivse iseloomuga veekogu Balti mere pärastjääaegse arengu alguses, 10 300–9 500 a.t, mil veetase alanes uuritaval alal vähemalt 28 m ümp, tehes võimalikuks ülemise turbakihi moodustumise Võsu kaardilehest loodes, Uuril (Kessel, Linkrus, 1979). Kuigi mereks kutsutud, iseloomustab riimveeline fauna ja flora vaid lühikest, vähem kui 200 aastast ajalõiku selle keskel (Svensson, 1989; Björck, 1995; Heinsalu, 2001), umbes 11 300–11 060 kalendriaastat tagasi, kui kliima lühiajaline jahenemine, nn Pre-Boreali ostsillatsioon, vähendas ilmselt Balti merre voolava jääsulavee hulka. Ehkki Joldiamere ja Balti jääjärve rannikuvööndi setted on kaardil kriteeriumide puudumisel eristamata, on mõnedes sügavamaveelistes ja paksemates läbilõigetes kaardilehe lähiümbruses (Pudisoo) Joldiamere esinemine õietolmu- ja diatomeeanalüüsil ometi kindlaks tehtud.

Erinevalt maismaast on meres Joldiamere setted laialt levinud ja äratuntavad. Nendeks peetakse Balti jääjärve viirsavidel terava põiksusega lasuvat, kuni 1,0 m paksust, mõneti ähmase mikrokihilisusega pruunikashalli kuni hallikaspruuni aleuriidika savi kompleksi. Esineb läbilõikeid, kus alumine osa koosneb aleuriidist ja ülemine savist, milles esineb peendisperse hüdrotroiliidi üksikuid suletisi. Joldiamere lõpp ei väljendu meresetetes nii selgelt, kuna settimistingimused ja vastavalt ka elustik olid sarnased järgneva, Antsülsjärve alguse omadega. Nii Joldiamere kui Antsülsjärve setete kitsad avamusalad akvatooriumil – ekspoosioonist sõltuvalt sügavustel alla 20–50 m amp – on seotud eelkõige veelaste kõrgendike nõlvadega, kus nad pole hoovuste poolt kulutatud ega ka nooremate setetega kaetud ning on kaardil kujutatud koos.

Antsülsjärve setted (IIVan). Isostaatilise maakerke tulemusena katkenud Balti mere ühendus maailmamerega põhjustas mageveelise veekogu – Antsülsjärve – tekke ning väljavoolu-isobaasist kõrgemal sellega seonduva transgressiooni. See algas ligi 9500 a.t ja kulmineerus Pre-Boreaali ja Boreaali piiril, ligi 9000 a.t (Björck, 1995 jt). Antsülsjärve staadium lõppes tõenäoliselt küllalt järsu regressiooniga vähemalt 16,5 m-ni ümp tasemel ning soolase merevee sissetungiga läbi Taani väinade Balti merre umbes 8000 a.t.

Antsülsjärve setted avanevad kitsa ribana klindi jalamil, absoluutsel kõrgusel 22,5–35 m, moodustades Antsülsjärve terrassi või rannabarride luigestunud seeriaid (foto 18). Setete paksus on 2–5 m, nad lasuvad tavaliselt Balti jääjärve setetel või moreenil ning leviala põhjaosas katavad neid nooremad merelised setted, kohati ka soosetted. Need on esindatud teistelegi Läänemere arenguetappidele iseloomuliku kompleksiga, mis sõltub eelkõige konkreetsetes piirkonnas avanevatest vanematest, nii pinnakatte kui aluspõhja setenditest. Süvaveelisi peeneteralisi setteid uuritud alal kirjeldatud ei ole, rannalähedased setted on esindatud valdavalt peeneteraliste liivadega (fraktsiooni 0,1–0,05 mm on keskmiselt 60 %). Antsülsjärve setete mineraalne koostis on sarnane Balti mere nooremate setetega. Kuhjevormide kõrval esineb vähemal määral ka rannaastanguid. Nii ulatus suurjärv oma kõrgeimal tasemel murrutama Koljaku–Oandu sanduri põhjanõlva.

Soome lahes koos Joldiamere setetega kujutatud **Antsülsjärve setted** on esindatud hüdrotroiliidi suletiste või vahekihte sisaldava ebaselge kihilisusega hallika, harvem pruunika savi kuni 3 m paksuse lasundiga. Tavaliselt algab läbilõige kuni 0,8 m paksuse sinakashalli või helehalli massiivse saviga, mille ülemine piir on terav. Esineb läbilõikeid, kus pruunikashall savi sisaldab üksikuid hüdrotroiliidisuletisi ja kuni 15 cm paksuseid aleuriidi vahekihte. Alumine hüdrotroiliidi vahekiht siin puudub, ülemine on aga selgelt esindatud.

Litoriinamere setted (mIVlt) avanevad klindiesisel alal tasemel 10–22,5 m ümp, 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 molluskifauna (*Littorina littorea*, *Littorina saxatilis*, *Cerastoderma glaucum*, *Hydrobia sp.* jt) kui soolakaveelised ränivetikad. Ligikaudu 6000 aastat tagasi toimunud transgressiooni maksimumile järgnes veetaseme pidev alanemine ning vee magestumine koos sellest põhjustatud faunamuutustega. Litoriinamere setted lasuvad jääjärvelistel setetel, moreenil ja Antsülsjärve setetel tavaliselt 1–4 m paksuse kihina. Lõimiselt on enamasti tegemist peene- kuni eriteralise liivaga, milles jämpurmaterjal (>2 mm) kas puudub või on tema sisaldus alla 10 %.

Rannavallides ja maasäärtes on jämpurmaterjali osa loomulikult suurem või isegi valdav. Pihlaspeast edelas asub 2,5 km pikkune, lai ja lame kruusakatest setetest moodustunud maasäär. Maasäär liigestavad väiksemad rannamoodustised, millede jalamid on abs kõrgustel 12,5–14,5 m. Väga efektsed Litoriinamere kõrgeima taseme rannamoodustised paiknevad praktiliselt pideva reana kaardilehe keskosas, Korjuselt Oanduni. Tavaliselt on need rannamoodustised luigestunud. Käsmu poolsaare kohal oli Litoriinamere maksimumil vaid väike laiuke, mille lagi ulatub tänapäeval 22,5 m üle merepinna.

Veetaseme alanedes kujunes Litoriiina ea lõpuks suhteliselt suur saar, läbimõõduga 3,5 km. Setete defitsiidi tingimustes kuhjunud väiksemate akumulatiivsete vallide paksus ei ületa tavaliselt paari meetrit; neis leidub palju moreenist välja pestud rändrahne, mis võivad moodustada ka iseseisvaid seljakuid (Käsmu kivikülv).

Akvatooriumil vaadeldakse Litoriinamere setteid koos Limneamere setetega ja need on esindatud kuni 4,5 m paksuse savika aleuriidi lasundiga. Valdavalt on tegu rohelise või rohekashalli savikas-aleuriitse “kohupiimataolise” mikrokihilise muda lasundiga, mis sisaldab umbes 2 % orgaanilist ainet. Lasundi alumine piir on väga terav, tähistatud katkestuspinnaga ning liivakate kihtidega. Tihti on läbilõike ülemine osa tumedam ja lõimisel jämedam, aga see on vanuselt valdavalt Limneamere-ealine. Poolsaarte ja saarte neemede tippudes, sügavuseni kohati kuni 15 m, esineb moreenist väljapestud jämedateralist materjali – kruusa, veeriseid ja munakaid. Lahepärades, sügavuseni kuni 10 m, esineb eri- ja peeneteralist liiva, mille paksus veepiiril ületab kohati 5 meetrit.

Limneamere setted (mIVlm). Traditsiooniliselt loetakse Limneamere alguseks mageveelise molluski *Lymnaea ovata* (= *Radix ovata*) immigreerumist järk-järgult magestava Balti mere rannikuvetesse. Eestis algas see H. Kesseli (1958) andmeil ligi 4000 a.t, kui (üldise neotektoonilise maakerke taustal) kujunes veidigi püsivam rannajoon kõrgusel 9,5–11 m ümp. Sellest mere poole jääb tavaliselt 200–500 m laiune, Vergi poolsaarel aga kuni 4,5 km laiune, peamiselt akumulatiivne meresuunalise kallakusega tasandik (terrass), mida liigestavad väiksemad barrid, rannavallid ja -luited. Limneamere setted lasuvad siin peamiselt Litoriinamere setetel. Poolsaarte tippude poole on järjest suurem mõju olnud kulutusprotsessidel ja nii on seal iseloomulikud õhukese, kohati puuduva meresetete kattega kulutus-kuhjetasandikud moreenidel ja viirsavidel. Sõltuvalt läbipestud lähtematerjalist ja ekspositsioonist merele, leidub neil tasandikel ja nõlvadel rohkem või vähem rahne ja kivikülve, rannas esineb tihti munaka-rahnu sillutist.

Settimistingimuste sarnasuse tõttu ei eristu Limneamere liivad-kruusad ei lõimisel ega mineraalselt koostiselt Litoriinamere omadest. Vaid lainete abrasioonile avatud aktiivsetes randades, eriti poolsaarte ja neemede tippudes, esineb tavaliselt enam jämepeurdset materjali – kruusa, veeriseid ja munakaid. Käsmu ja Vergi poolsaare murrutusel moodustunud settematerjal liigub lainetuse ja hoovuste mõjul lõunasse, lahepärade suunas, moodustades poolsaarte lõunaosas ulatuslikke liivarandlaid.

Soome lahe põhjasetetes jätkuvad ka Limnea eal Litoriinamerele iseloomulikud setted, kuid merepõhja liigestatuse ja settimise seaduspärasuste muutlikkuse tõttu on setete levik väga mosaiikne. Roheliste mudade peal eristub tihti veel paari meetri paksune musta, veelgi orgaanikarikkama (kuni 3 %) savikas-möllika muda kiht. Kohati sisaldab viimane väävelvesinikku, rannikulähedastes piirkondades orgaanikat ja karbidetriiti. Nõgudes võib selle musta muda paksus ulatuda 12 meetrini. Küllalt tavaline on, seda eriti rannanõlval ning veealuste kõrgendike lagedel, et lamavaid erivanuselisi kihte katab õhuke, tavaliselt mõne kuni mõnekümne sentimeetri paksune, osalt jäänuksseteist liiva, moreeni avamusel ka kruusa ja veeriste kiht. Kaardil ei ole seda kujutatud. Lahepärades, rannanõlva jalamil, võib esineda ka pisiliiva või mölli lasundeid.

Tuulesetted (vIV). Tuulesetted moodustavad Balti mere erinevate arengustaadiumitega seotud luitevalle ja luidestikke. Markantsemad neist seonduvad transgressioonide maksimumidega, st ajaga, kui rannajoon püsis glatsioisostaatilisele maakerkele vaatamata pikemat aega ühes kohas. Nii tähistavad need mitmel pool Litoriinamere või Antsülusjärve terrassi ülemist piiri. Eoolilisi setteid leidub kuni 5 m kõrguste vallidena ja küngastena ka Limneamere levialal. Lõimisel on tuulesetted ühetaolised, setetes valdab keskmiseteralise või peeneteralise liiva fraktsioon ning need on tavaliselt väga hästi sorteeritud.

Järvesetted (IIIV). Klindiesise ala järved kujutavad endast rannalähedasi järvi, mis on merest eraldatud rannamoodustistega ja/või pärastjääaegse maakerke tõttu. Suurimaks neist on 43 ha suurune segatoiteline **Käsmu järv**. Selle rannalähedase järve sügavus on 2,0 m. Järve väheliigestatud kaldajoon

on enamasti liivane, ainult lõunaosa on soostunud. Järvesetted on seal läbi puuritud ja palünoloogiliselt uuritud, tehti ka diatomeeanalüüsid (Saarse, 1994). Laguuni tingimustes settinud liivadel ja aleuriitidel (süg. 5,9–6,0 m) lasub aleuriit, mis sisaldab taimejäänuseid (4,1–5,9 m). Õietolmu analüüside põhjal hakkasid järvesetted kujunema kesk-subatlantilise kliimastaadiumi ajal. Sapropeli kiht sügavusel 3,7–4,1 m kujunes laguunilis-järvelistes tingimustes. Tüüpiline sapropel sügavusel 2,4–3,7 m kujunes hilis-subatlantilisel kliimastaadiumil. Peeneteralisi savikaid järvesetteid on leitud ka soostunud lamedates järvenõgudes Sagadist kagu ja loode pool.

Jõesetted (aIV). Kirjeldatavat ala läbib mitu suuremat jõge – Loobu ja Võsu jõgi, Mustoja ning Altja oja ja rida väiksemaid ojasid – Käsmu, Eru, Tammispea jt. Kaardilehe loodenurgas lõikub Loobu jõe alamjooksul sügav jõesäng glatsiofluviaalsetesse ja jääjärvelistesse settesse, klindi ees aga merelistesse settesse. Alluviaalsete setete paksus on seal vahemikus 1,5–1,7 m. Kuna erodeeritakse põhiliselt liivakaid setteid, siis alluviaalsed setted on moodustunud tavaliselt peene- või keskmiseteralistest liivadest. Klindi ees asuva merelise tasandiku kallakus on väike, seetõttu on jõeorud meandreeerunud. Sängisetteil lasub hall ja pruun orgaanikat sisaldav aleuriit 0,5–1,0 m paksuses, mis moodustab lammialluuvi. Sarnastes geoloogilistes tingimustes paiknevad ka teised jõed. Vaid Mustoja oma keskjooksul on lõikunud lubjakivisse ja Vihula lähedal erodeerib jõgi moreeni. Seetõttu on sängisetted seal esindatud jämedateraliste setetega.

Soosetetest (bIV) esineb raba, siirdesoo ja madal soo setteid, kusjuures kaardil on siirdesood tavaliselt kujutatud rabadega koos. Samuti ei näidata tavaliselt soid, kus turbakihi paksus on alla 0,5 m. Turbakihtide lamamiseks soodes on enamasti merelised setted, harvem järve/meremuda. Valdav enamus soodest klindi ees moodustusid Antsülusjärve laguunide kohal peamiselt mineraalmaa soostumisel. Soode pindalad pole suured ja madal sooturba paksus ei ületa 2 meetrit.

Sagadist kagu ja edela pool asuvad kaks väiksemat soola, mis kujunesid Sagadi–Vihula paeplatool lamedatesse nõgudes moodustunud järvede soostumisel. Seda kinnitab järvesetete levik soosetete all. Kagupoolse soo turbalasund koosneb nii madal soo- kui ka rabalasadist, kogupaksus on alla 2 m.



Foto 13. Balti jääjärve rannavalli setted Volmari kruusakarjääris.
Photo 13. The deposits of the Baltic Ice Lake ridge in Volmari gravel pit.



Foto 14. Volmari kruusakarjääri erodeeritud paene põhi.
Photo 14. The ice eroded limestone plateau at Volmari.



Foto 15. Balti jääjärve peeneteralised setted Muike liivakarjääris.
Photo 15. Fine-grained deposits of the Baltic Ice Lake in Muike sand pit.



Foto 16. Balti jääjärve horisontaalkihilised peeneteralised setted. Detail eelmisest.
Photo 16. Horizontally bedded fine-grained deposits of the Baltic Ice Lake. Detail from the previous photo.



Foto 17. Balti jääjärve deformeeritud peeneteralised setted Muike liivaaugus.

Photo 17. The deformed fine-grained deposits of the Baltic Ice Lake in Muike sand pit.



Foto 18. Balti jääjärve lame rannavall Tandemäel.

Photo 18. Baltic Ice Lake ridge at Tandemäe.



Foto 19. Kalkihilised peeneteralised deltasetted Kolli-Sillaotsa liivaaugus.
Photo 19. Inclined fine-grained delta deposits in Kolli-Sillaotsa sand pit.

3. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS

Hüdrogeoloogiline ja põhjavee kaitstuse kaart on koostatud, nii nagu teisedki, suures osas varasemate keskmise- ja suuremõõtkavalise geoloogilise kaardistamise ning otsingu- ja uuringutööde materjalide põhjal. Lisaks on kasutatud veel Lahemaa Rahvusparki territooriumil toimunud TA GI uurimistöid (Kink, jt, 1990; Kink, jt, 1992) ning suuremates asulates läbiviidud põhjavee keemilise koostise uuringute (Savitskaja jt, 1981; Tennokesse jt, 1991) materjale. Puuraukudest on hüdrogeoloogiline andmestik 6 puuraugu kohta maaparandusobjektide uuringult, lisaks veel 9 puurauku Lahemaa põhjavee seirevõrgus. Valdav andmestik pärineb aga 80-st andmebaasi "Põhjavesi–Puurkaev" kantud tarbepuurkaevust ja vaatluspuurkaevust. Veepunktide keskmine tihedus on 1 puurkaev 3 km² kohta, kuid põhiline osa neist paikneb territooriumi tihedama asustusega põhja- ja edelaosas.

Kaartide koostamisel oli aluseks geoloogilise kaardistamise juhend (Juhend..., 2005), milline tugineb rahvusvahelisele tugilegendile "Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend" (Struckmeier, Margat, 1995) ning Eesti hüdrogeoloogilise kaardi M 1:400 000 (Perens, 1998) ja Eesti põhjavee kaitstuse kaardi (Perens, 2001) legendidele, kusjuures põhiliseks on jäänud ikkagi Eesti hüdrogeoloogilise kaardi M 1:50 000 tugilegend (Kajak jt, 1992). Hüdrogeoloogilisel kaardil on kujutatud põhiliselt kivimite kollektoromadusi ja nende veeandvust.

Ala paikneb Viru alamvesikonnas (vaid Pärisea poolsaare idaserv jääb Harju alamvesikonda) ning hüdrogeoloogiliselt Balti arteesiabasseini loodeosas, kus põhjavesi esineb pinnakattes, aluspõhja ja kristalse aluskorra kivimeis. Suurima mahu ja levialaga neist on aluspõhja kivimitega seotud põhjavesi (v.a sügavad mattunud orud). Ala hüdrostratigraafiline liigestus on toodud tabelis 4. Tekstis (v.a tabel 4) kasutatakse harjumuspäraseid veekomplekside tähistusi O–C ja C–V geoloogilise kaardistamise juhendis nõutavate O–Ca ja Ca–V asemel. Samuti kasutatakse tekstis nimetust Ordoviitsiumi veekompleks juhendis nõutud ja kaardil kasutatud Siluri–Ordoviitsiumi (S–O) veekompleksi asemel, arvestades Siluri kivimite puudumist kaardilehel.

Kvaternaari (pinnakatte) setetes esinevad nii surveta vett sisaldavad ja vahetult meteoroloogilistele mõjuritele alluvad poorsed põhjaveekihid kui ka surveleitud põhjaveekihid. Pinnakattes tungib kogu infiltratsioon ja seda läbib suurem osa põhjavee äravoolust. Pinnakatte ülemine osa kuulub aeratsioonivöösse, kus peale filtratsioonivoolude liigub hulk vett auruna või kapillaarjõudude toimel.

Esimese maapinnalähedase aluspõhjalise veekihi moodustavad enamikul kaardilehest poorsed terrigeensed kivimid, kus mattunud orgudega piirnevail aladel on tänu pinnakatte vete lahjendavale mõjule väike põhjavee mineraalsus ja suhteliselt suur põhjavee liikumiskiirus. Kaardilehe lõunapiiril esineb maapinnalt esimene aluspõhjaline veekiht Ordoviitsiumi karstunud kivimeis. Aluskorra lõheded 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) ehk > 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 (transversaalset) 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).

Tabel 4. Hüdrostratigraafiline liigestus (Perens, Vallner, 1997; Perens, 1998, muudatustega).

Table 4. Hydrostratigraphical units.

Regio- naalne strat. skeem	Koha- likud ühikud	Hüdrogeoloogilised stratonid			Val- dav pak- sus, m	Vee- tase maa- pin- nast, m	Deebit, l/s	Alan- dus, m	Eri- deebit, l/s*m	
Ladestu	Kihistu	Vee- kompleks	Veekiht	Veepide						
	Järva		soosetted (bQ _{IV})	järvesetted (IQ _{IV})	1–2	0,1–0,5	0,01– 0,05	0,5	< 0,1	
			jõesetted (aQ _{IV})		1–2	0,1–1,0				
			merelised setted (mQ _{IV})		1–5	0,5–2	0,02– 0,05	0,5–1	<0,1	
			jääjärve setted (lgQ _{III})			1–2	1–2	0,02– 0,05	0,5–1,0	< 0,1
				jääjärveline savi (lgQ _{III})	2–10					
			glatsiofluviaalsed (liustikujõe) setted (fQ _{III})			2–10	0,5–5	1,0–2,0	1–10	0,2–1,0
			glatsigeensed (moreen) setted (gQ _{III})			1–3	1–2	0,01–0,1	0,5–1,0	< 0,1
				glatsigeen- sed (moreen) setted (gQ _{III})	2–20					
Ordoviit- sium O ₂		Ordoviit- siumi (O)	Ordoviitsiumi liigestamata		2–10	1–5	0,5–1,0	2–5	0,05– 0,5	
O ₁₋₂				Ordoviit- siumi veepide (O)	5–7					
Kambrium Ca ₁	Kalla- vere Tiskre	Ordoviit- siumi– Kambri- iumi (O– Ca)	Ordoviitsiumi– Kambriumi (O– Ca)		15–25	2–10	0,05–1,0	1–10	0,05– 0,5	
	Lükati Lonto- va			regionaalne veepide (Ca ₁ lk– Ca ₁ ln)	80–90					
		Kamb- riumi– Vendi (Ca–V)								
Neoproter- osoikum V ₂			Voronka (V ₂ vr)		30–35	2–50	1–5	2–10	0,5–1,0	
				Kotlini	5–15					
			Gdovi (V ₂ gd)		25–35	0–50	1–5	1–10	0,5–5,0	
Protero- soikum (PP)			Aluskorra murene- miskooriku ja lõhelise vööndi põhjavesi (PP ₁₋₂)		10–20				< 0,1	
				lõhedeta aluskind (PP ₁)						

3.1. KVATERNAARI VEEKOMPLEKS

Kvaternaari veekompleksi suurimaks puuduseks on väike reostustaluvus survetute veekihtide puhul. Samuti ei ületa nende veekihtide tüsedus tavaliselt 10 m. Küll omab aga veekompleks veevarustuslikku tähtsust surveliste veekihtide esinedes. Kaardil on veekompleks eristatud aladel, kus sügavate mattunud orgude piires põhineb veetarbimine vaid mattunud glatsiofluviaalsete setete veekihil (Käsmu, Turbuneeme-Kasispea vaheline ala, väikelaiud ehk loodid). Enamik allpool kirjeldamist leidvaid veekihte on olulise põhjaveevaruta ega ole kaardil kujutatud, kuid setete levikut võib jälgida kaardikomplekti pinnakatte kaardil ja läbilõigetel.

Tuulesetetest kuuluvad kõik luited aeratsioonivöösse (on veetud). **Jõesetete veekiht** levib Loobu jõe orus ja piiratud ka Võsu jõe, Altja oja ja Mustoja orus. Jõesetete veekihi veeandvust pole uuritud, kuid hüdrauliliselt seotuna jõeveega ei vasta veekihi põhjavesi joogivee nõuetele organoleptiliselt omadustelt.

Soosetete (bQ_{IV}) veekiht levib väljavenitatud ribana Korjuse–Oandu vahelisel Kambriumi terrassi esisel alal ja laiguti kaardilehe lõunaosas. Veetaseme sügavus looduslikus seisundis soodes ei ületa poolt meetrit ja veekihi tüsedus olenevalt turbalasundi paksusest on 1–3 m.

Filtratsioonikoefitsient (K) on turbalagunemisastmest ja ulatub keskmiselt 0,01–0,1 m/d hästilagunenud turbas kuni 1 m/d vähelagunenud turbas (suurem K on iseloomulik madalsooturbale, eriti terrassiesistes allikasoodes). Suuremate soode vesi on nõrgalt happeline, madala lämmastikühendite ja mineraalainesisaldusega. Mineraalainete üldsisaldus võib ulatuda aga põhjaveelise toitumisega väikestes madalsoodes 0,1–0,4 g/l. Praktilist kasutust humiinainetest põhjustatud kõrge orgaanilise aine sisaldusega soosetete veekiht ei ole leidnud.

Järvesetted esinevad vaid laiguti kaardilehe lõunaservas, kus esindatuna liivakate erimitega ei oma vettpeidavat iseloomu, ja ligi 2 m paksuse veepidemena Käsmu järve põhjas ja kinnikasvanud kunagises Üllikjärves Võsu lähedal (Linkrus, 1998).

Merresetete (mQ_{IV}) veekiht levib põhjapoolsel osal kaardistusalast ja vettkandvaks on siin peen- ja keskterised liivad. Vesi on survetu ja veetase, olenevalt reljeefist, on 1–3 m maapinnast (Käsmus kohati 5 m). Valdavalt esinevate peenliivade filtratsioonikoefitsient on suurusjärgus 1 m/d, kuid jämeliivade K ulatub kuni 10 m/d. Praktikas tarbitakse veekihti üksiktarbijate (talud) poolt vaid salvkaevudega. Veekihi laialdasemat tarbimist takistab kõrge reostustundlikkus ja väike tüsedus (<10 m). Veekiht toitub peamiselt sademete veest ja lisaks aluspõhja veekompleksidest nende väljalal (vahetu klindiesine). Veekihi põhjavesi on HCO_3 -Ca-tüüpi või HCO_3 - SO_4 -Ca-Mg-tüüpi. Veekihi üldine mineraalainete sisaldus kõigub 0,1–0,3 g/l ja Kambriumi terrassi esisel isegi alla 0,1 g/l. Sageli esineb vees üldrauda 1–2 mg/l (valdavalt esineb raud Fe^{2+} kujul).

Jääjärve setete (lgQ_{III}) veekiht levib põhiliselt ala lõunaosas. Põhja pool esineb veekiht läätsedena moreenis või asendub vettpeidavate jääjärve setetega. Eriteralistest liivadest rannavallid on peamiselt veetud. Vettisaldavaks on peenliivad (ka aleuriidid) filtratsioonikoefitsendiga 0,1–1 m/d. Vesi on survetu või läätsedena moreenis nõrgalt surveiline. Põhjavesi on väga muutliku keemilise koostisega, valdab HCO_3 - SO_4 - (või HCO_3 -Cl-) Na-Ca-tüüpi vesi mineraalsusega kuni 0,5 g/l ja kõrge rauasisaldusega.

Jääjärve viirsavid eraldatakse traditsiooniliselt välja veepidemena ($K < 10^{-4}$ m/d). Setete paksus kaardistusalal on 2–20 m ning savi esineb sageli läätsedena moreenis. Sageli on savid kaetud liivakate viirsetetega, paksusega kuni 30 m.

Moreeni (glatsiogeensete setete – gQ_{III}) veekiht levib vaid alumises, kuni 2 m paksuses lokaalmoreeni osas. Veekihi põhjavesi leiab tarbimist üksikute salvkaevudega lubjakivikõvikuil. Analoogia põhjal lõunapoolsete salvkaevudega on veekiht veevaene ($K=0,1$ –1 m/d) ja põhjavesi kare ning kõrge rauasisaldusega.

Enamusel kaardistusala moodustavad **liivsavimoreenid** (klindiesine moreen) suhtelise veepideme (K küünib 10^{-3} m/d) ning mattunud orgude piires ulatub setete kogupaksus maksimaalselt 50 meetrini. Arvestades võimalike liivaläätsete esinemisega moreenis, on hüdrogeoloogilise kaardi läbilõikel kogu moreenikompleks eristatud siiski piiratud (sporaadilise) levikuga kihina ja veepidemena on välja toodud vaid savikihid (-läätsed).

Orgaanikarikkad setted (Q_{IIIpr}) esinevad Mohni saarel ja nendega on seotud põleva maagaasi esinemine sügavusel 38 m (Karise, Pill, 1981). Setete hüdrogeoloogilist olemust pole katseliselt uuritud.

Glatsiofluviaalsete (fQ_{III}) setete veekiht on peamine tarbitav Kvaternaari veekompleksi veekiht. Kaardilehe äärmises edelanurgas esinevate setete (fQ_{III}) survetu põhjavesi ei leia tarbimist ja omab tähtsust sügavamate veekihtide toitumisel ülimgeda põhjaveega. Mattununa nooremate setete alla võib liustikujõe setete põhjavesi aga pakkuda huvi vesivarustuses.

Veetarbimine veekihist on seotud vanemate setete veekihiga põhjaranniku mattunud orgudes. Veekiht tusedusega 5–20 m on esindatud eriterise liiva ning peenliivaga, mille lamamiks on Vendi liivakivid või aluskorra murenemiskoorik. Veekihti tarbitakse arvukate puurkaevudega Käsmu ja Lahe külades. Põhjavesi on kõrgsurveline ning puurkaevude erideebitid on neis külades vahemikus 0,1 kuni $2 \text{ l/s} \times \text{m}$ ning $K=1$ kuni 20 m/d. Veekihi vesi on lahustunud mineraalainete üldsisaldusega 0,1–0,3 g/l $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-}$ tüüpi või kirderannikul $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-}$ tüüpi ning iseloomulik on kõrge Fe^{2+} sisaldus.

3.2. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA VETTPIDAVAD KIHID

Ordoviitsiumi veekompleks esineb vaid kaardilehe lõunaosas Ilumäe ja Sagadi–Vihula paeplatool. Kõviku põhjatipu lubjakivid (rändpangased) on veetud. Lubjakivide kompleksi tusedus ei ületa 10 m. Arvestades väikest tusedust ja üksnes lubjakivikompleksi allosa avamist, võib seda vaadelda ka Ordoviitsiumi veekihina. Väikese veandvuse ja survetu iseloomu tõttu ei oma veekiht Võsu kaardilehe piires tähtsust veetarbimises, kuid leiab kasutamist arvukate eratarbijate salvkaevude ja puurkaevudega. Puurkaevude erideebitid kaardilehe lõunaservas ulatuvad kohati $0,4 \text{ l/s} \times \text{m}$. Sageli on salvkaevud rajatud endiste allikate kohale. Vesi on $\text{HCO}_3\text{-Ca-}$ või $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-}$ tüüpi lahustunud mineraalainete üldsisaldusega 0,4–0,5 g/l. Iseloomulik on rauasisaldus 0,5–1 mg/l.

Veekompleksi lamamiks oleva **Ordoviitsiumi veepideme** moodustavad Varangu kihistu savid ja Türisalu kihistu diktüoneemakilt ja traditsiooniliselt ka Toila kihistu glaukoniitlubjakivid koos lamamiks oleva glaukoniitliivakiviga. Veepideme paksus on 5–7 m (maksimaalselt 11 m) ja selle läbilaskvus teravalt anisotroopne. Kui lateraalne (külgsuunaline) filtratsioonikoefitsient võib muutuda 0,001–1 m/d, siis transversaalne on enamasti suurusjärgus 10^{-6} – 10^{-5} m/d või isegi 10^{-7} m/d (Vallner, 1980).

Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleks (O–E) levib kaardilehe lõunaosas ja põhja pool Kambriumi terrassi piires ning vettsisaldavaks on peeneterine liivakivi ja aleuroliit (Kallavere kuni Tiskre kihistu). Kompleksi tusedus on 15–25 m, ulatudes väljakiildumisest kuni maksimaalse 15 meetrini. Kuna kaardilehe piires on tegemist veekihi väljealaga, on veekiht enamasti survetu ja nõrgalt survealine vaid paeplatoode piires. Veekiht leiab tarbimist ühisveevarustuses vaid Sagadi mõisas, kuid on ka mitmeid eratarbijate puurkaeve. Põhjavesi on $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-}$ tüüpi lahustunud mineraalainete üldsisaldusega 0,3–0,5 g/l. Puurkaevude erideebitid ulatuvad edelaosas 0,01 ja Vihulas $0,1 \text{ l/s} \times \text{m}$ kuni Sagadi ümbruses $0,5 \text{ l/s} \times \text{m}$.

Lükati–Lontova regionaalne veepide levib kogu alal, välja arvatud mattunud orgude piires ja Mohni saarel ja on esindatud eelnimetatud kihistute argilliidilaadsete savidega (Lontova kihistu Sämi kihistiku ülemise osa eriteriseid liivakivisid võib vaadelda Kambriumi–Vendi veekompleksi kuuluvana).

Tegemist on läbilõike tüsedaima (kuni 90 m) ja suurima isolatsioonivõimega veepidemega – transversaalne filtratsiooni-koefitsient on enamasti 10^{-7} – 10^{-5} m/d (Vallner, 1980).

Kambriumi–Vendi veekompleksi (C-V) kandjaks on eelnimetatud ladestute liivakivid ja aleuroliidid. Traditsiooniliseks veepidemeks on Kotlini kihistu kuni 5 m tüsedusega (idapiiril maksimaalselt 10 m) laminariitsavi kiht, milline jagab veekompleksi ülemiseks Voronka ja alumiseks Gdovi veekihtiks. Kotlini kihistule lisaks on vettpidavaks Sirgala kihistiku (V_2 vrS) allosa laminariitsavid, vaheldudes aleuroliitidega. Voronka veekihi filtratsioonikoefitsient (K) on keskmiselt 1–6 m/d, puurkaevude erideebitid (q) on 0,2–1,7 (valdavalt 0,5) l/s meetri alanduse kohta. Gdovi veekihi aga vastavalt $K=5$ –6 m/d, $q=0,5$ –5 l/s meetri alanduse kohta. Kambriumi–Vendi kõrgsurvelise veekompleksi survepind on 2 kuni 5 m üle merepinna. Kaardipildis ei ole faktilise tõestuse puudumisel välja eraldatud ülevoolualasid, kuid arvestades survepinna kõrgust, võib ülevoolu olla Eru lahe äärses rannikuribas.

Kaardipildis on veepideme avamusala jälgitav vaid mattunud orgude piires. Tulenevalt eeltoodust iseloomustavad hüdrokeoloogilise kaardi erideebitite alad enamusel kaardialast vaid Voronka veekihti. Erinevused Gdovi ja Voronka veekihi tasemeis ei ületa 0,5 m.

Veekompleksi vesi on mäge, lahustunud mineraalainete üldsisaldusega 0,15–0,6 g/l, kusjuures alumise, Gdovi veekihi põhjavesi on kõrgema mineraalsusega kui Voronka veekihi. Põhjaveet mineraalsusega 0,15–0,2 g/l esineb kõigi mattunud orgude suudmealal. Vesi on HCO_3 -Ca-Mg-tüüpi tänu survele Kvaternaari veekompleksi põhjavee lahjendavale toimele mattunud orgude piires. Mattunud orgudest kaugemal esineb kohati ka HCO_3 -Cl-Ca-Na-tüüpi põhjaveet (Vihasoo lääneserv).

Probleemiks on veekompleksi põhjavee suur rauasisaldus (Fe^{2+} 0,5–2 mg/l), eriti mattunud orgude läheduses ja kohati H_2S sisaldus.

Veekompleks on ala peamine ühisveevarustuse allikas ning leiab kasutamist ka arvukate eratarbijate puurkaevudega. Mohni saarel tarbiti eelmise sajandi algul Gdovi veekihti kolme kuni 50 sülla sügavuse puurkaevuga.

Aluskorra murenemiskooriku ja lõhelise vööndi põhjavesi on kõrgsurveline. Veetase on 1–5 m üle merepinna ja erideebit ei ületa tavaliselt 0,05 l/s×m. Käsmu kaardistamispuuraugust 14K saadi aga katsepumpamisel Gdovi veekihtile iseloomulik $q=5$ l/s×m. Vesi esineb vaid kristalse aluskorra ülemises osas – murenemiskoorikus ning selle vahetus lamamis (tegelikult tõuseb sinna üle 100 m sügavamalt aluskorra lõhedest), kus põhjavesi on mineraalsusega 1–10 g/l ja Cl-Na-tüüpi. II astme (savikas) murenemiskoorik eraldab aluskorra vett Gdovi veekihi veest, kui see on aga abraderitud ja säilinud on vaid I astme murenemiskoorik, on Gdovi veekihi põhjavesi hüdrauliliselt seotud aluskorra veega (Käsmu piirkonnas). Kuigi mineraalainete sisaldus eelmainitud Käsmu puuraugus ületas 4 g/l, ei ole teda mineraalvee puurauguna eraldatud, arvestades balneoloogiliste komponentide määrangute puudumist ja hüdrokeoloogiliste parameetrite puudulikkust.

3.3. PÕHJAVEE TARBEVARU JA SELLE KASUTAMINE

Kinnitatud põhjaveevaruga veehaardeid ala piires ei ole. See on ka loomulik, kuna veetarbimine kaardilehte valdavalt hõlmavas Vihula vallas on suurusjärgus 250 m³/d ja loodepoolses Loksa valla idaosas alla 20 m³/d.

Hüdrokeoloogilisel kaardil on antud veetarbimine 2004. a lõpu seisuga ja kaardipildis on arvestatud vaid puurkaeve vähemalt 5 m³/d tarbimisega.

Peamiseks ühisveevarustuse allikaks on Kambriumi–Vendi veekompleks ja puurkaevud tarbivad selle ülemist osa – Voronka veekihti. Suurimaks veetarbijaks on Võsu alevik 175 m³/d veevõtuga.

Veevõtt Vergi külas ja sadamas on $30 \text{ m}^3/\text{d}$ ning loodeosa rannikupiirkonnas (Vihasoo, Tammisspea) $15 \text{ m}^3/\text{d}$. Vihula külas ja mõisas kokku ei ületa veetarbimine sellest veekompleksist $4 \text{ m}^3/\text{d}$.

Kambriumi–Ordoviitsiumi veekompleksi tarbitakse Sagadil ja üldine veevõtt külas ja mõisahoonetes jääb alla $10 \text{ m}^3/\text{d}$.

Ordoviitsiumi veekompleks levib vaid kaardilehe lõunaosas ja leiab tarbimist väiketarbijate (talud) salvkaevude ja väheste suurkaevudega.

Kvaternaari veekompleksi põhjavee peamiseks tarbijaks on Käsmu küla, kus ühisveevarustus põhineb mattunud glatsiofluviaalsete setete veekihi. Veevõtt on $33 \text{ m}^3/\text{d}$, kuid suurkaevud on üle 40 aasta vanad ja lisaks mattunud orgudele iseloomulikule suurele rauasisaldusele põhjavees suureneb raua hulk joogiveses ka manteltorude arvelt. Võsust idas (Lobi ja Lahe küla) tarbivad pinnakatte surveist vett ka üksikud veetarbimisloata väiksemad puhkekodud. Survetu Kvaternaari veekompleksi põhjavesi leiab kasutamist hajaasustuses eratarbijate (talud) arvukate salvkaevudega, suuremad kasutajad on Eru ja Altja küla.

Vihula vallavalitsuse andmeil moodustab põhjavee kadu veetrassides ligi 38 %. Toimub pidev veetarbimise vähenemine ning viimase 10–12 aastaga on veevõtt suurkaevudest kaardilehe piires vähenenud 3–4 korda.

3.4. PÕHJAVEE RIIKLIK VAATLUSVÕRK JA PÕHJAVEETASEME MUUTUMINE

Kaardilehe piires põhjaveeseire riiklik tugivõrk puudub. Kuna praktiliselt kogu kaardilehe hõlmab Lahemaa Rahvuspark, on põhjavesi looduslikes tingimustes, puudub intensiivne veevõtt ja põhjavee keemiline koostis on väga vähe mõjutatud inimtegevusest.

Aastal 1978 rajati Lahemaa Rahvusparkis põhjavee seire vaatlusvõrk ning kuni 1992. aastani jälgiti 4–6 korda aastas nii veetaseme kui keemilise koostise muutusi (Kink, 1996).

Ordoviitsiumi veekompleksi põhjavee seire toimus sel ajavahemikul Sagadi mõisast 200 m idas ja 300 m läänes paiknenud 7,5 ja 9 m sügavustes vaatluskaevudes. Põhiliseks oli keemilise koostise seire. Põhjavee tase kõikus vaatlusperioodi jooksul aastate keskmistes väärtustes 0,8–1,25 m esimeses ja 0,24–0,7 m teises vaatluskaevus.

Lisaks toimus samas seirevõrgus 1981.–1992. a Kvaternaari veekompleksi seire Koljaku vaatlusväljakul 7 vaatluskaevust, sügavustega 2,8–5,3 m. Aasta keskmised veetasemed jäid vahemikku 0,7–2,8 m maapinnast ning veetaseme sesoonse kõikumise amplituud aasta jooksul ei ületanud vaatluskaevudes 1 meetrit.

Kambriumi–Vendi veekompleksi seiret pole toimunud, kuid Võsu aleviku tarbepuurkaevude andmestiku põhjal on kogu Eestile iseloomuliku põhjavee survepinna tõusu foonil ka Võsu alevikus survepind tõusnud ligi 15 aastaga tasemelt 2–3 meetrit tasemeni 5 meetrit üle merepinna (katastri suurkaevudes 14 298 ja 19 316 isegi 8 m ümp).

Survetu põhjavee vabapinna kõikumine sõltub peamiselt sademetest ja ala looduslikust dreeneritusest ning on jälgitavad kevadine ja hilissügisene taseme maksimum- ja talvine ning suvelõpu miinimumtase. Sügavamate aluspõhjakihtide vee survepinna kõikumine järgib maapinnalt esimest veekihti oma väikese hilineamisega ning taseme sesoonsete kõikumiste amplituudid vähenevad vastavalt kihi sügavuse suurenemisele.

3.5. PÕHJAVEE KAITSTUS

Põhjavee kaitstuse kaardi koostamise aluseks olid antud kaardikomplekti kuuluvad pinnakatte ja aluspõhja geoloogiline kaart ning ka andmepanga “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). Suhtelise veepidemena on käsitletud lisaks ka jääjärveliste möllide levialasid. Kaart on käsitletav vaid põhjavee kaitstuse kaardina ja seetõttu puuduvad seal antropogeense koormuse elemendid (reostuskoormus). Erandina on toodud vaid veehaarded kui põhjavee survepinna alandajad.

Maapinnalt esimese põhjaveekihi kaitstuse all mõeldakse selle kaetust vettpidavate või nõrgalt vett läbilaskvate setetega ja seejuures lähtutakse nende tüsedusest, litoloogiast ning siit tulenevalt filtratsiooniomadustest ja aeratsioonivöö tüsedusest. Olulise tegurina arvestatakse pinnase- ja põhjavee tasemete vahet. Survelise veekihi kaitstus on kindlalt tagatud, kui survepind on pinnasevee tasemest pidevalt kõrgemal. Lisaks põhjavee looduslikule kaitstusele on olulised ka puurkaevu enda konstruktsioon ja seisund ning sanitaarkaitseala olemasolu.

Eristatavad on järgmised alad (vt legendi):

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

2. Nõrgalt kaitstud (reostusohklikud) alad. Saviliivpinnakatte (moreen, möll) paksus on valdavalt 2–10 m või savipinnas (savi, liivsavi) paksusega kuni 2 m.

3. Keskmiselt kaitstud (mõõdukalt reostusohklikud) alad. Saviliivpinnakatte (moreen, möll) paksus on valdavalt 10–20 m, savi või liivsavi paksus 2–5 m ning ka vähemalt 2 meetrine Ordoviitsiumi veepide viimase avamusalal. Survelise põhjavee esinemise korral jääb survepind püsivalt maapinna lähedale.

4. Suhteliselt kaitstud (vähe reostusohklikud) alad. Saviliivmoreenist pinnakatte paksus on 20–50 m, savi või liivsavi lasund paksusega 5–10 m.

5. Kaitstud (reostuskindlad) alad. Saviliivmoreenist pinnakatte paksus on üle 50 m või savi paksus üle 10 m. Hõlmab Lükati–Lontova regionaalse veepideme avamusala ning sügavate mattunud orgude piirkonna ja väikesaared.

Enamikul kaardist on tegemist kaitstud aladega ning nõrgalt kaitstuna ja kaitsmata aladena eristuvad vaid paeplatood ja nende lähiümbrus (survetu põhjavesi). Erandina on Valgejõe ja Loobu mattunud orgude vaheline ala toodud lõunapiiril keskmiselt kaitstuna, arvestades glatsiofluviaalsete setete suuremat osatähtsust võrreldes moreeniga pinnakattes. Oandu–Laviku vaheline piirkond on välja toodud keskmiselt kaitstuna, arvestades puurimistega kinnitust leidnud viirsavide esinemist pinnakattes. Viimased soodustavad ka arvukate langeallikate esinemist Kambriumi terrassi esisel. Kvaternaari veekompleks ise on selles piirkonnas aga reostuse eest kaitsmata. Käsmu küla ümbrus on kujutatud nõrgalt kaitstuna, sest olles Kvaternaari veekompleksi tarbijana küll kaetud pinnakatte savidega, sisaldub neis arvukalt liivakihte ning halb on ka ülivanade puurkaevude endi seisund.

3.6. PÕHJAVEE KOOSTIS

Põhjavee looduslik kaitstus peaks peegelduma ka lämmastikühendite sisalduses põhjavees. Joonistel 6 ja 7 on kujutatud lämmastikühendite sisaldust peamiselt tarbepuurkaevude vees.

Arvestatud on vaid maapinnalt esimest aluspõhjalist veekompleksi. Erandina on kaardi keskosas toodud Laviku allikas, milline avab küll peamisena Kvaternaari veekompleksi, kuid väljavool toimub samas Kambriumi terrassi nõlval ka liivakividest.

Musta ringiga on joonistel 6 ja 7 toodud rahuldavasse kvaliteediklassi kuuluv põhjavesi. Lubatavaid piirsisaldusi ületavad lämmastikühendite sisaldused põhjavees on joonistel toodud allakriipsutatult. Surveline põhjavesi (ka sügavates mattunud orgudes) on redutseerivais tingimustes ning kõrgeenenud NH_4^+ sisaldused ei kajasta reostumist, vaid iidse orgaanilise aine olemasolu. Kuna enamusel kaardialast on aluspõhja põhjavesi kaitstud, vastab põhjavesi lämmastikühendite sisalduselt hea joogivee nõuetele (v.a NH_4^+ sisaldus).

Nitraate leidub kõrgsurvelises põhjavees alla 0,5 mg/l, üle 1,0 mg/l vaid paeplatoodel. Nitritite sisaldus ulatub maksimaalselt 0,05 mg/l (seda ka salvkaevudes) ja NH_4^+ sisaldused on paeplatool alla 0,3 mg/l. Kambriumi–Vendi veekompleksis ulatub aga NH_4^+ sisaldus põhjavees 1–1,5 mg/l ega ole seejuures seotud orgaanilise reostusega, vaid settekivimite moodustumise ajal ladestunud orgaanikaga.

Lahemaa Rahvuspargi põhjavee seirel aastail 1978–1991 vaadeldi Sagadi küla puuraukudes Ordoviitsiumi veekompleksi põhjavee koostist. Pikaajalise vaatlusperioodi keskmised lämmastikühendite sisaldused olid: NH_4^+ 12,3, NO_2^- 1,26 ja NO_3^- 98,6 mg/l. NH_4^+ sisaldused kõikusid kogu vaatlusperioodi jooksul 0,1–113,3 mg/l ja NO_3^- 0,1–2213(!) mg/l. Pidev keskmiste sisalduste langus algas aastail 1985–1987 ja 1991. aastal olid vastavate komponentide sisaldused alla 0,2 mg/l ja kuni 3 mg/l (Kink, 1996).

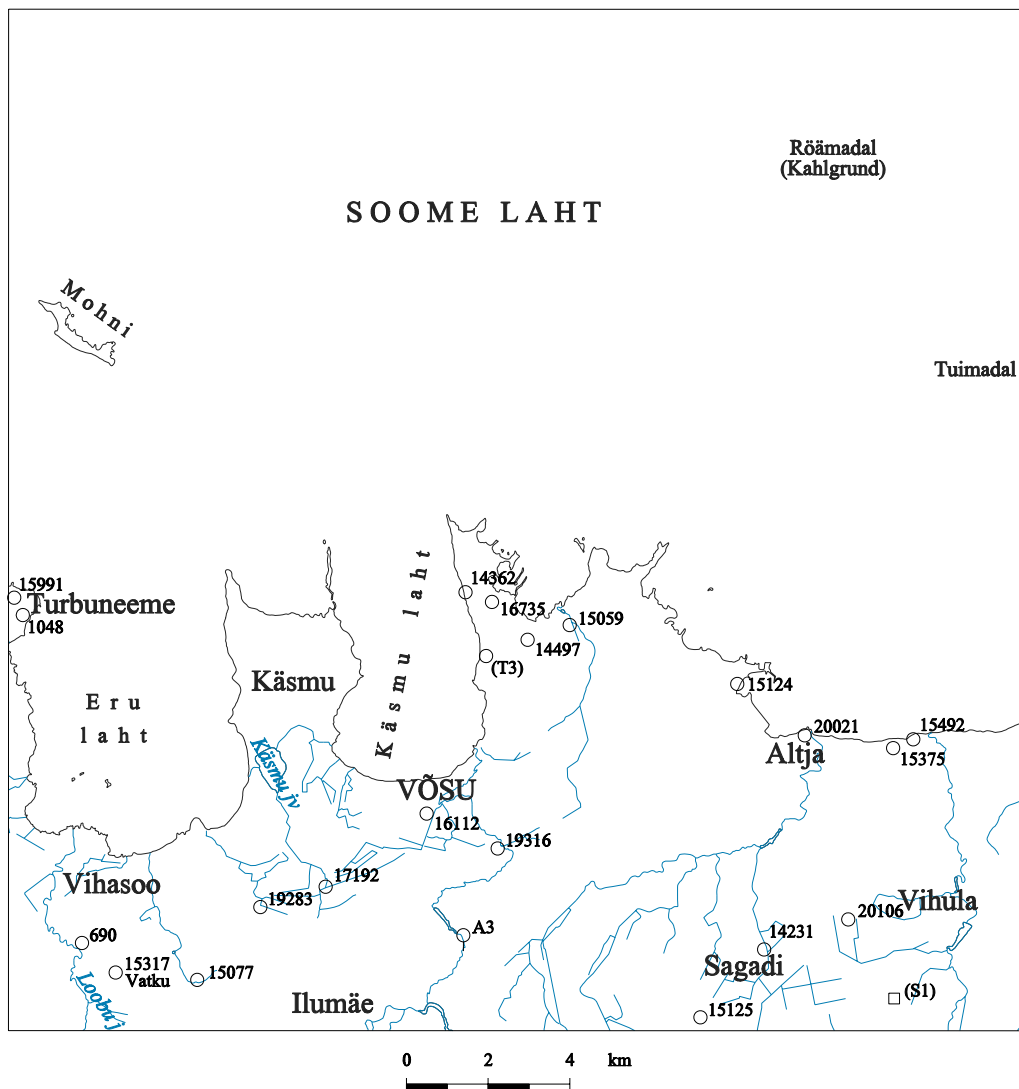
Kloriide leidub Kambriumi–Vendi veekompleksis 10–30 mg/l ning üle 150 mg/l vaid Gdovi veekihi Turbuneemes. Sulfaate sisaldub sama veekompleksi põhjavees veel vähem – 2 kuni 10 mg/l ning sisaldused kuni 50 mg/l esinevad vaid Vihasool.

Raua, nagu ka H_2S sisaldus ei sõltu põhjavee looduslikust reostuskaitstusest, vaid piirkonna hüdrogeoloogilistest tingimustest, kuid Kambriumi–Vendi veekompleksile on iseloomulik mõlema komponendi kõrge sisaldus redutseerivais tingimustes. Paeplatool sisaldub põhjavees rauda alla 1 mg/l ja kloriide alla 10 mg/l ning sulfaate ligi 30 mg/l (1978–1991 üle kolme korra suuremad sisaldused).

Karstivormidest on kaardilehe piires märgitud Võhma küla karstinõod, kuid pole piiritletud varasemat ulatuslikku karstiaala, mille piirsesse jääb nüüd ammendatud karjääriala, kus pole näha avalõhesid ega kurisuid. Paljud karstivormid pole peale maaharimistõid looduses enam jälgitavad.

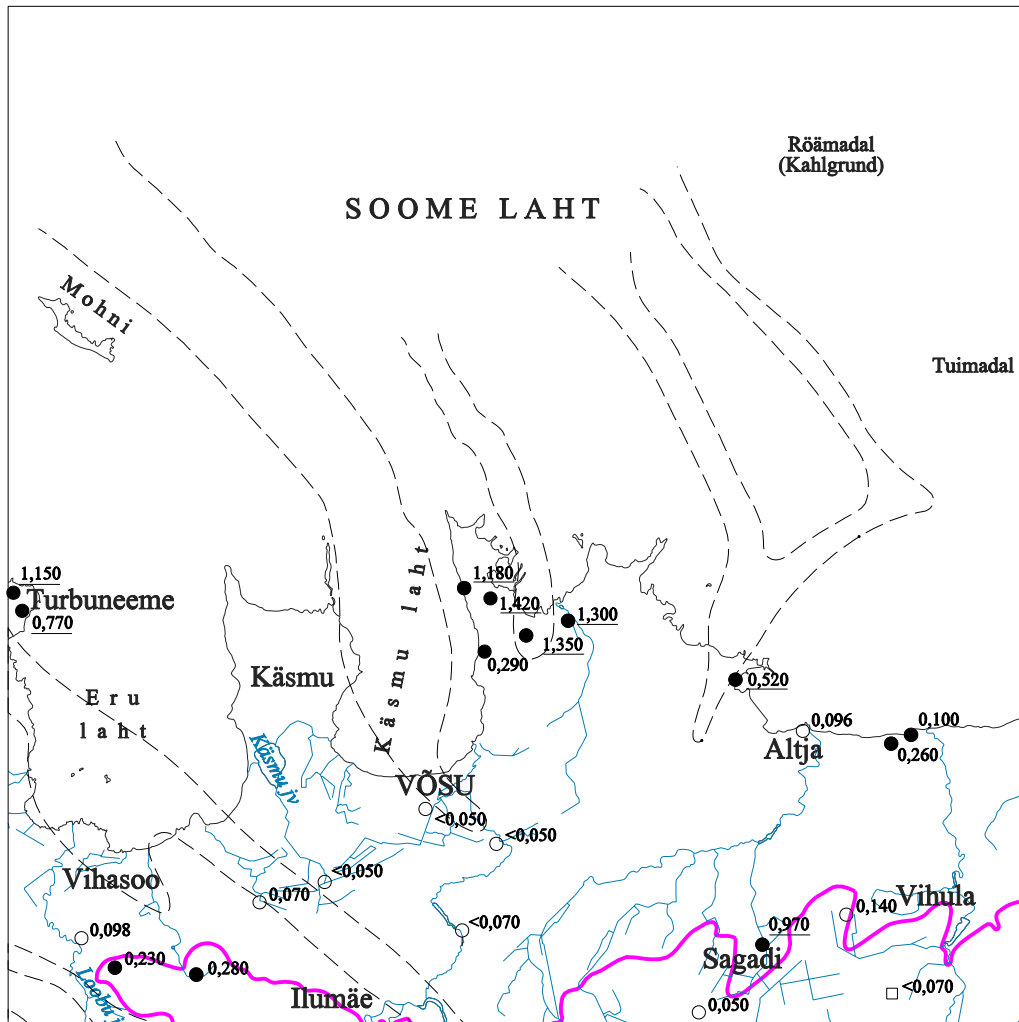
Allikaist on klindiastangul paljud kuivanud (Vatku Vahakivi allikas, Ilumäe hiiepärna ja Sagadi mõisa ümbruse allikad) või süvendatud kaevudeks. Küll jääb kaardilehele arvukalt Kambriumi terrassi ees avanevaid allikaid. Nende põhiline vooluhulk tuleb küll Kvaternaari veekompleksist, kuid aluspõhja liivakividest tulev põhjavee pindalaline väljavool tagab allikate aastaringse tegutsemise. Toitudes sademeist luidetel, on Koljaku–Oandu allikad unikaalsed oma väikese vee mineraalsusega (alla 0,1 g/l) ja kuuluvad Natura 2000 loodusobjektide eelvalikusse. Vähemalt 30 väikese allika üldine vooluhulk oli 1986. a suvel (Kink jt, 1990) 48,4 l/s. Nii Lavikul kui Korjusel on langeallikad vooluhulgaga alla 0,1 l/s, kuid astangusse lõikunud salkorgudest väljub neid väga arvukalt.

Vihula koobaste tagaseinast mõisa pargis Mustoja idakaldal nüüdseks enam allikaid ei avane.



- 11 548 (2) Puurkaev ja selle number andmebaasis "Põhjavesi-Puurkaev" või originaalnumber (sulgudes)
Well and its number in the database "Groundwater-Well" or the original number (in brackets)
- A3 Allikas
Spring
- (S2) Salvkaev
Dug well

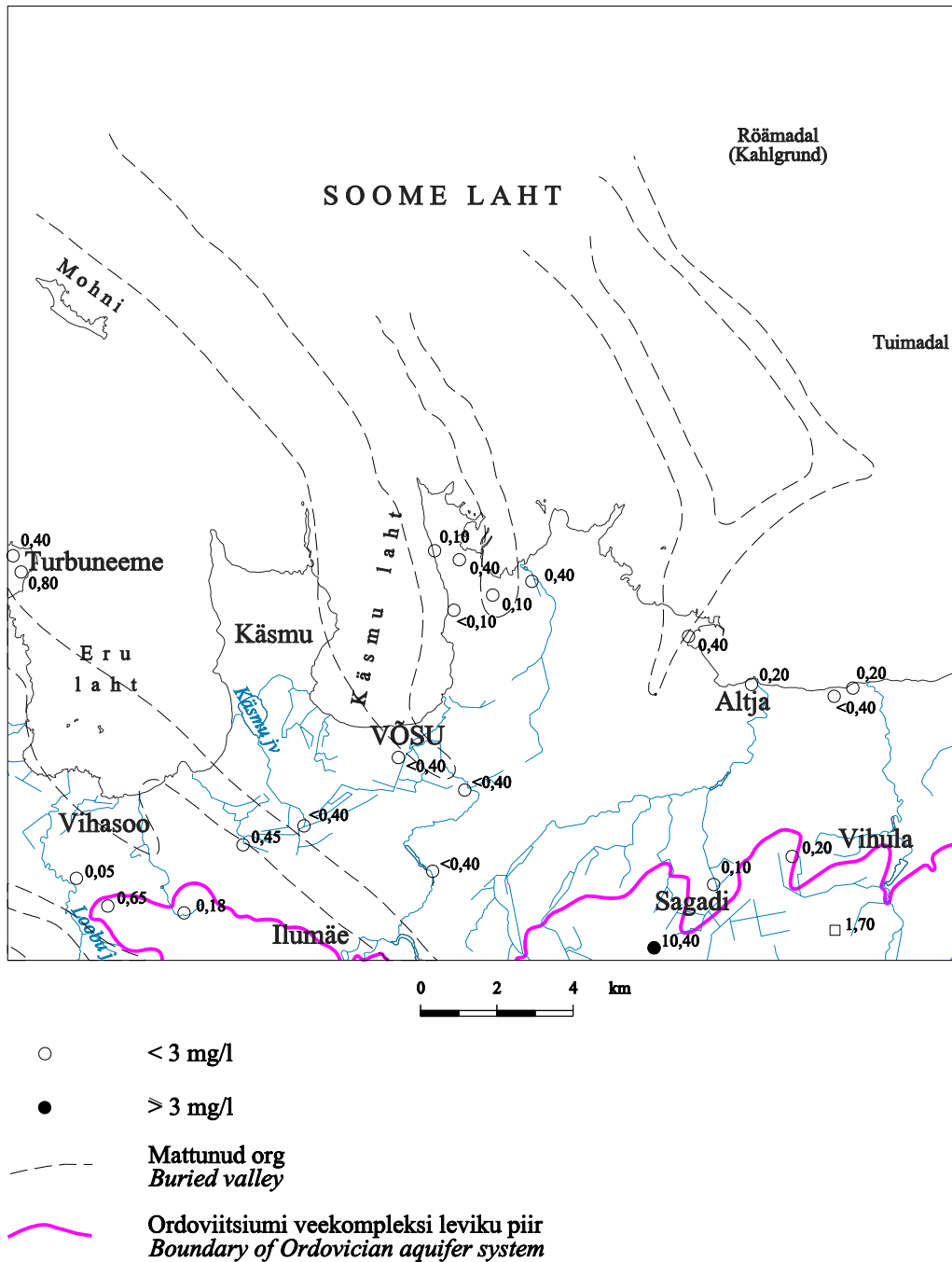
Joonis 5. Veepunktide paiknemise skeem Võsu kaardilehel (1990-2005. a veeanalüüsid).
 Figure 5. Location of water points on sheet 7411 (Võsu).



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

Joonis 6. NH₄⁺ sisaldus Ordoviitsiumi ja Kambriumi-Vendi veekompleksi põhjavees.

Figure 6. NH₄⁺ content in the groundwater of the Ordovician and Cambrian-Vendian aquifer system.



Joonis 7. NO_3^- sisaldus Ordoviitsiumi ja Kambriumi-Vendi veekompleksi põhjavees.

Figure 7. NO_3^- content in the groundwater of the Ordovician and Cambrian-Vendian aquifer system.

4. MAAVARAD

4.1. ALUSPÕHJA MAAVARAD

Aluspõhja kivimitega seotud leiukohti, kus käiks kaevandamine, uuritaval alal ei ole ja ka perspektiivseid alasid on napilt. Suurimat perspektiivi omab lubjakivi, mis lasub Ilumäe klindipoolsaarel ja Sagadi klindiplatool õhukese pinnasekihi all.

EHITUSLUBJAKIVI. Lubjakivi kaevandamisjälgi (vanu mahajäetud paemurde) on kaardilehe äärmises lõunaosas nii Ilumäe klindipoolsaarel kui Sagadi klindiplatool (Paasi, Noonu). Ainukeseks uuritud ehituslubjakivi leiukohaks on **Paasi lubjakivimaardla** (Registrikaart 0683, 2000; Nõmmsalu, 1991), mis asub Vihulast 2 km lõunas, Annikvere–Vihula tee ääres. Õhukese (alla 1 m) pinnakatte all avaneb siin Kesk-Ordoviitsiumi Vão kihistu ($O_2v\ddot{a}$) lubjakivi. Kasulikuks kihiks on Vão ($O_2v\ddot{a}$) ja Loobu (O_2lb) kihistu detriitne lubjakivi ning Kandle kihistu (O_2kn) raudooide sisaldav lubjakivi. CaO sisaldus lubjakivis on keskmiselt 46,2 %, MgO 3,2 % ja lahustumatu jääk 6,7 %. Paasi maardla lubjakivi sobib kasutamiseks ehituslubjakivina, ehitus- ja viimistluskivina ning ehituskillustikuks. Garanteeritud survetugevusmark on 400 ja külmakindlus 25 ning veeimavus on 1,4 %. Kasuliku kihi paksus on 3,4–5,7 m (keskmiselt 4,5 m), millest ülemise osa ($O_2v\ddot{a}$) paksus on 2,4 m ja alumisel osal (O_2kn+O_2lb) 2,1 m. Kasulikust kihist on allpool põhjaveetasel 3,5 m ning kasuliku kihi lamam asub tasemel 49,5 m ümp. Kattekihi moodustavad pinnakate (kasvukiht, moreen) paksusega 0,35–1,0 m (keskmiselt 0,5 m) ja lubjakivi ülemine porsunud osa paksusega 0,0–1,1 m (keskmine 0,5 m). Maardla pindala on 9 ha ja seisuga 01.01.2005 oli ehituslubjakivi aktiivne reservvaru sellel 406 tuh m³. Vão kihistiku lubjakivi survetugevuse margiga 600 on sellest 194 tuh m³.

FOSFORIIT. Vihula perspektiivala on osa **Toolse perspektiivala** 3. plokist (Mustjõgi, 1976), mis jääb Toolse fosforiidimaardlast läände ja piirneb põhja poolt klindianguga. Plokk 3, mille pindala on 3927,5 ha, on kontuuritud 10 puurauguga. Fosforiidikihi keskmine paksus on 1,65 m, P₂O₅ sisaldus 6,18 % ja kattekihi paksus 14,3 m. Prognoosvaru on 90720 tuh t maaki, sealhulgas 5606,5 tuh t P₂O₅. Perspektiivala jääb suuremalt jaolt Lahemaa rahvusparki piiresse.

SINISAVI. Kuigi Kambriumi, st Lontova ja Lükati kihistu sinisavi on kõlbulik nii telliste kui katusekivide ja dreneažitorude valmistamiseks ning nende arvestamisväärselt lai (1–5 km) avamus kulgeb piki Kambriumi terrassi jalamit, vähendab suhteliselt paks (keskmiselt üle 5 m) pinnakate tunduvalt sinisavi maavaralist väärtust. Ühtegi sinisavi perspektiivala ei ole senini välja eraldatud ja seda ei ole tehtud ka käesoleva töö käigus.

4.2. PINNAKATTE MAAVARAD

LIIV ja KRUUS on maavarade poolest just mitte eriti rikkal Võsu kaardilehel üheks levinumaks maavaraks. Maardlatena on kirjas 3 leiukohta:

Kolli (Sillaotsa) liivamaardla (Registrikaart 0045, 2001; Toom, 1993, Tallinn, 1990; Grišina, 1980; Einmann, 1974) asub Loobu ja Valgejõe vahelisel alal, 1,5 km Vihasoost lõuna pool. Maardla pindala on 215,32 ha. Katendiks on kuni 0,4 m paksune liivane kasvukiht. Maavara moodustab fluvioglotsiaalne liiv, mille keskmine liivasisaldus on 96 %, savi- ja tolmuosakesi 2,0, peensusmoodul 2,0. Kasuliku kihi paksus on keskmiselt 13,7 m ja selle lamamiks limnoglotsiaalne savikas liiv paksusega 2,2 m. Savika liiva all lasub hall plastne viirsavi. Seisuga 01.01.2005 oli ehitusliiva aktiivne tarbevaru 425 tuh m³, passiivne tarbevaru 186 tuh m³ ja passiivne reservvaru 25620 tuh m³. Maardla asub Lahemaa rahvusparki territooriumil.

Altja-Rutja liivamaardla (Registrikaart 0368, 2001; Viru, 1994; Rahumäe, 1987; Saadre, 1978; Tallinn, 1977) levib kitsa vööndina piki rannikut Mustojast kuni Rutjani. Võsu kaardilehele jääb sellest vähem kui pool. Maardla pindala on 82,63 ha. Maavara katendiks on 0,1 m paksune kasvukiht. Kasulikuks kihiks on Antsülusjärve peeneteraline liiv keskmise paksusega 8,1 m. Lamamiks on saviliivmoreen. Maardla jaguneb 5 plokiks, mis erinevad lõimise poolest. Kruusa leidub 1. ja 5. plokis, kus selle sisaldus on vastavalt 5,4 ja 8,9 %. Savi- ja tolmuosakesi on kõige rohkem 3. plokis (1,7 %) ja kõige vähem 5. plokis (0,7 %). Liiva peensusmoodul on enamasti 1,5. Seisuga 01.01.2005 oli maardla aktiivne tarbevaru 53 tuh m³, aktiivne reservvaru 2750 tuh m³ ja passiivne reservvaru (Lahemaa rahvuspargis) 1206 tuh m³.

Pedassaare kruusamaardla (Registrikaart 0294; Saarelaid, 1963; Rahumäe, 1979c; Muru, 1993; Kadastik ja Morgen, 1999) asub Vihula vallas Sagadi metskonnas madalal laugete nõlvadega kõrgendikul. Maardla pindala on 1,0 ha. Kasulikuks kihiks on rahnuderikas veeristik, kus valdab tardkivimiline materjal läbimõõduga kuni 40 cm. Veeristiku vahetäiteks on kruusasegune peenliiv. Kihi keskmine paksus on 2,1 m. Kasuliku kihi lamamiks on saviliivmoreen. Liiva peensusmoodul on 2,5 ning savi- ja tolmuosakeste sisaldus 0,6 %. Sügavuse suurenedes, samuti seljandiku äärtel, materjali terasuurus väheneb ja seal on põhiliselt veeriste- ja munakaterikas kruus peenliiva rohkete vahekihtidega. Ala äärepiirkondades on materjaliks põhiliselt liiv. Pedassaare karjääri materjal sobib pärast jämedama fraktsiooni purustamist mitmesugusteks teekateteks, ja pärast fraktsioneerimist ka betoonisegudeks. Suur osa kvaliteetsest materjalist jääb allapoole pinnaseveetaset. Seisuga 01.01.2005 oli maardla aktiivne tarbevaru 7,3 tuh m³ ja passiivne tarbevaru 15,6 tuh m³. Maardla paikneb Lahemaa Rahvuspargis.

Perspektiivalad: Laviku perspektiivala (Saarelaid, 1963; Kadastik ja Morgen, 1999) asub Võsult 4 km edela pool, Võsu–Ilumäe mnt 4. km-l. Kasulikuks materjaliks on peene- kuni keskmiseteraline glatsiofluviaalne liiv. Kruusakam on liiv ala idaosas. Liiv on kollakashall, horisontaalkihiline, üksikute kruusateradega. Kruusaterad on keskmiselt kulutatud ja koostiselt põhiliselt tard- ja moondekivimid. Savi- ja tolmuosakeste sisaldus liivas on keskmiselt 0,6 %, liiva peensusmoodul on 2,62. Kasuliku kihi keskmine paksus on 1,86 m, kattekihi 0,28. Materjal sobib täiteks ja osaliselt ka asfalt- ja tsementbetoonkatete ehitamiseks. Hüdrogeoloogilised ja mäetehnilised tingimused on soodsad. Veetase asub maapinnast 4–5 m. Tarbevaru 13,7 ha-l on 254,8 tuh m³ ja reservvaru 6,8 ha-l 134 tuh m³. Ala asub Lahemaa Rahvuspargis.

Muik II perspektiivala (Nestor, 1960; Saarelaid, 1963; Maantoa, 1973; Pikner, 1976; Rahumäe, 1979b; Kadastik ja Morgen, 1999) asub Lahemaa rahvuspargi territooriumil Võsu jõe vasakul kaldal, Oruveski paisjärvest kagus. Perspektiivala piires on olnud mitmeid mäeeraldusi. Vanim neist 1960.aastast pindalaga 2,44 ha ja varuga 48,8 tuh m³. Kruusalasundi keskmine paksus oli 2 m ja lamami moodustas peeneteraline kvartspäevakivi. **Muik II-1963:** seisuga 01.01.1962.a. oli varu 15,3 ha-l (sellest karjääri pindala 1,3 ha) 284 tuh m³, sellest kruusa 15–20 tuh m³. Prognoosvaru oli 14,3 ha-l 304,6 tuh m³. Kattekihi maht oli vastavalt 39,2 ja 40 tuh m³. Kattekihi keskmine paksus mõlemal juhul oli 0,28 ja kasuliku kihi paksus 2,13 m. Savi- ja tolmuosakeste sisaldus 0,6 %, liiva peensusmoodul 0,99, täisjäak sõelal 0,63 mm 7,7 %. 1973. a laiendati olemasolevat karjääri lääne poole. Uue mäeeralduse pindalaks sai 2,7 ha. Kasulikuks kihiks peeneteraline liiv mahus 296 tuh m³. **Muik II-1976.** Varasemal mäeeraldusel (2,7 ha) hinnati varu suuruseks u 40 tuh m³. Kasuliku kihi moodustab väga peeneteraline liiv, milles kruusa keskmiselt 1,2 %, liiva peensusmoodul 1,0, täisjäak sõelal 1,25 mm 1,4 %, sõelal 0,63 mm 5,1 %, savi- ja tolmuosakeste sisaldus 0,4 %. Kasuliku kihi paksus 7,1 m, kattekihi paksus 0,06 m. Materjal sobib asfaltbetoonsegude liivtäitematerjaliks. Liiva varuks 20,1 ha-l 1430 tuh m³. 1979. a laiendati olemasolevat Muik karjääri lääne ja ida suunas (plokk 1 ja plokk 2). Kasuliku kihi moodustavad mitmesuguse terasuurusega liivad (kruusliivast tolmliivani). Kasuliku kihi keskmine paksus 7 m, kattekiht 0,2 m. Kasuliku kihi lamamiks on tolmliiiv, kohati saviliivmoreen. Materjal sobib teede

mulleteks ja puisteliivaks. Karjääri kaevandata varu oli 4,1 ha-l 143 tuh m³, sellest 99 tuh m³ peenliiva ja 44 tuh m³ tolmlüiva. Karjääril on laiendamisvõimalusi põhja ja lõuna suunas.

Oandu perspektiivala (Saarelaid, 1963; Kadastik, 1999) asub Võsult 3,5 km kagu pool Sagadi metskonnas vanade rannamoodustiste alal. Kasulikuks kihiks on keskmise- kuni jämedateraline liiv. Liivakihi paksus on 3,5 m. Savi- ja tolmuosakesi on 0,45 %, kattekihiks 0,1 m mulda. Liiv sobib teede muldkeha ehituseks. Prognoosvaru on 3,8 ha-l 87 tuh m³.

Oandu-Koljaku perspektiivala (Maantoa, 1963c; Kadastik ja Morgen, 1999) asub eelmisest uuringualast 2,5 km lääne pool ja mäeeraldaste pindalad on siin 0,46 ja 0,68 ha. Alad asuvad lääne-ida suunas leviva Balti jääpaisjärve rannavallil, mille järsk langus (kuni 10 m) toimub põhja suunas. Kasulikuks kihiks on 3,5 m keskmise- kuni jämedateralist liiva. Savi- ja tolmuosakeste sisaldus on 0,45 % ja kattekihiks 0,1 m mulda. Liiv on kõlblik teede muldkeha ehituseks. Prognoosvaru vastavalt 9,7 ja 14,8 tuh m³.

Muie III perspektiivala (Saarelaid, 1963) asub Ilumäe külast 1 km kirde pool, Ilumäe–Võsu maantee ääres. Leiukoht on esindatud peene- kuni keskteralise kruusliiva (kruusa keskmiselt 47 %) ja liivaga. Kruusliiv koosneb põhiliselt tard- ja moondekivimeist ja on horisontaalkihiline. Kasuliku kihi keskmine paksus on 1,92 m, kattekihil 0,2 m. Kruusliiv esineb leiukoha kesk- ja kirdeosas. Savi- ja tolmuosakeste sisaldus kruusliivas on keskmiselt 0,8 % ja liivas 0,5 %. Orgaanilisi lisandeid on kruusliivas lubatust rohkem. Peale lisandite eemaldamist võib kruusliiva kasutada maanteedel kruusaluste, bituumenist aluste ning tsementbetoonkatete ehitamiseks. Kruusliiva ja liiva prognoosvaru koos oli 69 ha-l 1322 tuh m³. Hüdrogeoloogilised ja mäetehnilised tingimused on soodsad.

Sagadi-Vihula perspektiivala (Saadre, 1978; Killar, 1988; Kadastik ja Morgen, 1999) asub Vihulast 2 km edelas jääjärvelisel tasandikul. Põhja suunas jääva Sagadi II karjääri (3,4 ha-l) ja kirdesse jääva Sagadi I ning Vihula I karjääri (4,28 ha-l) varud on ammendatud. Vihula II kruusliiva karjääri algne varu 3,19 ha-l oli 30 tuh m³ ja selle jääkvaru on 15 tuh m³. Alal levivad 0,2–0,3 m kasvukihi all erineva terajämeduse, savi- ja tolmuosakeste ning kruusa- ja veeristesisaldusega kruusliivad. Kruusliiva kihi paksus on 0,8–3,8 m. Lamamiks on aluspõhjaline lubjakivi, mille peal on kohati 0,5 m liivsavist moreeni. Prognoosvaru 30 ha-l on u 900 tuh m³. Pinnasevee tasemest sügavamale jääb kasulikust kihist vaid kuni 0,5 m.

Koljaku leviala (Jõgi jt, 1966, 1978; Kadastik ja Morgen, 1999) asub Võsu jõe paremal kaldal Muie II perspektiivala vastas. Seda on nimetatud ka Muie perspektiivalaks. Prognoosvaru arvatud ei ole ja leviala pindalaks on u 100 ha ning kasuliku kihi paksus 6 m.

JÄRVEMUDA ainukene ilming alal on seotud **Käsmu järve perspektiivalaga**, mis võtab enda alla Käsmu poolsaarel asuva Käsmu järve (Ramst, 1991). Käsmu järve pindala on 47,3 ha ja järvemuda lasundi pindala 45,5 ha. Vee sügavus järves on keskmiselt 1,7 m, maksimaalselt 2,7 m. Järvemuda keskmine paksus on 0,8 m, maksimaalne 2,0 m. Muda prognoosvaru on 364 tuh m³. Järvemuda looduslik niiskus on 78 %, tuhasus 69,5 %, CaO sisaldus 1,2 % ja Fe₂O₃ sisaldus 2,3 %. Käsmu muda iseloomustab suur veesisaldus, kõrge redokspotentsiaal ja mudalahuse madal üldmineralisatsioon.

SAVI. Käsmu savi leviala (Jõgi jt, 1966) asub Käsmu külast mõnisada meetrit läänes-loodes. Leviala pindalaks on hinnatud ligikaudu 50 ha ja kasuliku kihi paksuseks 15 m. Tegemist on kergeltsulava keraamilise viirsaviga. Arvestades seda, et sellest lasundist ühtegi proovi ei ole võetud ega katsetusi läbi viidud ning lasundi suurt paksust, võib oletada, et see ei vasta ilmselt keraamilisele savile esitatavatele nõuetele.

TURVAS. Ohvandi turbasoo leviala, mis asub Sagadi teest lõuna pool, 500 m Haljala–Võsu teest (Stumbur jt, 1963), pindala on hinnanguliselt 500 ha. Turbakihi paksus on keskmiselt üle 1 m. Prognoosvaru ei ole arvatud ja soo ei oma ka perspektiivi turbatootmise seisukohalt.

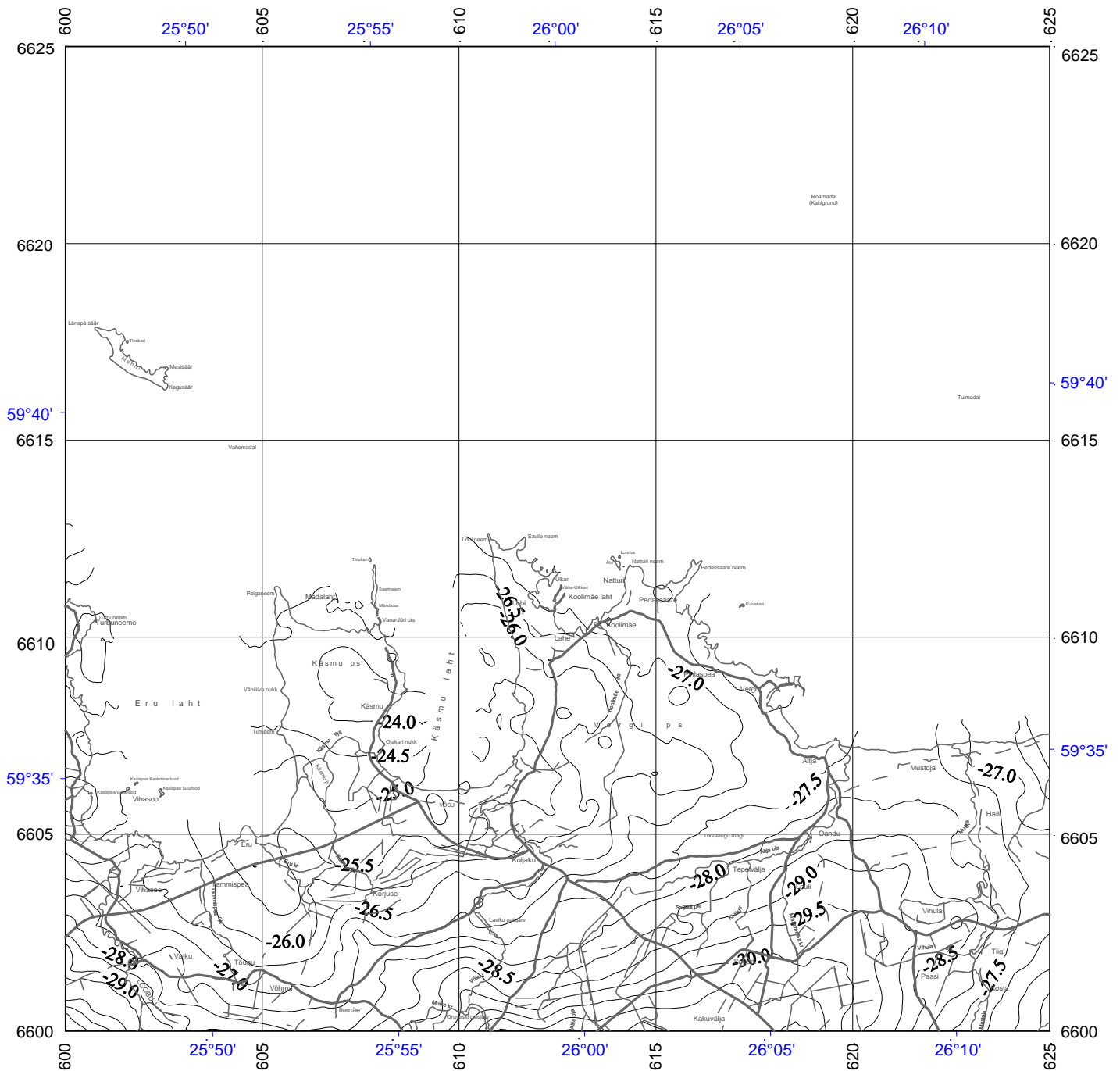
Vihula turbasoo leviala (Stumbur jt, 1963) asub Haljala–Võsu teest 500 m idas ja Haljala–Vergi teest 500 m läänes. Soo pindala on 350 ha, see on dreneeritud kraavidega. Pealmises kihis levib hästilagunenud (60–70 %) puuturvas 0,8 m ja alumises osas puu-leheturvas (lagunemisaste 40 %) 0,5 m paksuselt. Prognoosvaru ei ole arvatud ja soo ei oma ka perspektiivi turbatootmise seisukohalt.

5. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD

Raskusjõu- ja magnetvälja anomaaliad, anomaaliate omavahelised suhted ning väljamuster peegeldavad peamiselt kristalse aluskorra ehitust. Siiski seonduvad raskusjõuvälja anomaalsed efektid osaliselt ka settelise pealiskorra ja kvaternaarisetete ehituse ja paksusega. Viimasel juhul on tegemist eelkõige anomaaliate spektri kõige lühema lainepikkusega osa anomaaliatega. Et viimaseid paremini esile tõsta, on raskusjõuvälja anomaaliate puhul filtreeritud välja pika lainepikkusega (enam kui 2 km) anomaaliad, kasutades keskmistamist raadiusega 2 km. Järelejäänud kõrge sagedusega spektriosale vastavad anomaaliad on esitatud raskusjõuvälja jääk- ehk lokaalsete anomaaliate kaardina. 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 on kohati võrreldavad kristalse aluskorra struktuuride poolt tingitud anomaaliatega. Eraldamiseks raskuskiirenduse lokaalsete anomaaliate seast just pealiskorra struktuursetest iseärasustest tingitud anomaaliaid, kõrvutati kõnealust kaarti aeromagnetiliste anomaaliate kaardiga. Kuivõrd magnetilised anomaaliad on praktiliselt eranditult tingitud aluskorra ehitusest ja reljeefist, siis reeglina välistab harmoneeruvate magnet- ja raskuskiirenduse anomaaliate esinemine nende seose pealiskorraga.

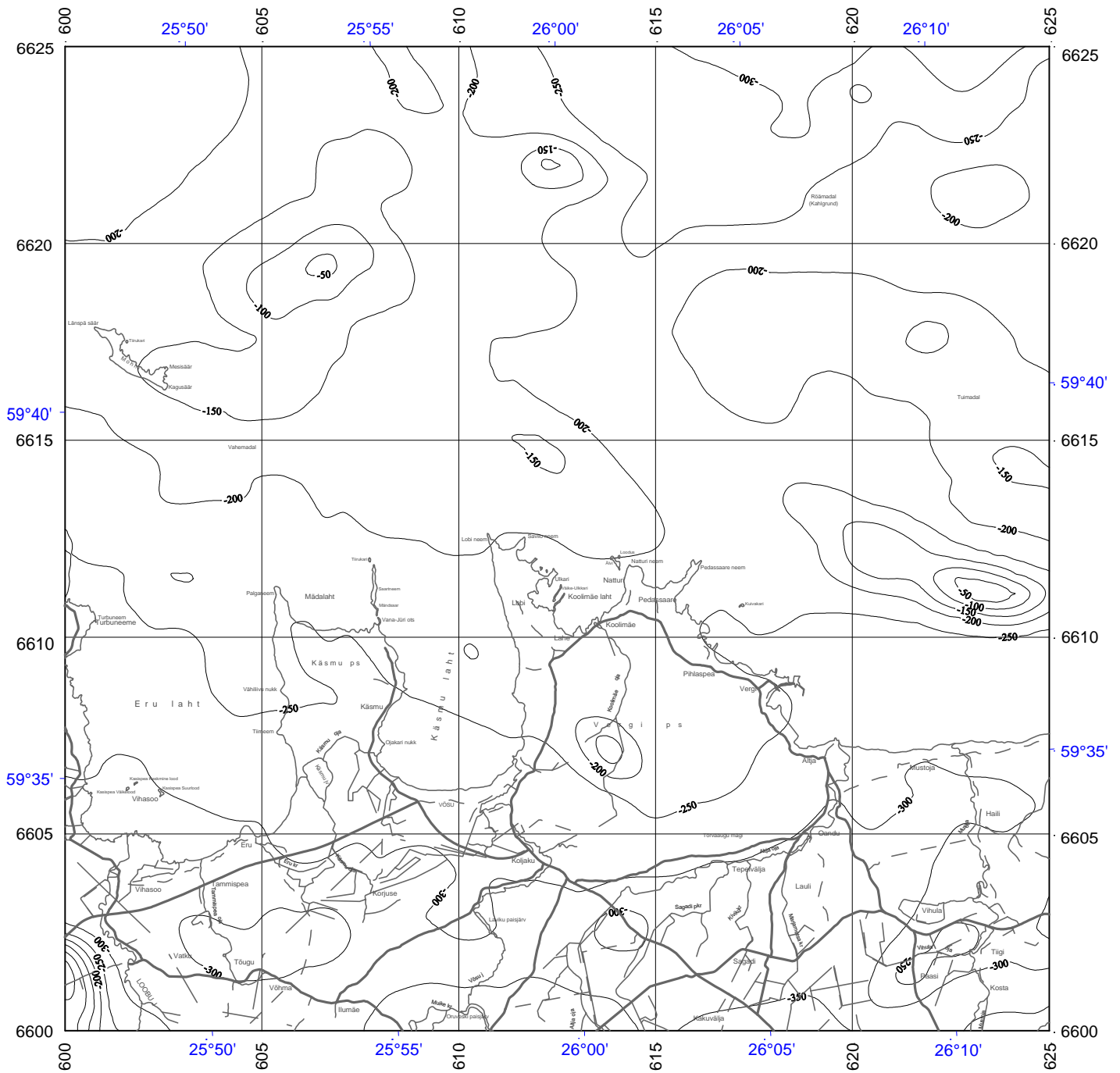
Raskusjõu anomaaliate (Δg_a) väärtused alal on -35 mGal kuni -21 mGal (joonis 8), st vaid Bouguer' anomaaliate negatiivne väli. Alal levivad Tallinna struktuurse tsooni Jägala kompleksi moondekivimid (Koppelmaa ja Kivisilla, 1998; Puura jt, 1983), mis on markeeritud valdavalt negatiivse (-350 kuni $+50$ nT) magnetväljaga (joonis 9). Viimast liigestavad üksikud, valdavalt loode–kagu suunalised, peamiselt akvatooriumil olevad anomaaliad. Seda tingivad läbilõikes Jägala kompleksile tüüpiliste kivimite, kvarts-päevakivi-, amfibool-, vilgu- ning biotiitgneissidest kõrgema magnetilise vastuvõtlikkusega amfiboolgneisside, amfiboliitide ja magnetiidirikaste vilgugneisside suurem osakaal. Viimaste magnetiline vastuvõtlikkus on kuni 4000×10^{-5} SI ühikut, samal ajal kui enamuse Jägala kompleksi kivimite puhul on see alla 100×10^{-5} SI (Kivisilla ja Koppelmaa, 1998). Ka raskusjõuväljas vastab sellele tsoonile madalaimate väärtustega väli. Raskusjõuväljal osutavad madalamate väärtustega piirkonnad väikese tihedusega ($2,63 \text{ g/cm}^3$) kvarts-päevakivigneisside prevaleerimisele. Käsmu ja Vergi poolsaarel, kus raskuskiirenduse anomaaliate väärtused on kuni -21 mGal, on läbilõikes valdavaks tihedamad kivimid, nagu magnetiidirikad vilgugneissid ($2,77 \text{ g/cm}^3$) ja amfiboolgneissid ($2,76 \text{ g/cm}^3$).

Raskusjõu lokaalse välja anomaaliad (joonis 10) on $-0,9$ kuni $+1,2$ mGal. Mattunud orgudest eristub Palmse org selgelt kitsaste negatiivsete anomaaliate ahelikuna Eru lahe kagunurgast kuni Oruveski paisjärveni. Seda orgu paistab jälgivat ka oletatav aluskorraline rike, mis lisab anomaaliatele veelgi kontrastsust. Kaardilehe edelanurka jäävad ka Valgejõe ja Loobu orud. Neist esimese, mis jääb napilt alast välja, kontuurimiseks tehti 1970-ndate aastate alguses detailsed gravimeetrilised uuringud (Einmann ja Gromov, 1974). Loobu org ei ole aga raskusjõuväljas jälgitav.



Joonis 8. Võsu (7411) kaardilehe Bouguer anomaaliade isoanomaalid. Mõõtkava 1:150 000, IGSN 71 gravimeetiline süsteem, rahvusvaheline normaalväljavalem, isoanomaalide samm 0,5 mGal, vahekihi tihedus 2,3 g/cm³. Topograafiline alus "Eesti baaskaart 1:50 000", koordinaadid L-Est 97.

Figure 8. The isoanomals of the Bouguer anomaly of Võsu (7411) sheet. IGSN 71 Gravity System, International Gravity Formula, Bouguer density 2,3 g/cm³, isoanomals after 0,5 mGal. Scale 1:150 000, topographic base "Base Map of Estonia 1:50 000", Coordinate System L-Est 97.

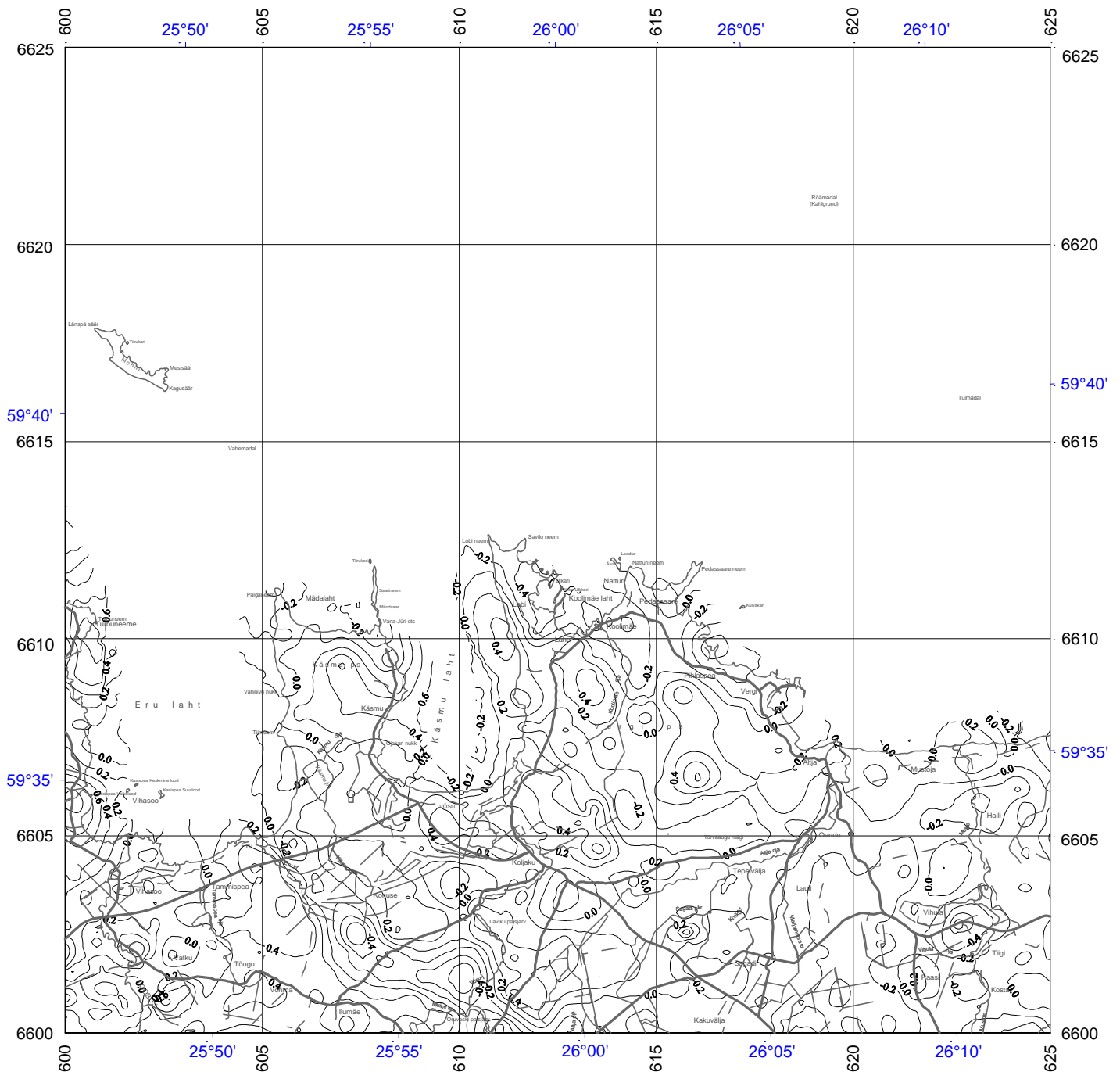


Joonis 9. Võsu (7411) kaardilehe aromagnetiliste anomaaliade isoanomaalid.

Mõõtkava 1:150 000, IGRF 85, isoanomaalide samm 50 nT. Topograafiline alus "Eesti baaskaart 1:50 000", koordinaadid L-Est 97.

Figure 9. The isoanomals of aeromagnetic anomaly of Võsu (7411) sheet. IGRF 85, isoanomals \square after 50 nT. \square

Scale 1:150 000, topographic base "Base Map of Estonia 1:50 000", Coordinate System L-Est 97.



Joonis 10. Võsu (7411) kaardilehe raskusjõuvälja jääkanomaaliade isoanomaalid. Mõõtkava 1:150 000, keskendusraadius 2,0 km, isoanomaalide samm 0,2 mGal. Topograafiline alus "Eesti baaskaart 1:50 000", koordinaadid L-Est 97.

Figure 10. The isoanomals of the Residual gravity anomaly of Võsu (7411) sheet. Averaging \square Radius 2,0 km, isoanomals after 0,2 mGal. \square Scale 1:150 000, topographic base "Base Map of Estonia 1:50 000", Coordinate System L-Est 97.

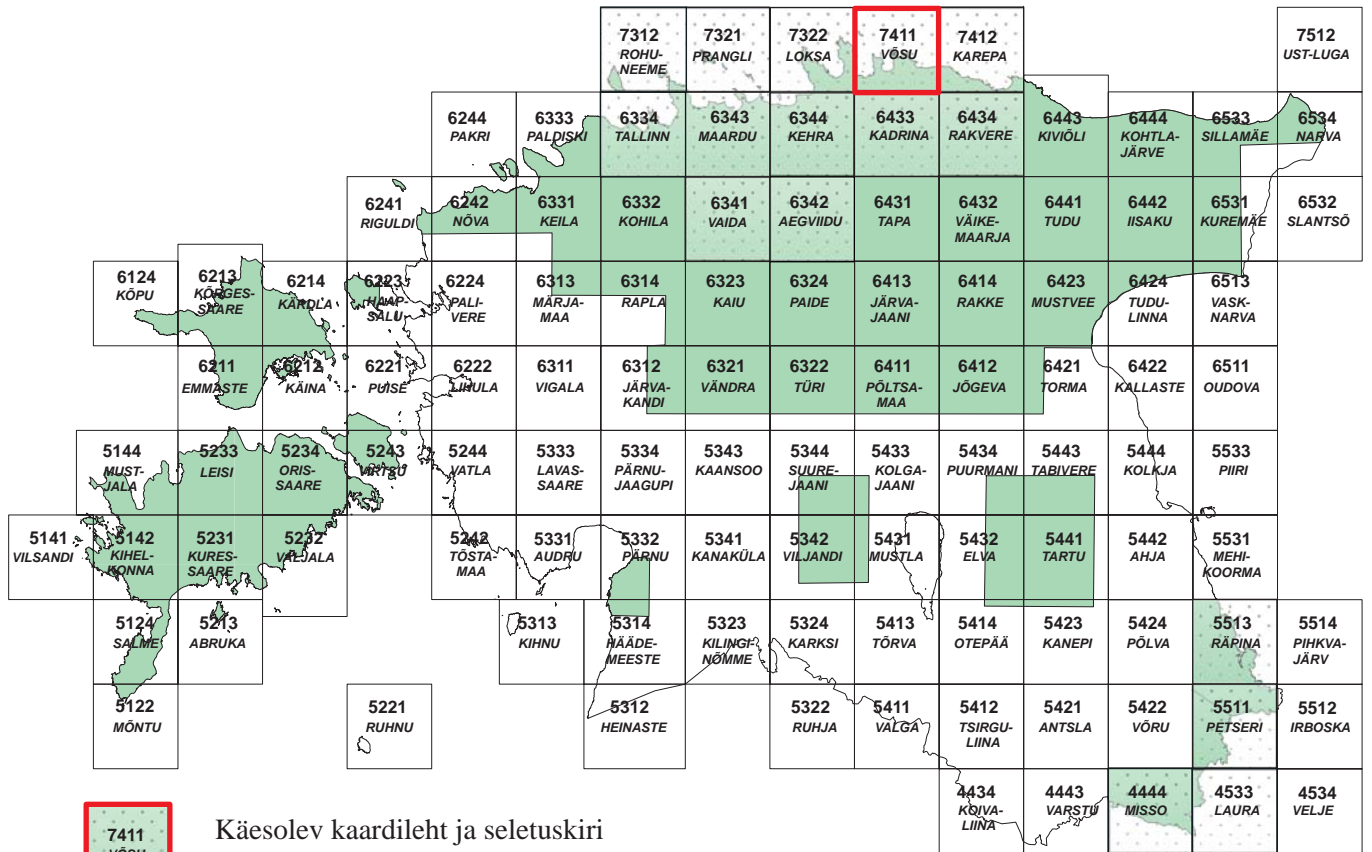
KASUTATUD MATERJALID

- Bogomolov, G., Janšina, M., Plotnikova, G., Flerova, L., 1962.* Vene platvormi kesk- ja põhjaosa põhjavesi (paleosoikum) (vene keeles). Minsk, 170 lk.
- Brutus, A., Grünberg, R., Liiber, U., Otsa, A., Soa, K., 1986.* Ida-Eesti kruusliiva ja liiva otsingulis-hinnanguliste tööde aruanne. Tartu, EGF 4193.
- 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*, 81, 87–90.
- Eskel, J., Liivrand, H., Kivimägi, E., 1975.* Aruanne fosforiidisalduse hinnangust Ida-Eestis 1971.–1974. a. (vene keeles). Tallinn, EGF 3348.
- Filatova, A., Domanova, N., 1967.* Geoloogiline aruanne eeluuringust Eesti põlevkivimaardla edelaosas 1966.–1967. a. (vene keeles). Tallinn, EGF 2915.
- Fyfe, G. J., 1990.* The effect of water depth on ice-proximal glaciolacustrine sedimentation: Salpausselkä I, southern Finland. *Boreas* 19, 147–164.
- 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.
- 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.
- Helmersen, G., 1882.* Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands. II Lief. *Mém. Acad. Sci. St.-Petersb.*, VII sèr., t. XXX, No. 5. 56 S.
- Jaanis, J., 1924.* Virumaa geograafilise ülevaade. Rmt: Virumaa, Rakvere, lk 225–291.
- Jegorov, G., Mirošnikova, S., Sizova, V., 1955.* Geoloogiline aruanne uuringutest Eesti põlevkivimaardla kaevandusväljadel 47–52 (1952.–1954. a. tööd) (vene keeles). Tallinn, EGF 616.
- Juhend Eesti geoloogiliseks digitaalkaardistamiseks mõõtkavas 1:50 000, Versioon 1.1, 2005. Maa-amet, Tartu.
- Jõgi, T., Kala, E., 1966.* Paide Rühma aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:200 000 ENSV põhjaosas (vene keeles). *Geologia Valitsus*, Tallinn, EGF 2893, 294 lk.
- Jõgi, T., Kala, E., Keerup, O., Pastuhova, A., Petersell, V., Eltermann, G., 1966.* Paide rühma aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest keskmisemõõtkavalisest kaardistamisest Eesti NSV põhjaosas (leht O-35-II) aastail 1963–1966. (vene keeles). Tallinn, EGF 4222
- Kajak, K., Kala, E., Koppelmaa, H., Perens, H., Pöldvere, A., Raudsep, R., Savitskaja, L., Vingisaar, P., Perens, R., 1992.* Eesti geoloogiliste kaartide (mõõtkava 1:50 000) tugilegid. Tallinn–Keila, EGF 4615.
- Kajak, K., Perens, H., Pöldvere, A., Raudsep, R., Saadre, T., Suuroja, K., Jusupova, K., 1985.* Eesti NSV litoloogilis-paleogeograafilised kaardid mõõtkavas 1:500 000 (vene keeles). Tallinn, EGF 4164.
- Kala, E., Eltermann, G., Jõgi, T., Keerup, O., Pastuhova, A., Petersell, V., 1967.* Paide rühma aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:200 000 ENSV keskosas (leht O-35-VIII) 1963.–1966. a. (vene keeles). Tallinn, EGF 2927.
- Kala, E., Mardla, A., Puura, V., 1979.* Aruanne Kesk-Eesti aerofotogeoloogiliste kaartide koostamise tulemustest. (vene keeles). Tallinn. EGF 3585.
- Karukäpp, R., 1982.* Liustikutekkelised setted ja pinnamood ning nende kujunemine. Aruandes: Lõuna-Lahemaa pinnakatte ja pinnamoe kujunemisest ning jõgede, järvede ja soode areng ENSV-s. *TA GI*. Tallinn, 28–56.

- Kattai, V., Dantšenko, V., Domanova, N., Merkulova, L., Uusmaa, A., Mardla, A., Radik, M., 1980.* Tektoonilise lõhelisuse uuringutulemused Eesti põlevkivimaardlas (vene keeles). Tallinn, EGF 3723.
- Kents, P., 1935.* Käsmu ümbruse suuri rändrahne. Eesti Loodus, Nr 1, lk 19–13.
- Kessel, H., Raukas, A., 1979.* The Quaternary History of the Baltic. Estonia. Uppsala, 127–146.
- Koppelmaa, H., Gromov, O., Kala, E., Kivisilla, J., Klein, V., Mardla, A., Niin, M., Niin, S., Puura, V., Suuroja, K., 1979.* Aruanne kristalse aluskorra süvakaardistamisest Tapa–Assamalla ja Haljala piirkonnas (Põhja-Eesti) 1977.–1979. a. Tallinn, EGF 3600.
- Koppelmaa, H., Kivisilla, J., 1998.* Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart mõõtkavas 1:200 000. Kaart ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn.
- Koppelmaa, H., 2002.* Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart. Mõõtkava 1:400 000. Kaart ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn.
- Lamanskii, V., 1905.* Die ältesten silurischen Schichten Russlands (Etage B)
- Lehbert, R., 1914.* Wierländischer Strand, Kasperwiek und Umgebung (Beiträge zur Baltischen Naturdenkmalpflege. Abteilung I: Erratische Blöcke in Estland). Tallinn, 23 S.
- Linkrus, E., 1963.* Valgejõe alamjooksu oru geomorfoloogiast. EGS-I aastaraamat 1962. Tallinn, lk 28–45.
- Linkrus, E., 1981.* Lahemaa Rahvusparki idaosa geomorfoloogia. Lahemaa uurimused I. Tallinn, lk 28–44.
- Linkrus, E., 1971.* The development of the relief of the Käsmu Peninsula in the Holocene. Tartu Riikliku Ülikooli Toimetised. 393. Publications on geography. Tartu, VIII, 31–45.
- Linkrus, E., 1976.* The glint headlands and glint bays in the Lahemaa National Park. Tartu Riikliku Ülikooli Toimetised, 393. Geograafia-alaseid töid XIII, 25–45.
- Linkrus, E., 1977.* Lahemaa Rahvusparki geomorfoloogia ja maastikuline liigestus. EGS Aastaraamat 1975/76. 36–53.
- Linkrus, E., 1988.* Põhja-Eesti rannikumadalik ja Soome lahe saared. Tallinn, 102.
- 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.
- 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.
- Miidel, A., 1961.* Holotseensete orgude geoloogilise arenemise seaduspärasusi Põhja-Eestis. ENSV TA Geol. Inst. Uurim. VII, Antropogeeni geoloogia, lk 147–158.
- Miidel, A., Raukas, A., 1965.* Põhja-Eesti alluviaalsete setete litoloogia (vene keeles). Rmt: Eesti kvaternaarisetete litoloogia ja stratigraafia (vene keeles). Tallinn, ENSV TA GI Toim., 113–132.
- Muru, T., 1993.* Aruanne geoloogilistest uurimistöödest Sagadi Metskonnale Pedassaare karjääris. Tallinn EGF 4749.
- Mustjõgi, V., 1976.* Seletuskiri fosforiidide prognoosvarude hinnangust ENSV territooriumil seisuga 01.01.1976.a. EGF 3425.
- Mällo, M., 1975.* Rakvere rajooni Vihula kolhoosi Vihula maaparandusehitus. Hüdro- ja ehitusgeoloogia aruanne. EGF 5732, 17.
- Niin, M., Kivisilla, J., 1999.* Eesti ja lähiala kristalse aluskorra õhikute kataloog. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 228.
- Niin, M., Kivisilla, J., 2001.* Eesti settekivimite õhikute kataloog. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, EGF 7343.

- Palo, M., Petersell, L., Moltšanova, A., Smagin, N., 1961.* Aruanne fosforiidide geoloogiliste otsingutööde tulemustest 1957.–1960.a klindieelses vööndis Tallinna ja Narva vahel (vene keeles). Tallinn, EGF 1570.
- Perens, H., 2002.* Paekihtide ehituslike omaduste hindamine. V etapp: Lääne-Virumaa. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn, EGF 7459.
- Perens, R., 2001.* Eesti põhjavee kaitstuse kaart 1:400 000. Tallinn, EGF 7120.
- Perens, R., 1998.* Eesti hüdrogeoloogiline kaart 1:400 000. Seletuskiri. Tallinn, 40.
- Perens, R., Savva, V., Lelgus, M., Parm, T., 2001.* Põhjaveeklasside määramise jätkamine vastavuses veepoliitika raamdirektiiviga (200/60/EÜ). EGF 7305, 57.
- 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.
- Petersell, V., Ressar, H., Carlsson, M., Mõttus, V., Enel, M., Mardla, A., Täht, K., 1997.* Eesti mulla huumushorisoni geokeemiline atlas. Seletuskiri. Tallinn–Uppsala, 75.
- Petersell, V., Mõttus, V., Enel, M., Täht, K., Võsu, M., 2000.* Eesti mulla lähtekivimite geokeemiline atlas. Tallinn, EGF 6833.
- Pikner, V., 1976.* Rakvere rajoonis asfalt-betooni valmistamiseks sobiva liiva ja kruusliiva otsingute aruanne. EGF 3431.
- Puura, V., Petersell, V. jt., 1974.* Aruanne kristalse aluskorra geoloogilisest süvakaardistamisest mõõtkavas 1:50 0000 Tapa–Rakvere piirkonnas (Põhja-Eesti). Tallinn, EGF 3298.
- Rakvere rajooni liivakarjäärade mäeeralduste plaanid ja seletuskirjad. Rakvere rajooni kruusa ja kruusliivakarjäärade mäeeralduste plaanid ja seletuskirjad. Autorite kollektiiv, 1985. EGF 6782.
- Raukas, A., Rähni, E., Miidel, A., 1971.* Liustiku servamoodustised Põhja-Eestis (vene keeles). Tallinn, 228.
- Raukas, A., 1978.* Pleistotseeni setted ENSV-s. Tallinn, Valgus, 310.
- Raukas, A., Kajak, K., 1995.* Quaternary stratigraphy in Estonia. Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 44/3, 149–162.
- Raukas, A., Teedumäe, A.(toim.), 1997.* Geology and mineral resources of Estonia (inglise keeles). Estonian Academy Publishers, Tallinn.
- Russov, E., 1887.* Über die Boden- und Vegetationsverhältnisse zweier Ortschaften an der Nordküste Estlands. Sb. Naturf. Ges. Dorpat, Bd. VIII, H, 1, S. 93–142.
- Saadre, T., Sinisalu, R., Noppel, M., 1978.* Põhja-Eesti kruusliiva ja liiva otsingulis-hinnanguliste tööde aruanne. Keila, EGF 3506.
- Saadre, T., Mardim, T., Morgen, E., Pöldvere, A., Vaher, R., Suuroja, K., Saaremets, V., 1984.* Aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:50 000 ning järeluuringust varem uuritud aladel Rakvere fosforiidirajoonis (vene keeles). Keila, EGF 4068.
- Saadre, T., 2003.* Üleriigilise puursüdame- ja kivimiarhiivi koostamine. EGF 7530.
- Saarelaid, H., 1963.* Rakvere tööpiirkonna kruusa, kruusliiva ja liiva leiukohtade otsimis-, inventariseerimis-eelluure töö aruanne. EGF 2050.
- Saarse, L., 1994.* Eesti väikejärvede põhjasetted. Tallinn, Eesti Teaduste Akadeemia, 230.
- Savitskaja, L., Savva, V., 1999.* Põhjavee kvaliteediklassid. Tallinn, EGF 6357, 21.
- Savitskaja, L., Viigand, A., Kulitšenko, G., Tanasenko, O., Konjahova, T., 1981.* Aruanne Eesti NSV põhjavee reostuskontrolli töödest 1980. a. EGF 3768, 178.
- Schmidt, F., 1865.* Untersuchungen über die Erscheinungen der Glazialformation in Estland und auf Oesel. Bull. Acad. Sci. St.-Petersb., t. VIII, [n° 4], p. 339–368.
- Schmidt, F., 1879.* Pilk uuele olukorrale meie teadmistes Siluri lademest Sankt-Peterburg'i ja Eesti kubermangus ja Saaremaal. Tp. St.-Peterb., lk 42–48.

- Schmidt, F., 1885.* Über die Vergleichung und den Zusammenhang des norwegischen Silurgebiets mit Russland. Neues Jb. Miner. Geol. Pal., Bd. I, S. 254–267.
- Schmidt, F., 1888.* Lühike ülevaade geoloogile ekskursioonist, mis toimus 1887. a suvel Eesti ja Liivimaa kubermangus (vene keeles). N 12, lk 463–473.
- Struckmeier, W. F., Margat, J., 1995.* Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend. International Association of Hydrogeologists. Hannover, 177.
- 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.
- Suuroja, K., 1997.* Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1:400 000. Tallinn, Eesti Geoloogiakeskus.
- Suuroja, K., All, T., Kõiv, M., Mardim, T., Morgen, E., Ploom, K., Vahtra, T., 2003.* Eesti geoloogiline baaskaart. Mõõtkava 1:50 000. 7322 Loksa. Seletskiri. Tallinn, EGF 7495.
- Stumbur, K., Jõgi, S., Mardla, E., Mardla, A., Stumbur, H., Erisalu, E., 1963.* Aruanne otsingu-kaardistamistöödest Kirde-Eesti kaldaäärses osas 1959.–1961. a. (vene keeles). Tallinn, EGF 1958.
- Talpas, A., Kivisilla, J., Kõrvel, V., Mardla, A., Petersell, V., Popova, L., Rennel, G., Skitiba, A., Tammik, P., Fokin, A., 1989.* Soome lahe regionaalne geoloogilis-geofüüsikaline uuring aastail 1986–1989 mõõtkavas 1:200 000, kaardileht 0-35-III,. Tallinn, EGF 4339.
- Talpas, A., Kask, J., Väiling, 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.
- Tassa, V., Erisalu, E., Paap, Ü., Dantšenko, V., 1967.* Aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest Eesti põlevkivimaardla keskosas mõõtkavas 1:50 000 aastail 1965–1967 (vene keeles). Tallinn, EGF 2924.
- Tennokesse, V., Viigand, A., Väikmann, S., Lutter, T., Otsmaa, M., Skorhodova, V., Savitskaja, L., Bajev, V., 1991.* Põhjavee kaitsealaste tööde aruanne (1989–1991. a). Tallinn, EGF 4478, 216.
- 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).
- Vihmann, A., 1928.* Hydrographische Vorarbeiten für Hafenanlagen an der estländischen Küste. 12, S (2. Baltische hydrologische und hydrometrische Konferenz). Tallinn.
- Veski, S., 1998.* Vegetation History, Human Impact and Palaeogeography of West Estonia. Pollen Analytical Studies of Lake and Bog Sediments Striae, 38, 119 p, Uppsala.
- Walker, M. J. C., Björck, S., Lowe, J. J., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Wohlfarth, B., INTIMATE group, 1999.* Isotopic events in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. Quaternary Science Reviews, 18, 1143–1150.



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