

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

**6534
NARVA**

**SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS**



**EESTI GEOLOOGIAKESKUS
TALLINN 2009**

**EESTI GEOLOOGIAKESKUS
GEOLOGICAL SURVEY OF ESTONIA**

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

**Mõõtkava 1:50 000
Scale**

**6534
NARVA**

**SELETUSKIRI
EXPLANATION TO THE MAPS**

Tallinn, 2009



Esikaanel:

Narva ja Ivangorod.

Narva and Ivangorod.

Eesti Geoloogiakeskus, 2009

Kadaka tee 82

Tallinn 12618

EESTI GEOLOOGIAKESKUS

Kaardistamise osakond

Eesti Geoloogiakeskuse juhatuse liige

Aivar Pajupuu

2009. a.

Kalle Suuroja, Tiit Mardim, Kuldev Ploom, Tarmo All, Merle Otsmaa, Maarika Kõiv

**BAASKAARDI NARVA (6534) LEHE GEOLOOGILISE
KAARDIKOMPLEKTI KOOSTAMINE JA DIGITAALSE ANDMEBAASI LOOMINE**

ARUANNE

Programmiala nõunik

Jaan Kivisilla

Tallinn, 2009

Annotatsioon

K. Suuroja, T. Mardim, K. Ploom, T. All, M. Otsmaa, M. Kõiv. Eesti geoloogilise baaskaardi Narva (6534) leht. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus, kaardistamise osakond, Tallinn, 2009. Tekst 127 lk, 84 fotot, 24 joonist, 1 teksti lisa. (OÜ Eesti Geoloogiakeskuse geoloogiafond, Maa-amet).

Eesti baaskaardi (mõõtkavas 1:50 000) Narva (6534) kaardilehe digitaalsete geoloogilis-geofüüsikalise-hüdrogeoloogilise suunitlusega kaartide komplekt on koostatud põhiliselt varasemate keskmise- ja suuremõõtkavaliste geoloogilis-geofüüsikalise-hüdrogeoloogiliste 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 on selleks, et paremini mõista kaartidel kujutatut ning neile lisanduvatest andmebaasidest on võimalik saada faktilist materjali kaardistatava ala kohta. Seletuskirja lisas on ära toodud kaardilehe loodeosas asuva Meriküla (F-169) puuraugu südamiküla kirjeldus. Nii kaardid kui seletuskiri on koostatud digitaalseina ning nende aluseks olnud faktiline ja analüütiline materjal on koondatud digitaalsesse andmebaasidesse.

K. Suuroja, T. Mardim, K. Ploom, T. All, M. Otsmaa, M. Kõiv. *The explanatory note to the geological maps of Narva (6534) 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) residual gravity anomaly map, 6) aeromagnetic anomaly map, 7) map of mineral resources.

The explanatory note gives additional information for better understanding of the digital maps. The description of the drill core Meriküla (F-169) is added as well. 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: kompleksne geoloogiline kaardistamine, Narva, Ida-Viru maakond, Vaivara vald, Balti klint, aluskord, aluspõhi, pinnakate, aluspõhja reljeef, pinnakatte paksus, maavarad, põlevkivi, hüdrogeoloogia, põhjavee kaitstus, aeromagnetilised anomaaliad, raskusjõuvälja anomaaliad, raskusjõuvälja jääkanomaaliad, puurauk.

SISUKORD

SISSEJUHATUS (K. Suuroja)	4
1. ALUSPÕHI (K. Suuroja)	29
1.1. KRISTALNE ALUSKORD	29
1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD	32
1.2.1. Vendi kompleks	32
1.2.2. Kambriumi ladestu	32
1.2.3. Ordoviitsiumi ladestu	35
1.2.4. Devoni ladestu	37
1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST	37
2. PINNAKATE JA PINNAMOOD (K. Ploom)	50
2.1. PLEISTOTSEEN	57
2.2. HOLOTSEEN	65
2.3. PINNAKATTE PAKSUS	70
3. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS (T. Mardim)	81
3.1. KVATERNAARI VEEKOMPLEKS	83
3.2. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA -PIDAVAD KIHID	84
3.3. PÕHJAVEE TARBEVARU JA SELLE KASUTAMINE	87
3.4. PÕHJAVEE RIIKLIK VAATLUSVÕRK JA PÕHJAVEE TASEME MUUTUMINE	89
3.5. PÕHJAVEE KAITSTUS	90
3.6. PÕHJAVEE KOOSTIS	90
3.7. KARST JA ALLIKAD	96
3.8. MINERAALVESI	97
4. MAAVARAD (M. Otsmaa, K. Suuroja)	101
4.1. ALUSPÕHJA MAAVARAD	101
4.2. PINNAKATTE MAAVARAD	102
5. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD (T. All)	105
KASUTATUD MATERJALID	109
Teksti lisad: TUGIPUURAUUGU F-169 (MERIKÜLA) SÜDAMIKU GEOLOOGILINE KIRJELDUS (K. Suuroja)	119

Komplekti kuuluvad kaardid:

1. Aluspõhja geoloogiline (K. Suuroja, M. Kõiv; tehn. teostus M. Kõiv, A. Veski)
2. Aluspõhja reljeef (K. Suuroja, M. Kõiv; tehn. teostus M. Kõiv, A. Veski)
3. Pinnakatte geoloogiline (K. Ploom, K. Kaljuläte; tehn. teostus K. Kaljuläte)
4. Pinnakatte paksus (K. Ploom, K. Kaljuläte; tehn. teostus K. Kaljuläte)
5. Geomorfoloogia (K. Ploom, K. Kaljuläte; 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; tehn. teostus T. All)
11. Maavarade kaart (M. Otsmaa, tehn. teostus M. Otsmaa)

SISSEJUHATUS

Seletuskiri on mõeldud Eesti Geoloogilise Baaskaardi (mõõtkavas 1:50 000) Narva (6534) kaardilehe piirkonda jääva ala geoloogilise ehituse ja selle rakenduslike võimaluste tutvustamiseks. Kaartide ja seletuskirjaga kaasnevatest digitaalsetest andmebaasidest on võimalik saada ka lisateavet alal olevate uuringupuuraukude, kaevude ja töö käigus tehtud vaatluspunktide kohta. Seletuskirjaga kaasnevasse kaardikomplekti kuuluvad 4 põhikaarti:

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

Põhikaartidele lisanduvad 7 abikaarti:

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

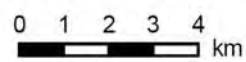
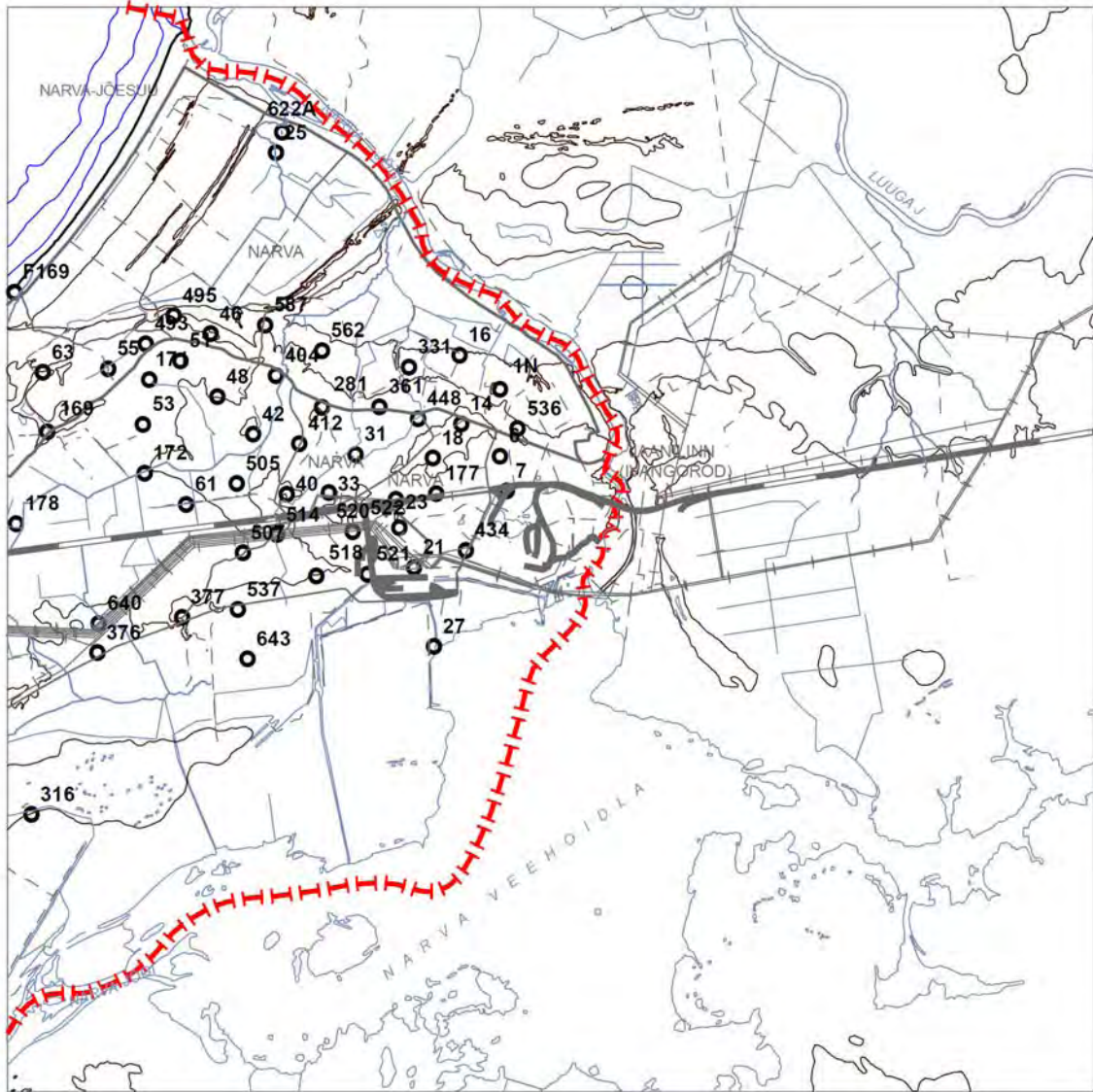
Nii kaardistamisel kui kaartide koostamisel on lähtutud Maa-ameti digitaalsesse andmebaasi viidavate geoloogiliste kaartide koostamise juhendist (Juhend..., 2009) ja sellega kaasnevaist lisanõudeist. Lühiülevaade konkreetse teemakaardi koostamise meetodikast on toodud konkreetsele kaardilehele pühendatud peatüki sissejuhatavas osas.

Kaartide topograafiliseks aluseks on Lamberti konformses koonilises projektsioonis ellipsoidil GRS-80 (Lambert-Est, lõikeparalleelid 58° 00' ja 59° 20') mõõtkavas 1:50 000 esitatud Eesti Baaskaart. Koordinaadivõrk: L-EST 97; 5 km võrk. Kõrgusjooned 10 m intervalliga Balti 1977 süsteemis. Kaardilehe nurgakoordinaadid on: NW 6600 000 ja 725 000; NE 6600 000 ja 750 000; SW 6575 000 ja 725 000; SE 6575 000 ja 750 000. Geoloogilise suunitlusega teabe paremaks esiletoomiseks on aluskaardina kasutatava kaardi topograafilist koormatust mõnevõrra vähendatud.

Kaartide koostamiseks koguti kokku ja sisestati digitaalsesse andmebaasi kogu aluspõhja ja pinnakatte puuraukude kohta käiv olemasolev ja autoritele kättesaadavaks osutunud faktiline materjal. Uuritava piirkonna kohta käivad 1:50 000 mõõtkavalised aluspõhja geoloogilised ja reljeefi kaardid (Stumbur jt, 1960; Erisalu ja Tassa, 1965) kopeeriti digitaalselt. Saadud kaardile trükiti faktilise materjali andmebaasist kogu aluspõhja reljeefi kohta käiv andmestik ja probleemsetes regioonides ka pinnakatte puuraukude andmestik. Seejärel kontrolliti puuraukude asukohta õigsust ja vastuolude ilmnedes üritati leida moonutuste põhjus ja sisse viia vajalikud parandused. Kui moonutuse põhjust ei õnnestunud tuvastada (puuraugu asukohta määrata), siis võeti alati aluseks graafiliselt kujutatud andmepunkti asukoht algallikaks oleval faktilise materjali kaardil. Seejuures selgitati välja ka piirkonnad, kus uuringuvõrk vajab tihendamist, samuti kontrollmarsruutidega lahendamist vajavad probleemid ning alad. Tihendamise ja kontrollmarsruutide käigus lisandus 500 aluspõhja vaatluspunkti. Vaatluspunktide koordinaadid määrati GPS-iga ja nende absoluutne kõrgus võeti Eesti Põhikaardilt mõõtkavas 1:20 000.

Pärast tihendamise- ja kontrollmarsruutidega hangitud lisaandmestiku kaartidele kandmist korrigeeriti autori poolt veelkord töökaarte, mille tulemusel tehti muutusi enam kui 50% joonte juures. Pärast samakõrgusjoonte esimest väljatrükki kanti kaardile erinevad astangud, orundite piirid ja suuremad rikketsoonid.

Kaartide korrigeerimine ja kujundamine tehti programmiga ArcView.



- 434

 Aluspõhja puurauk
Drill hole in bedrock
- F169

 Tugipuurauk F169
Drill hole F169

Joonis 1. Narva (6534) kaardilehe ülevaatekaart.
 Figure 1. Schematic map of Narva (6534) sheet.

ÜLDISELOOMUSTUS

Narva (6543) kaardileht hõlmab 150 km² maismaad ja 20 km² akvatooriumi. Administratiivselt jäävad kaardilehe piiresse Vaivara valla ja Narva ning Narva-Jõesuu linna territooriumid.

Vaadeldava alal põhiosa hõlmab tasemeni 30–25 m ümp madaldunud Kirde-Eesti (Viru) lavamaa. Põhjakaarest ääristavad lavamaad Põhja-Eesti klindi Vaivara klindilõigu Ordoviitsiumi ja Kambriumi astangud. Nendega madaldub ala Narva jõe suudmealal Narva–Luuga madalikul tasemeni 0–10 m ümp. Kaardistatud ala idapiiri määratlejaks on Narva jõgi ja Narva veehoidla ning piki neid kulgev Eesti–Vene riigipiir. Narva jõe Eestipoolses osas on neli saart: Kaunissaar (u 15 ha), Väikesaar (u 6 ha), Kreenholmi saar (u 12 ha) ja Kuningasaar (u 3 ha) otse Narva jõge tõkestava tammi ees. Lisaks neile on Narva veehoidla alal veel kümnekond madalat ja osaliselt üleujutatavat saarekest, millest viie suurema pindala on isegi üle 2 ha. Enamik neist on koondunud veehoidla lääneossa ehk sinna kus Narva jõgi veehoidlasse suubub. Ala metsasus (umbes 60%) on üle riigi keskmise, ja seda eeskätt metsarohke, metsade-soode vööndisse kuuluva Alutaguse tõttu ala lõunaosas. Õhukese pinnakattega klindipealsel paeplatool on metsas tunduvalt väiksem (umbes 30%).

Kaardilehe jõgedel-ojadel on sageli seal, kus need klindi paeplatoolt suurema või väiksema kanjoniga laskuvad, joad. Tuntuim neist on Euroopa võimsate jugade hulka kuulunud **Narva juga (kosk)**. Juga asub kohas, kus Kreenholmi saar (*Krähneholm* ehk Varesesaar) nii Narva jõe kui joa kaheks haruks jagab: läänepoolseks Kreenholmi (kuni 60 m lai ja 6,5 m kõrge) ja idapoolseks Joala (110 m lai ja 6,5 m kõrge). Viimase keskelt läheb ka Eesti-Vene piir. Kesk-Ordoviitsiumi lubjakivist (Aseri lade) joaastangu lagi on nii Kreenholmi kui Joala astangu tasemel umbes 17 m ümp, kusjuures nende jalamid, millel tasemel umbes 10 m ümp avaneb Volhovi lademe glaukoniiti sisaldav kirjuvärviline lubjakivi (Tõrvajõe kihistu). Astanguist umbes 200 m ülesvoolu langeb jõgi umbes 50 m jooksul ligi 2 m. 1926. aasta kevadel suurvee aegu mõõdeti joast allavoolu jääva sadama juures Narva jõe vooluhulgaks rekordilised 1960 m³/s. Jõe keskmine vooluhulk on tunduvalt väiksem (tänapäeval umbes 400 m³/s).

Narva juga on mitmete tuhandete aastate kestel taandudes jätnud maha endast enam kui 2 km pikkuse, 90–250 m laiuse ja kuni 20 m sügavuse **Narva kanjonoru**. 1955. aastal suleti Narva jõgi Kreenholmi saarest 250 m (joast 600 m) ülalpool tammiga ja vesi suunati jõe paremal kaldal Ivangorodis rajatava (valmis 1959) 125 MW-se võimsusega **Narva hüdroelektrijaama** kolmele turbiinile. Tammi taha tekkis 190 km² suurune (sellest 60 km² on Eesti piires) tehisjärv – **Narva veehoidla**.

Vodava teeristist vähem kui 1 km lääne pool Orasoja kohal lõikub järsult (kümnekonna meetri jooksul) paeplatoosse kuni 500 m pikkune ja suudmes ligi 20 m sügavune **Orasoja kanjon**. Paarikümne meetri kaugusel teest on sügavust koguvast kanjonis 1,1 m kõrgune **Orasoja juga** ja mitu madalamat (alla 0,5 m) astangut.

Umbes 0,7 km ida pool Peeterristist ja vahetult Tallinna–Narva maanteest põhja pool lõikub paeplatoosse umbes 1 km pikkuselt ning kuni 30 m pikkuselt **Tõrvajõe kanjon**. Kanjoni algusest 300 m kaugusel on jõel 2,5 m kõrgune **Tõrvajõe juga**. Kanjoniseinas paljandub Volhovi ja Billingeni lademe glaukoniiti sisaldav kirjuvärviline lubjakivi. See paljand on Tõrvajõe kihistu, Toila kihistu kirjuvärvilise analoogi, tüüppaljand. Ka Peeterristilt Vooremäe alt alguse saaval Kudruküla ojal ja Olginat läbival Soldina ojal on märkimisväärsed kanjonorud, kuid joaastangud neil puuduvad.

Narva linna nimi tuleneb ilmselt vepsa keelest ja tähendab 'koske' või 'kärestikku'. Esimene kirjalik teade siin olnud asulast on 1171. aasta Novgorodi kroonikast. Seal kannab ta *Rugodivi* nime. Piirikindlust *Narvia* küla kohale hakkasid rajama taanlased 13. sajandi algul. 14. sajandi esimesel poolel sai Narva Tallinna (Lübecki) linnaõiguse. 13. sajandil ja 14. sajandi alul kuulus Narva Taani kuninga võimu alla ja seejärel oli ta ligi kaks sajandit Liivi ordu valduses. Siin asus ka ordufoogti residents. 16. sajandi keskpaigas kuulus Narva linnale ka Hermannii linnus ja linnaväline asula. Kokku elas sellal linna umbes 13 hektaril üle 500 elaniku. 1558. aastal Liivi sõjas vallutas Narva Ivan IV. Lahinguga

kaasnenud tulekahjus hävis linn täielikult. Narva kaubalinnana kosus Vene võimu all kiiresti ja selle elanike arv tõusis 1581. aastaks 6000 inimeseni. Siis vallutasid linna rootslased ja see jäi nende valdusse enam kui 120 aastaks. Rootslasi huvitas eelkõige piirilinna Narva kindlustamine ja seetõttu soikus kaubandus ning vene kaupmehed viisid oma kaubalaod üle Pihkvasse. 1610. aasta hiidtulekahju süvendas veelgi allakäiku. 1640-ndatel aastatel otsustati ära kasutada Narva soodsat asukohta Venemaaga kauplemiseks ja siis kaaluti isegi Narva riigi teise, st idapealinna rajamist. Ehitati eluhooneid ja kirikuid, aga peatähelepanu oli suunatud ikkagi linna kaitsvale kindlustusvööndile. Vene-Rootsi sõjas aastail 1656–1658 ja sellele järgnenud 1659. aasta suurtulekahjus sai linn jälle tugevasti kannatada. Uut linna hakati taastama kivilinnana. Esimeseks selle ehitiseks oli Raekoda. Järgneva paarikümne aastaga saigi Narva omale kuulsa barokkstiilis kesklinna, milles Põhjasõja alguseks elas umbes 5000 inimest.

Põhjasõja algul 1700. aasta 30. novembril purustasid Karl XII juhitud rootslased ajaloolises Narva lahingus linna piiravad Vene väed. 1704. aastal vallutasid Peeter I poolt juhitud venelased järjekordses Narva lahingus linna tagasi. Linn sai piiramisel vähe kannatada, kuid 1708. aastal küüditati Narva linna kodanikud Venemaale. Tagasi sealt said nad alles pärast Eesti- ja Liivimaa lõplikku vallutamist venelaste poolt 1714. aastal. 18. sajandil oli ehitustegevus linnas tagasihoidlik ja see piirdus enamasti kindlustuste korrastamisega. 19. sajandi esimesel poolel, seoses erinevate manufaktuuride rajamisega Narva jõe, ehitustegevus pisut hoogustus. 1857. aastal asutatud Kreenholmi manufaktuuril oli määrav osa Narva edaspidisel kujunemisel suureks tööstuslinnaks. 1863. aastal aset leidnud Narva kustutamine kindlustuste nimekirjast andis linnasisesele ehitustegevusele uue hoo: alustati kivihoonete rajamist eeslinnadesse, kujunes Joaoru eeslinn, aktiivselt ehitati Kreenholmi hooneid. 19. sajandi lõpul kujundati bastionipealne ümber Pimeiaia-nimeliseks linna pargiks, praeguse Peetri platsi piirkonnast kujunes linna kaubanduskeskus. Vahetult enne I maailmasõda elas Narvas üle 21 000 elaniku.

Narva on alati olnud Eesti linn, kuid oma erilise asukoha tõttu on ta aastasadu (alates 1651. aastast kuni 1917. aasta lõpuni) kuulunud kas Ingerimaa (olnud isegi Ingerimaa pealinn) või siis Peterburi (1704. aastast) kubermangu koosseisu. Täna kuulub Narva Ida-Viru maakonda. Eesti Vabariigi algusajal likvideeriti sõjajäljed, laiendati eeslinna, alustati mahapõlenud Joaoru taashoonestamist. 1930. aastatel loodi Joaorgu supelrand ja korrastati jõeäärt. Linn hakkas muutuma turismikeskuseks. Samal ajal hakkas vanalinna elanikkond vähenema ja linna aktiivne ärikeskus nihkus Peetri platsile. Pärast Vabadussõda 26 000 inimeseni küündinud elanike arv kahanes 1939. aastaks 22 000 inimeseni.

II maailmasõda hävitas Narva. Linna elanikud evakueeriti läheneva lahingutegevuse eest ja ajalooline linnasüda purustati lahingutegevuse käigus täielikult. Eriti laastav oli Nõukogude lennuväe pommirünnak 6. märtsil 1944. aastal. Hävisid vanalinn, Peetri eeslinn, Uusküla, purustati suur osa Kreenholmi hoonetest. Viimase hoobi linnale andsid lahkuvad sakslased, kes õhkisid viimasedki säilinud hooned. Pärast sõda ei lubatud põliselanikel linna tagasi pöörduda, sest Sillamäele planeeriti rajada salajane uraani rikastustehas ja Narvast pidi saama Sillamäe elamisrajoon. Kuna taheti kiiresti taastada Narva tekstiilitööstuse võimsust, siis toodi linna hulganisti inimesi Venemaalt. Kui 1944. aasta lõpul elas linnas 550 inimest, siis 5 aasta pärast juba üle 15 000. Kohe pärast sõda alustati suuremate taastamistöödega Kreenholmi piirkonnas ja esimene sealne vabrik anti käiku juba 1945. aasta juulis. 1950. aastatel ehitati üles Peetri platsi piirkonna hoonestus, valmisid raudteejaam ja Gerassimovi kultuurimaja, Narva jõe ehitati hüdroelektrijaam ja hävinenud vanalinna piirkonda ning selle lähiümbrusse hulganisti elumaju. 1960. aastatel ehitati Narva ja Ivangorodi vahele betoonist Sõpruse sild, anti käiku Balti Soojustelektrijaam ja Baltijetsi tehas, ehitati elamuid nii vanalinnas kui uusasumite aladel, restaureeriti raekoda ja alustati Hermannii linnuse restaureerimist. Linna elanikkond suurenes ligi kaks korda, seda peamiselt Venemaalt sissesõitnute arvel. 1980. aastate teisel poolel tõusis Narva elanikkond ligi 90 000 inimeseni ja hakkas siis kiiresti kahanema. 2009. aastal oli Narvas 65 900 elanikku. Selle näitajaga on ta Eestis Tallinna ja Tartu järel kolmandal kohal. Kõige rohkem elab Narvas venelasi (üle

53 000 ehk 80%), eestlasi on natuke üle 2500 (3,7%), neile järgnevad ukrainlased ja valgevenelased (vastavalt 2,6% ja 2,2%).

Kuigi laevaehitusele planke tootvad suured saeveskid rajati Kreenholmi saare piirkonda alles 17. sajandil, siis Narva jõe odavat vee-energiat hakati kasutama juba keskajal. Neil aegadel olevat Narva silma paistnud just Euroopa võimsamate vesirataste poolest. 19. sajandi algul asutati Narvas kalevi- ja seejärel linavabrik. Ka neid käivitanud hüdroturbiinid olid maailma võimsamad. Tööstuslinnaks sai Narva 19. sajandi keskpaigas, ja seda seoses Kreenholmi manufaktuuri asutamisega. 1955. aastal valmis Narva Hüdroelektrijaam, 1959. aastal läks käiku Balti Soojuselektrijaam ja 1969. aastal Eesti Soojuselektrijaam. Ka täna on Narva üks Eesti olulisemaid tööstuskeskusi. Valdav enamus Eestis kasutatavast elektrist tuleb linna külje all asuvatest soojuselektrijaamadest.

Narva-Jõesuu. 16. sajandi alguses lubas Liivi ordumeister Narva linnakodanikel, kel ei olnud lubatud kalastada jõel, ehitada Narva jõe suudmesse Soome lahe rannale hooneid kalapüügiriistade ja paatide hoiuks. Aastaringselt kasutatavate majade ehitamine, nii nagu ka kaubitsemine ja kõrtsipidamine oli keelatud ning seetõttu ei saanud seal ka püsivat asustust tekkida. Oma esialgse nime Hungerburg (Näljalinn) sai Narva-Jõesuu 1684. aastal siin merehätta sattunud saksa kaupmeestelt, kes ilmselt siin näljahätta jäid. 1688. aastal kinnitas Rootsi kuningas Karl XI Hungerburgi elanikkonna. 1874. aastal hakati välja andma ka ehituskrunte, mida 1885. aastaks oli registreeritud umbes 100. Tekkinud asulat nimetati ka nii Mündungiks kui Seemündungiks. Saksakeelsed nimed oli kohalikele võõrad ja nemad nimetasid seda kohta eelkõige Meresuuks. 1922. aastal, kui asulas elas juba 2336 elanikku, nimetati see Narova-Jõesuuks, millest peagi sai Narva-Jõesuu. 1991. aastal elas linnas 4860 inimest, kellest tänaseks on jäänud umbes 3000.

Alale jäävaist asulaist on elanike arvu poolest suurim Narva külje alla jääv Olgina (525), Soldinas ja Kudrukülas on umbes 100 elanikku, Peeterristol 55 ja Puhkovas 40.

UURITUSEST

Ala geoloogilise uurituse ajalugu võiks alustada Tartu Ülikooli kasvandiku M. Herbeniuse (1678) Narva juga puudutava dissertatsiooniga. Paljudele loodusteadlastele, kes 17.–19. sajandil oma uurimisretki Läänemere idakaldale seadsid, kujunes Narva ja selle lähiümbrus oluliseks peatuskohaks. Ka August Wilhelm Hupel (1737–1819) oma reisikirjas (1774) ei saa jätta mainimata Narva jõge ja juga sellel. Vene mineraloog Vassili Severgin (1765–1826) mainib oma märkmetes (1803, 1808) Narva jõe kõrval ka Narvast Tallinnani kulgevast järsakut ja kirjeldab lähemalt sellel avanevaid kivimeid (liivakivi, kilta, liivakivi, sinisavi). William Strangways osutab oma kirjutises (1821) Peterburist üle Narva ja Eesti põhjaranniku kuni Ölandi ja Gotlandini kulgeva kivimkompleksi ühtekuuluvust. Põhjuse selleks sai ta Narvasse ja Põhja-Eestisse tehtud uurimisreisilt. Eduard Eichwald mainib (1825) oma trilobiitidele pühendatud uurimuses ka nende esinemist Narva jõe äärses liivakivi paljandites. K. Ratlef (1852) kirjeldab klinti Narva ümbruses ja Narva juga ning oletab, et see sarnaselt Keila ja Jägala joaga taandub. C. Seidlitzi (1859) uurimisobjektiks on Narva jõe ja Peipsi järve omavahelised suhted. Gregor von Helmersen (1803–1885) kirjeldab (1860) detailsemalt Narva kanjoni läbilõiget ja jõe kallastel avanevaid setteid ja kivimeid, sealhulgas ka diatomiiti. Ta jõuab järeldusele, et enamuse liivast Narva jõe suudmealale tuleb Rossoni jõest ja teeb omapoolseid ettepanekuid selleks, et tagada laevadele sissepääs Narva jõkke. Oma 1864. aasta artiklis (Helmersen, 1864) jätkab ta Narva jõe äärsete kivimkomplekside kirjeldamist. A. Kupffer (1865) kirjeldab samuti oma Põhja-Eestisse tehtud reisil nii klinti Narva ümbruses kui sellel avanevaid kivimkomplekse. C. Grewing (1868) teatab aga 1861. aastal tehtud sensatsioonilisest kivisöe leiust (paari tollise läbimõõduga pesa) Narva jõe vasakul kaldal joast allavoolu Kreenholmi paemurrus. I. Bock (1868) kirjeldab detailsemalt Narva kanjoni läbilõiget ja eraldab selles välja neli kivimkompleksi. Tartu ajaleht *Neue Dörptsche Zeitung* kirjutab 1881. aasta 16. jaanuaril Narva ümbruses toimunud maavärinast, mis olnud nii tugev, et Repniku mõisas olla laest krohv alla sadanud. P.N. Venjukov (1883) oma Põhja-Eesti jugadele pühendatud artiklis kirjeldab detailsemalt Narva juga ja mainib, et allpool juga on jõepõhjas kuni 6 m sügavusi auke, mida ta peab taanduva jõe langeva vee poolt tekitatuks. Edmund Russov (1841–1897) jagab Põhja-Eesti klindi üldjoontes kaheks: sirgjooneliselt kulgevaks Narva–Kalvi lõiguks ja paljude poolsaarte ning käänakutega Kalvi–Paldiski–Spithami lõiguks (Russov, 1887). A. Mickwitz (1896) mainib brahhiopoodi *Obolus* Eichwald perekonna iseloomustamisel ka Narva jõeoru paljandite leide. F. Schmidt (1897) toob VII Rahvusvahelise Geoloogide Kongressi ekskursioonijuhis ära Narva jõeoru geoloogilise läbilõike ja kirjeldab detailsemalt ka Narva juga. W. Lamanski (1905) kasutab Venemaa Siluri (tollal kuulus sellesse ka tänapäevane Ordoviitsium) vanemate kivimite iseloomustamisel ka Narva jõeoru paljanditest saadud andmeid. P. Raymond (1916) kasutab Balti basseini ja Põhja-Ameerika idaosa Ordoviitsiumi ladestu korrelatsioonide juures ka Narva jõeoru läbilõigete andmeid. P. Krutikov (1920) koostab lühiülevaate Narva ümbruse geoloogiast.

August Tammekann (1894–1959) kirjeldab Kirde-Eestile pühendatud uurimuses nii rannamoodustisi Narva-Jõesuus (1924) kui ka lähikonna klindiaastanguid (1926). M. Sauramo (1925) kirjeldab Eesti viirsavidele pühendatud uurimuses ka Kulgu piirkonnas levivaid viirsavisid. M. Haltenberger (1926) käsitleb oma maateaduslikus uurimuses teiste seas ka Narva jõeoru kujunemist. A. Wichmann (1928) uurib detailsemalt liivade liikumist Narva jõe suudmealal, ja seda sadamaehituslikust seisukohast. A. Öpik kirjeldab Narva linnas jõeorus Alam-Kambriumi liivakive ja teeb ettepaneku seda ning sellest allapoole jäävat läbilõikeosa *Estonium*'iks nimetada. Karl Jaanson-Orviku (1926, 1930, 1936) mainib oma rändpangaste alastes uurimustes Vaivara Sinimägede ja Kunda Lammasmäe kõrval ka Narva Kalmistut. Uuesti käsitleb K. Orviku (1930, 1936) Sinimägesid oma rändpangastele pühendatud artiklites. W. Giere (1932) oma Põhja-Eesti klindi alases uurimuses käsitleb ka klindiaastanguid Narva ümbruses ja eriti Narva lahe põhjas olevaid. Ta leiab, et nii nagu tänapäeval, nii

oli meri ka minevikus põhiliseks klindiangute kujundajaks. I. Reivald (1934) oma lühiülevaates klaasitööstusele sobilikest liivadest Eestis kirjeldab Narva Kambriumi liivakivisid Narva ümbruses.

B. Asatkin (1937) oma Leningradi oblasti lääneosa tektoonikat käsitlevas uurimuses toob Gdovi dislokatsioonide ja Duderhofi kõrgustike kõrval võrdlusmaterjalina esile ka Narva ümbrust ja Vaivara Sinimägesid.

P. Tomson (1937, 1939) uurib ja kirjeldab lähemalt Narva jõe ääres leiduvat diatomiiti, mille teket ta seondab mageveelise laguuniga. T. Heinrichson teatab samas 5–6 tuhande aasta vanuse põdrakolju leiust Narva linnas. I. Kurmani jt (1946) poolt Eesti fosforiididele pühendatud uurimuses leiavad käsitlemist ka nende ilmingud Narva piirkonnas. J. Veksljar (1947) uurib kruusa-liiva leiukohti Narva ümbruses (Hoovi, Riigiküla, Pähklmäe) ja eraldab välja nende varud. B. Balanin (1952) uurib Leekovo soo diatomiiti ja eraldab välja selle varu.

K. Stumburil jt (1960) ilmub aruanne Vaivara rühma poolt aastail 1958–1959 läbi viidud otsingukaardistamistöde tulemustest Soome lahe rannaäärses osas. Selles annavad nad omapoolse interpreteeringu Vaivara Sinimägede ja nende ümbrisala tekkeloole, üritades seda ära seletada arvukate tektooniliste rikete ja tõusnud ning vajunud plokkidega. E. Voolma (1961) uurib järjekordselt Narva jõe kallastel leiduvat diatomiiti ja leiab selle sobiva olevat isoleermaterjali valmistamiseks. K. Orviku Eesti mererannikuid käsitlevas uurimuses võtab vaatluse alla ka liivade ulatusliku kuhjumise Narva jõe suudmealal.

Aastail 1957–1960 M. Palo jt (1961) poolt Tallinna ja Narva vahelisel alal läbi viidud fosforiidi otsingutööde käigus puuritud mitmed uuringupuuraugud andsid olulist teavet kaardilehe idaosa hõlmava Vaivara dislokatsioonide vööndi olemuse mõistmiseks. Ka aastail 1962–1965 Narva fosforiidimaardla uuringute käigus lisandunud uuringupuuraugud ja läbi viidud elektromeerilised uuringud (Lugus ja Gulova, 1966) lisasid sellesse oma kaaluka osa. Vaivara Sinimägedest põhja pool sinisavi avamusalal puuritud puurauk 314 avas tavalise umbes 80 m paksuse sinisavilasundi asemel kuni 120 m paksuse tugevasti deformeeritud sinisavilasundi. Kristalse aluskorra kivimite, mis olid samuti rikkumata, pealispind jäi seejuures piirkonnale iseloomulikule (ca –205 m) tasemele. Ka nii Ediacara (Ülem-Vendi) ajastu terrigeensete kivimite lasundi paksus (ca 120 m) oli alale iseloomulikul tasemel ja rikkumata. R. Vaher jt (1962) oletavad Kirde-Eesti struktuurgeoloogiale pühendatud uurimuses süvarikke olemasolu Narva–Sonda–Kabala joonel. Limuste levikut Läänemeres uurinud H. Kessel (1961) jõuab järeldusele, et Narva ja Pärnu lahes, kus vee soolsus on alla 4 promilli, on valdavaks magedaveelised molluskid.

Enamik ala kohta käivast aluspõhja alasest teabest pärineb Narva fosforiidimaardla otsingute ja uuringutega seotud töedest ning nende käigus puuritud puuraukudest ja tehtud geofüüsikalistest töedest. M. Palo jt (1961) poolt valmib aruanne klindieelses vööndis Tallinna ja Narva vahel aastail 1957–1960 läbi viidud fosforiidide geoloogilistest otsingutöödest, mille tulemusel eraldatakse välja Narva perspektiivala. V. Prokofjev ja S. Dantšenko (1963) poolt aastail 1962–1963 läbi viidud esialgsete geoloogilis-uuringuliste tööde tulemusel eraldatakse välja ka fosforiidivaru Narva maardlas. E. Lugus ja H. Gulova (1966) kinnitavad aastail 1962–1965 Narva fosforiidimaardlas läbi viidud geoloogiliste uuringutööde tulemusel maardla fosforiidivaru. V. Mustjõgi ja H. Gulova (1967) viivad läbi ehituslubjakivide varude arvutamise samas Narva maardlas. V. Rühko (1969) oma aruandes fosforiidimaagi tehnoloogiliste proovide valikust ja uurimisest käsitleb teiste seas ka Narva maardlat. V. Mustjõgi (1973) käsitleb Eesti maavarade maardlate geoloogilise uurituse regionaalülevaate fosfaatsele toormele pühendatud osas ka Narva maardlat.

R. Raudsep (1974) poolt aastail 1972–1973 läbi viidud eeluuringu tulemusel täpsustab Narva maardla fosforiidide tehnoloogilisi omadusi ja varu ning A. Nalivkina jt (1974) eristavad nende tööstuslikke tüüpe. V. Barankin (1976) üritab arvutada uraani orienteeruvat varu Narva fosforiidimaardla diktüoneemakildas.

K. Kajak (1964), uurides Peipsi nõo geoloogiat ja geomorfoloogiat, jõuab järeldusele, et selle nõo absoluutsed kõrgused vähenevad Narva jõeoru suunas. E. Klaamann (1964) mainib Narva 1881. aasta maavärinat kui selle regiooni üht tugevaimat. L. Serebrjannõi (1965) jõuab raadiosüsiniku meetodit rakendades järeldusele, et Litoriaamere transgressioon algas Narva jõe suudmealal 7500 aasta eest, O. Jakubovsky (1966), uurides maakoore vertikaalseid liikumisi, jõuab järeldusele, et Narva-Jõesuus kerkib maakoore kiirusega 0,3 mm aastas ja ta seob seda maakoore olevate murrangutega. L. Martin (1966) kirjeldab Vodava küla juures klindiastringus Kambriumi liivakivis nähtud enam kui 15 m pikkust koobast. E. Varep (1966) mainib Alutaguse maastikke kirjeldades, et Narva jõe tammiga sulgemise tagajärjel on moodustunud 191 km² suurune veehoidla, millest Eesti territooriumile jääb 54 km².

E. Tšeban jt (1976) viivad läbi mineraalvee otsingu Narva-Jõesuus, mille tarvis puuritakse 290 meetri sügavune puurauk F-169. V. Belkina jt (1980) viivad läbi põhjaveevarude ümberarvutamise tegutseval Narva-Jõesuu veehaardel (seisuga 01.01.1979). V. Rahumäe (1982) uurib võimalusi Laagna kruusakarjääri laiendamiseks.

M. Metsur (1985) uurib Laagna maaparandusobjekti ehitusgeoloogiat ja S. Riige (1990) Narva-Jõesuu kuurordi ümbruse kuivendamise võimalusi. I. Tamm (1987) viib läbi Narva jõe suudme lainekaitsemuuli ehitusgeoloogilise uurimise. R. Sinisalu (1994a, 1994b) viib läbi Narva (Kadastiku-II) lubjakivimaardla jääkvaru ja taotletava varu arvutuse.

V. Puura ja R. Vaher (1997) käsitlevad Vaivara Sinimägede ahelikku küll otsmoreenina ja sealseid pangaseid rändpangastena, kuid Narva ümbruse kitsaid joonelisi struktuure käsitlevad nad juba savidiapiiridena. K. Suuroja (2005, 2006, 2008) püstitab oma Põhja-Eesti klindile pühendatud uurimustes hüpoteesi, milles ta põhjendab Sillamäelt Narvani ulatavas Vaivara dislokatsioonide võõndis toimunud purustust, kurrutust ja kerkeliikumisi eelkõige sinisavi voolamisega ulatuslikuma tektoonilise rikkevõõndi piires. Voolama (diapiiristuma) hakkas sinisavi mandriliustiku surve mõjul eelnevalt tektooniliste liikumiste poolt purustatud (tihelõhelise) settekivimite lasundi all. Alalt hiljem üle käinud mandriliustikud kulutasid juba purustatud ja tugevalt lõhelist paekattelisi pangaseid, surusid neid kurdudesse ning kandsid väiksemaid tükke lõuna poole.

Aastail 2007–2009 Sillamäe ja Narva kaardilehe täiendava suuremõõtkavalise (1:50 000) geoloogilise kaardistamise (Suuroja jt, 2008) käigus uuriti Narvani ulatuvat Vaivara dislokatsioonide võõndit detailsemalt umbes 300 kaevandi ning vaatluspunkti ja 10 madalama (kuni 20 m) uuringupuurauguga. T. All ja O. Gromov (2008) viivad läbi elektromeetrilised uuringud Sillamäe ja Narva kaardilehtedel sinisavi kerkealadel ja S. Suuroja jt (2008) Kohtla-Järve, Sillamäe ja Narva kaardilehtede piiresse jääva akvatooriumi geoloogilise uuringu.



Foto 1. Narva jõe Kreenholmi astang.
Photo 1. Narva Waterfall. The escarpment of Kreenholm.



Foto 2. Raudteesild Eesti (paremal) ja Venemaa (vasakul) piiril ning Narva kanjon.
Photo 2. The railway bridge on the border of Estonia (on the right side) and Russia (on the left side), and Narva Canyon.



Foto 3. Kaks kindlust (Hermanni kindlus vasakul ja Ivangorodi kindlus paremal) kahe maailma, Lääne ja Ida, piiril.

Photo. 3. The two citadels (fortress of Hermann – on the left, and fortress of Ivangorod – on the right) on the borderline of the two world – West and East.



Foto 4. Vaade Narvale (vasakul) ja Ivangorodile (paremal).

Photo 4. The view to Narva (on the left) and Ivangorod (on the right).



Foto 5. Vaade Balti Soojuselektrijaamale ja selle jahutusvee kanalile.
Photo 5. The view to the Baltic Power Plant and its cooling water canal.



Foto 6. Balti Soojuselektrijaam.
Photo 6. Baltic Power Plant.



Foto 7. Balti Soojuselektrijaama tuhaplatoo.
Photo 7. Ash plateau of the Baltic Power Plant.



Foto 8. Roheline järv Balti Soojuselektrijaama tuhaplatool.
Photo 8. The Green Lake on the Ash Plateau of the Baltic Power Plant.



Foto 9. Narva Hüdrolektrijaam.
Photo 9. Narva Hydroelectric Station.



Foto 10. Narva kanjon. Paremäl Ivangorodi kindlus.
Photo 10. Narva Canyon. On the right the fortress of Ivangorod.



Foto 11. Narva jõe kuiv säng joast allavoolu.
Photo 11. The dry bed of Narva River downstream of the waterfall.



Foto 12. Vaade Kulgu sadamast Narva jõe tammile.
Photo 12. The view from the Kulgu Harbour to the dam on Narva River.



Foto 13. Hermann kindlus.
Photo 13. Hermann Castle.



Foto 14. Narva raekoda.
Photo 14. The Narva Town Hall.



Foto 15. Äsja taastatud Aleksandri Suurkirik
(ehit. 1881–1884).

*Photo 15. Newly restored Aleksander Church
(1881-1884).*



Foto 16. Viktoria bastion.

Photo 16. Victoria Bastion.



Foto 17. Honor bastion.

Photo 17. Honor Bastion.



Foto 18. Gloria bastion.
Photo 18. Gloria Bastion.



Foto 19. Triumfi bastion.
Photo 19. Triumph Bastion.



Foto 20. Narva veehoidla.
Photo 20. Narva Artificial Lake.



Foto 21. Kadastiku paemurd.
Photo 21. The Kadastiku limestone quarry.



Foto 22. Pähklimägi.

Photo 22. The hillock of Pähklimägi (Nutty Hill).



Foto 23. Veskimägi.

Photo 23. The hillock of Veskimägi (Mill Hill).



Foto 24. Tõrvajõe juga.
Photo 24. Tõrvajõgi Waterfall.



Foto 25. Tõrvajõe kanjon.
Photo 25. Tõrvajõgi Canyon.



Foto 26. Orasoja kanjon.
Photo 26. Orasoja Canyon.



Foto 27. Orasoja juga.
Photo 27. Orasoja Waterfall.



Foto 28. Olgina suurkivi.

Photo 28. The big erratic boulder of Olgina.



Foto 29. Laagna järv kunagises kruusaugus.

Photo 29. Laagna Lake is situated in the former quarry.



Foto 30. Õhuvaade Narva-Jõesuu rannale.

Photo 30. Aerial photograph to the beach at Narva-Jõesuu.



Foto 31. Rand Narva-Jõesuus.

Photo 31. The beach at Narva-Jõesuu.



Foto 32. Narva-Jõesuu.
Photo 32. Narva-Jõesuu.



Foto 33. Narva jõe äärne madalik.
Photo 33. The lowland beside Narva River.



Foto 34. Vaade Alutaguse metsadele ja Balti Soojuselektrijaamale.
Photo. 34. The view to the forests of Alutaguse and Baltic Power Plant.



Foto 35. Vaade Narvale üle Olgina suvilate.
Photo 35. The view to Narva over the summer cottages of Olgina.

1. ALUSPÕHI

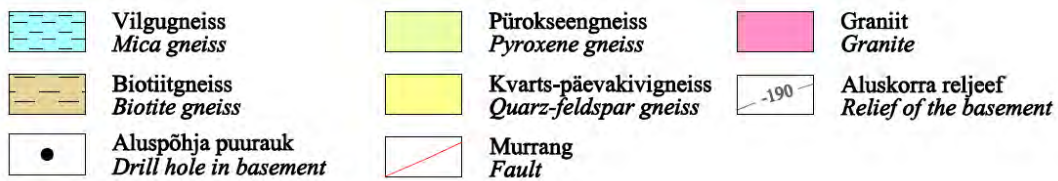
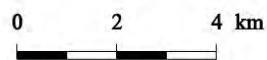
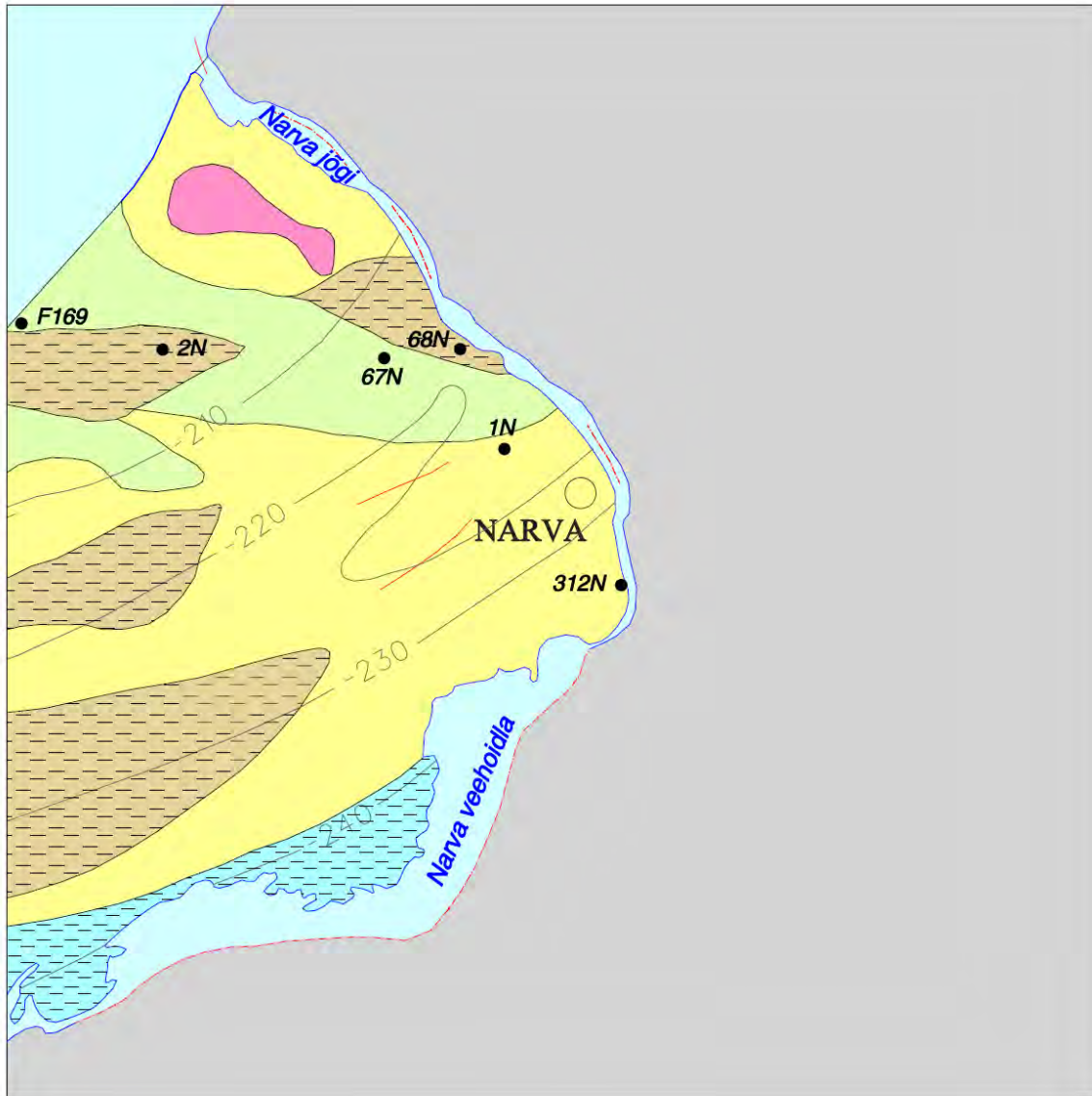
Narva kaardilehe (6534) aluspõhja geoloogiline baaskaart (Eesti baaskaardi mõõtkavas 1:50 000) on originaalkaart ja selle koostamisel on kasutatud nii varasemate suuremõõtkavalise (mõõtkavas 1:50 000) geoloogilise kaardistamise (Stumbur jt, 1960) käigus kogutud materjale. Olulist osa annavad ka fosforiidi otsingu- ja uuringutööde (Palo jt, 1961; Prokofjev ja Dantšenko, 1963; Lugus ja Gulova, 1966; Eskel jt, 1975 jne) käigus rajatud arvukad puuraugud. Lisateavet andsid ka kontrollmarsruutide käigus tehtud ligi 200 vaatluspunkti ja geofüüsikalised mõõdistamised (All ja Gromov, 2008) ning meregeoloogilised uuringud (Suuroja jt, 2008). Võimalust mööda kasutati ka mitmesuguste rakenduslike tööde (kaevude puurimine, ehitusgeoloogilised uuringud, kraavide ja vundamentide kaevamine) käigus kogutud andmestikku. Kaardipildi korrigeerimisel on kasutatud umbes 100 aluspõhja avava puuraugu, millistest 6 avasid ka kristalset aluskorda, andmestikku. Lisaks sellele kasutati ka looduslike (klindiasangud) ja tehislake paljandite (karjäärid, kraavid, vundamendiaugud) uurimisel saadud aluspõhjaalast teavet. Aluspõhja uuritust kaardilehe piires võib lugeda heaks, seda eeskätt tänu rohketele aluspõhja avavatele puuraukudele ning paljanditele. Kuna andmestiku tihedus oli piisav, siis avamusalade piirid joonistati välja üksnes paljandite ja puuraukude andmestiku alusel. Kivimkomplekside litostratigraafiline liigestus põhineb geoloogilise kaardistamise juhendis (Juhend..., 2009) ja selle täiendustes toodud legendile.

1.1. KRISTALNE ALUSKORD

Geostruktuurselt jääb kaardistatav ala Ida-Euroopa kraatoni loodeossa, Ida-Euroopa platvormi loodepiirile Fennoskandia kilbi lõunanõlvale. Struktuursest foonist tulenevalt eristuvad ala geoloogilises ehituses platvormsele alale omaselt kaks struktuurset korrust: alumine – kurrutatud ja graniidistunud tard- ja moondekivimeist **kristalne aluskord** ja ülemine – **settekivimiline pealiskord**. Viimane lasub kristalsel aluskorral enamasti monoklinaalselt väikese (1–3 m km kohta) lõunasuunalise kallakusega.

Narva kaardilehe piires, kus kristalse aluskorra pealispind on tasemel –204 m amp (Meriküla puuraugus F-169) kuni ca –220 m amp (kaardilehe lõunaosas), on puuritud 6 kristalset aluskorda avavat puurauku. Kristalne aluskord, mille kivimid alal küll ei avane, on esindatud Paleoproterosoiliste Orosiri ajastu (ca 1,8 miljardit aastat) vanusega Vaivara kompleksi (Jõhvi struktuurvöönd) kuuluvate moondekivimitega: kvarts-päevakivigneisid, biotiitgneisid ja pürokseengneisid. Kaardilehe kirdeosas leidub vähemal määral ka graniite. Kaardilehe äärmine lõunaosa, kus on valdavaks vilgu- ja alumogneisid, jääb struktuurselt Alutaguse vööndisse.

Kristalse aluskorra kivimid on pindmises osas 10–20 m ulatuses murenenud. Murenemiskoorikus eristuvad murenemise intensiivsuse järgi kolm astet: III aste – tugevasti murenenud kivimid ehk mille puhul kõik kivimitmoodustavad mineraalid peale kvartsi on asendunud savimineraalidega ja kivimi primaarsed tekstuudid ei ole jälgitavad; II aste – keskmiselt murenenud kivimid ehk mille puhul enamik kivimitmoodustavatest mineraalidest peale kvartsi ja K-päevakivi on asendunud savimineraalidega, kuid primaarsed tekstuudid on jälgitavad; I aste – nõrgalt murenenud kivimid ehk mille puhul kivimitmoodustavatest mineraalidest ka tumedad mineraalid ja plagioklassid on vaid osaliselt murenenud.



Joonis 1.1. Kristalse aluskorra skemaatiline kaart.

Figure 1.1. Schematic map of the crystalline basement.

Tabel 1.1. Narva (6534) kaardilehe mõningate kristalse aluskorra kivimite keemiline koostis (kaalu %).
Table 1.1. Chemical composition of the crystalline basement rocks of the Narva (6534) mapping area (wt %).

Kivim	GNBPGG	GRCEEN	GNPXAM	GNQF	GRPG	GNBP
Puurauk	F-169	F-169	F-169	1N	1N	2N
Proovi sügavus (m)	219,7	235,8	251,0	247,5	262,0	260,2
SiO ₂	61,66	64,66	50,86	71,73	68,12	62,40
TiO ₂	0,81	0,74	0,95	0,32	<0,1	0,84
Al ₂ O ₃	14,70	14,23	11,82	13,16	16,33	15,52
Fe ₂ O ₃	2,06	2,24	1,82	1,78	1,02	3,06
FeO	5,89	4,38	8,33	4,01	2,04	4,81
MnO	0,10	0,10	0,17	0,85	0,03	0,08
MgO	3,65	2,48	11,96	1,74	1,00	3,76
CaO	5,12	6,04	8,93	3,21	1,39	3,68
Na ₂ O	1,92	1,64	0,60	1,97	2,85	3,23
K ₂ O	2,10	1,65	1,88	1,24	8,00	2,32
P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,24	0,06	-	-
S _{total}	0,10	<0,1	0,12	<0,1	-	-
L.O.I.	1,35	0,82	1,87	0,39	-	-
Summa	99,62	99,12	99,55	100,46	100,78	99,70
Fe ₂ O _{3total}	8,60	7,11	11,07	6,24	3,29	8,40

GNBPGG – biitiit-plagioklassgneiss granaadiga (*biotite plagioclase gneiss with garnet*); GRCEEN – enderbiit (*enderbite*); GNPXAM – pürokseengneiss amfibooliga (*pyroxene gneiss with amphibole*); GNQF – kvarts-päevakivigneiss (*quartz-feldspar gneiss*); GRPG – graniit, pegmatoid (*granite, pegmatoid*); GNBP – biitiit-plagioklassgneiss (*biotite plagioclase gneiss*).

1.2. SETTEKIVIMILINE PEALISKORD

Settekivimilise pealiskorra formeerumine algas kaardistataval alal, nii nagu ülejäänud Eestiski, Neoproterosoikumis Ediacara ajastu teisel poolel ca 600 mln aasta eest ehk siis kui idast (tänapäevases mõistes) pealetungiv meri alani jõudis. Settekivimeist pealiskord lasub kristalse aluskorra kivimitel suure (ca 800 mln aastat) ajalise lünga ja põiksusega. Settekivimilise pealiskorra paksus suureneb ala põhjaosa ca 180 meetrilt ligi 240 meetrini ala lõunapiiril. Settekivimilise pealiskorra struktuurid jälgivad enamasti kristalse aluskorra pealispinna reljeefi ja suuri kõrvalekaldeid sellest ei ole.

1.2.1. Vendi kompleks (Ediacara ladestu)

Vendi kompleksi (Ülem-Vendi ehk **Ediacara ladestu**) Kotlini lademe purdkivimid (savid, aleuroliidid, liivakivid) ala piires üldjuhul maismaal ega merepõhjas ei avane, küll aga kitsa vööndina Voka ürgoru põhjas. Vendi setendid lasuvad transgressiivselt kirdesse түseneva 110–120 m paksuse lasundina kristalse aluskorra murenemiskoorikul. Vendi kompleksis on eristatud kolme kihistut (alt üles): Gdovi, Kotlini ja Voronka. Esimeses ja viimases neist on valdavaks nõrgalt tsementeerunud peenteralised liivakivid, keskmises – aleuriitsed savid (Mens ja Pirrus, 1997).

Gdovi kihistu (V_{2gd}) paksus alal on 50–60 m ja see suureneb enamasti edelast kirdesse. Kihistu alumisel piiril on suhteliselt õhuke kiht (0–2 m) eriteralist liivakivi, graveliiti, peenkonglomeraati või mikstoliiti – **Oru kihistik**. **Moldova kihistik** (15–20 m) hõlmab enamiku Gdovi kihistu alaosast ja koosneb pisi- kuni keskteralisest, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud, kollakas- kuni pruunikashallist liivakivist. **Uusküla kihistik** hõlmab põhiosa Gdovi kihistust ehk 30–40 m selle ülaosast. Kihistu koosseisus vahelduvad enamasti õhukese- kuni keskkihiliselt kollakaspruun liivakivi kirjuvärvilise (punakaspruun, kollakate ja rohekashallide laikudega) aleuroliidi ja savika aleuroliidiga.

Kotlini kihistu (V_{2kt}), mille paksus alal on 30–40 m, eristub Vendi kompleksi keskosas nn laminariitsavi lasundina. Enamiku (kuni 35 m) kihistust hõlmab Meriküla kihistik, mille stratotüüp asub kaardistatava alla loodeosas (Meriküla puurauk F-169). Selle puuraugu detailsem kirjeldus on ära toodud käesoleva seletuskirja lisas. **Meriküla kihistik** koosneb enamasti rohekashallist õhukesekihilisest aleuriitsavist või savikast aleuroliidist, milles on halli kuni kollakaspruuni liivakivi või aleuroliidi õhukesi (alla 10 cm) vahekihte. Viimastest võib leida kollakaspruuni sideriidi väikeseid (kuni 1 cm läbimõõdus) mugulaid ja läätsi ning orgaanilise aine, nn laminariidi kilesid. Kihistu basaalses osas eristub umbes 5 m paksune **Jaama kihistik** (kuni 5 m), kus hallid aleuroliidid vahelduvad õhukesekihiliselt aleuriitse saviga. Kivimis on nii sideriitseid kui ka laminariitseid kilesid. Viimased on esimeseks ja ühtlasi ka vanimaks orgaanika ilminguks Eesti aluspõhja läbilõikes.

Voronka kihistu (V_{2vr}) paksus alal on 15–20 m. Voronka kihistus on eristatavad kaks eriilmelist kihistikku: alumine – Sirgala (V_{2vrS}) ja ülemine – Kannuka (V_{2vrK}). **Sirgala kihistiku** paksus on 8–15 m ja see koosneb nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud pisi- kuni peenteralisest helehallist kvartslüivakivist rohkete kirjuvärvilise (kollakashall kuni punakaspruun) aleuroliidi ja aleuriitsavi vahekihtidega. **Kannuka kihistik** (paksus umbes 10 m) on kivimiliselt väljapeetum ja see koosneb valdavalt nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud pisi- kuni peenteralisest helehallist kvartslüivakivist.

1.2.2. Kambriumi ladestu

Kambriumi ladestu on alal esindatud valdavalt Alam-Kambriumi ladestiku purdkivimitega (savi, aleuroliit, liivakivi). Ladestu avamusala hõlmab klindiasangust põhja poole jääva umbes 40 km²-se kolmnurkse ala kaardilehe maismaa-ala loodeosas ja ka akvatooriumialune merepõhi kuulub Kambriumi

ladestu avamusalale. Ulatusliku Tiidusoo sinisavi kerkeala piires ja mitmel pool sellega külgnevatel aladel on diapiire moodustava Alam-Kambriumi sinisavi, kohati ka liivakivi, avamusi. Kambriumi ladestu paksus alal on 80–ca 120 m.

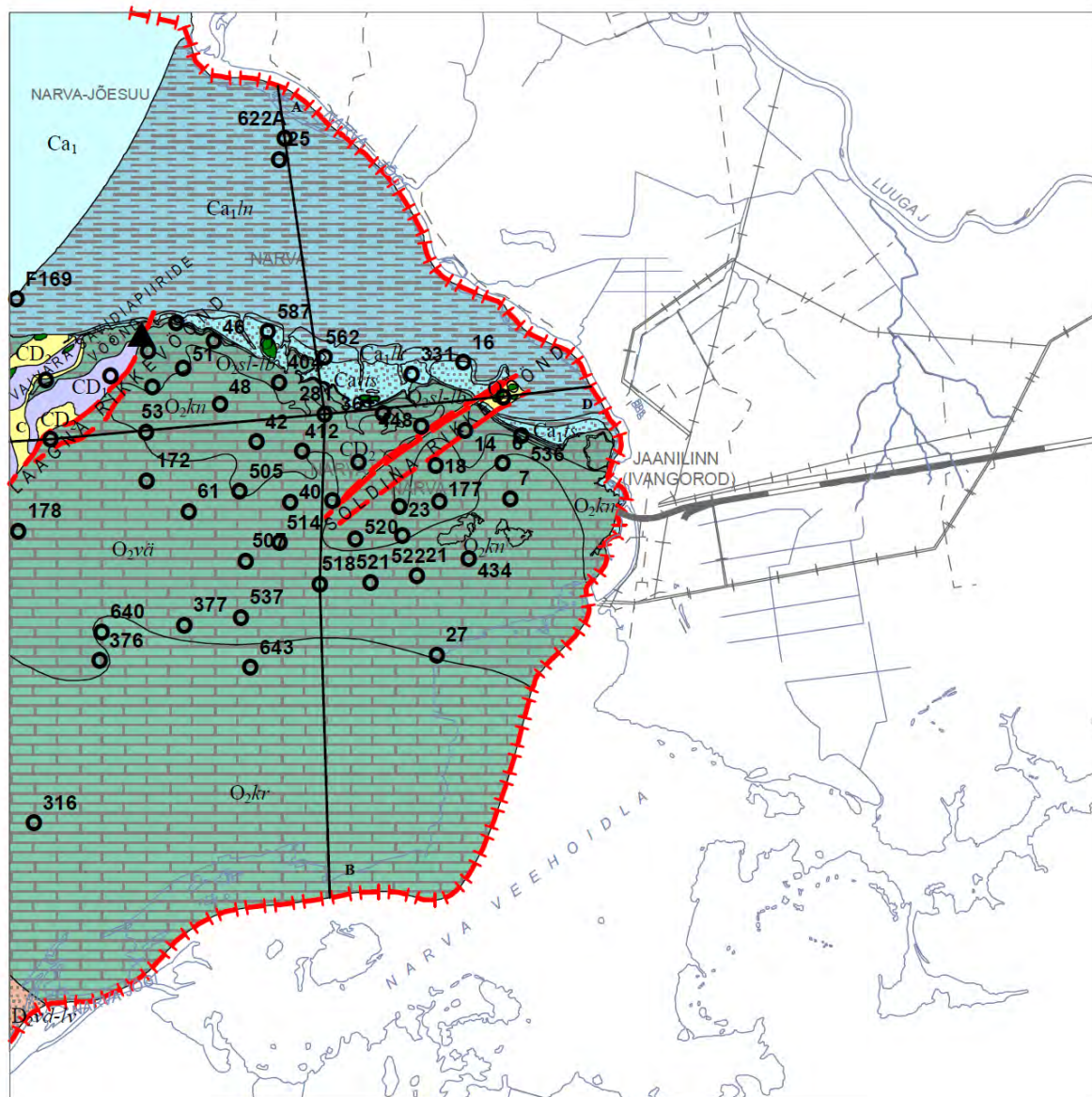
Alam-Kambriumi ladestiku paksus alal on samuti 80–ca 120 m. Mõlemad näitajad on seotud sinisavi kerkealadega, sest paksenenud sinisavi lasundiga aladega käivad kahtlematult kaasas ka alad, kus nende paksus on kahanenud. Normaallasuvusega alal on ladestikus eristatavad kolm kihistikku (alt üles): Lontova, Lükati ja Tiskre. Vanuseliselt kuulub Lontova kihistu samanimelisse lademesse ja Lükati ning Tiskre kihistu Dominopoli lademesse.

Lontova kihistu (Ca_1ln), mis moodustab valdava osa sinisavilasundist, on alal 70–ca 100 m paksune. Ei ole teada, kui paks on sinisavilasund Tiidusoo kerkealal, sest seal sinisavilasundit läbivad puuraugud puuduvad ja maksimaalne paksus on tuletatud analoogiast lääne pool Sillamäe kaardilehel asuva puurauguga nr 314. Nii mini- kui maksimaalsete paksuste juures on siingi mänginud olulist osa sinisavi voolamine (diapiiristumine). Lontova kihistu avamusala piirdub Narva jõe ja klindiasangu vahelise sajakonna ruutkilomeetriga. Sinisavi on valdavalt rohekashall, kohati ka kirjuväriline (rohekashall, violetsete ja punakaspruunide laikudega), argilliidilaadne aleuriidikas savi. Tasemeti on selles vähesel määral pisiteralist kvartsliaiva. Kihistus on savi liivasisalduse järgi eristatud kolme kihistikku (alt üles): Sämi, Mahu ja Kestla. Lontova kihistu stratigraafilisel piiritlemisel on põhiliseks tunnuseks rõngasusside (*Platysolenites antiquissimus*) kitiinsete kodade ja püriidistunud roomamisjälgedega (püriitsed käigud) esinemine. **Sämi kihistik** (paksus 10–15 m) on esindatud rohekashalli õhukesekihilise aleuriitse saviga – sinisaviga, milles on, eriti ülemise piiri läheduses, glaukoniiti sisaldava kvartsliaivakivi vahekihte. **Mahu kihistikule** (20–25 m) on iseloomulik rohekashall kuni kirjuväriline aleuriitne savi – sinisavi, mis sisaldab kohati vähesel määral pisiteralist kvartsliaiva. **Kestla kihistik** (30–35 m) on esindatud eelkõige sinisaviga, st valdavalt rohekashalli aleuriidika argilliidilaadse saviga.

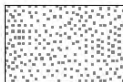
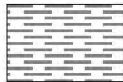
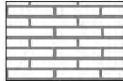
Lükati kihistu (Ca_1lk) (5–10 m) kivimid avanevad enamasti kitsa vööndina klindiasangu jalamil või veidi laiema (sadakond meetrit) ribana Peeteristist ida pool Kambriumi terrassi jalamil. Sarnaselt Lontova sinisaviga osaleb ka Lükati sinisavi Vaivara dislokatsioonide vööndis sinisavist kergete moodustamisel (foto 1.3.). Lükati kihistu on esindatud enamasti rohekashalli aleuriitsaviga (sinisavi), milles on glaukoniiti sisaldava tugevasti tsementeerunud kvartsliaivakivi (Lükati liivakivi) vahekihte. Kihistu diagnostiliseks tunnuseks on kivimiliste iseärasuste kõrval foraminifeeri *Volborthella tenuis* koonusjad mõne millimeetrise läbimõõduga kojad. Kihistu alumisel piiril on enamasti õhuke (5–10 cm) fosfaatse liivakivi veeristest basaalkonglomeraadi kiht. Sinisavilasund, st Lontova ja Lükati kihistu, on kindlaim veepide Põhja-Eestis.

Tiskre kihistu (Ca_1ts) (10–15 m) avaneb enamasti klindiasangu keskosas ja Kambriumi terrassil. Ta koosneb enamasti ühetaolisest hele- kuni kollakashallist jämeteralisest kvartsaleuroliidist või pisiteralisest kvartsliaivakivist. Nii ühes kui teises võib kohata, seda eriti kihistu alaosas (Kakumäe kihistik), rohekashalli glaukoniiti sisaldava peliitse aleuroliidi vahekihte. Narva jõeoru paljandis ja selle lähikonna puuraukudes on Tiskre liivakivi värvunud kollakaks või siis intensiivsete punakaspruunide laikudega (foto 1.2.).

Ülem-Kambriumi ladestik on Kambriumi ladestu ülaosas välja eraldatud biostratigraafiliste tunnuste alusel ja kivimilist muutust sellel tasemel ei toimu ning seetõttu on litoloogiliste tunnuste alusel selle väljaeraldamine võimatu. Ka biostratigraafiliselt hästi uuritud läbilõikeid kaardistataval alal ei ole (Mens ja Pirrus, 1997). K. Mens ja E. Pirrus (1997) on sellel alal tinglikult Ülem-Kambriumis kuuluvaks lugenud varemalt Alam-Ordoviitsiumisse kuulunud, puudulikuliste brahhiopoodide (ooboluste) kojapoolmeid ja nende purdu sisaldava liivakivilasundi alaosa (kuni 1 m Kallavere kihistu alaosast).



0 1 2 3 4 km

- 
 Kambriumi ja Ordoviitsiumi liivakivid ning argilliit
Argillite and sandstones of the Cambrian and Ordovician
- 
 Kambriumi sinisavid
Blue clays of the Cambrian
- 
 Ordoviitsiumi lubjakivid
Limestones of the Ordovician

Joonis 1.2. Narva lehe aluspõhja skemaatiline kaart.
 Figure 1.2. The schematic map of bedrock of Narva sheet.

1.2.3. Ordoviitsiumi ladestu

Valdavalt karbonaatkivimitega esindatud Ordoviitsiumi ladestu avamus hõlmab kaardistataval alal klindiasangust lõunasse jääva ala. Ladestu paksus suureneb klindiplatoo äärselt 5–10 meetrit kuni 50 meetrini ala lõunapiiril. Ordoviitsiumi ladestus on valdavaks lubjakivi ja üksnes 3–5 m lasundi alaosast kuulub glaukoniit- ja oobolusliivakivile ning diktüoneemakildale.

Alam-Ordoviitsiumi ladestiku paksus alal on 3–5 m ja see jaotub kolme lademe (Pakerordi, Varangu ja Hunnebergi) vahel. Nende piires on omakorda eristatud 3 kihistut – Kallavere, Türisalu ja Leetse. Ala lõunaosas Türisalu ja Varangu kihistik puuduvad. Ladestiku avamus piirdub enamasti klindiasangu ja Narva kanjoniga.

Kallavere kihistu (Ca_3-O_1kl), paksusega 2–3 m, koosneb puudulukuliste brahhiopoodide (ooboluste) kojapoolmeid ja nende purdu sisaldavast, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud peeneteralisest kvartslivakivist. See lasund on tuntud ka **oobolusliivakivi** või **fosforiidilasundi** nime all. Kihistu alumisel piiril on sageli ooboluskonglomeraat, st rohkesti terveid kojapoolmeid sisaldav oobolusliivakivi. Narva jõeoru paljandis ja ka selle lähikonna puuraukudes on kogu Kallavere kihistu kuni 3 m paksune oobolusliivakivi lasund tugevalt tsementeerunud ja intensiivse punakaspruuni värvusega. Sellise, väga eriilmelise Pakerordi lademe oobolusliivakivi lasundi võiks nimetada **Jõeoru kihistikuks**, ja seda Narva jõeorus olevate paljandite järgi, milles paljandub umbes 3 meetrine kiht punakaspruuni tugevalt tsementeerunud oobolusliivakivi (foto 1.4.).

Orasoja kihistik (0–3 m) koosneb valdavalt nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud peen- kuni keskmiseteralisest oobolusliivakivist, milles on diktüoneemakilda kilesid ja õhukesi (1–3 cm) vahekihte. Orasoja liivakivi paistab silma vilgu (muskoviit) kõrge (kuni 10%) sisalduse poolest. Orasoja kihistiku tüüppaljand asub Orasoja kanjonis (foto 1.5.).

Türisalu kihistu (O_1tr), mille paksus alal on 1–1,5 m, on esindatud tumepruuni kerogeense ehk graptoliitse argilliidiga, mida rahvakeeles ka diktüoneemakildaks kutsutakse. Kihistu paksus suureneb lõunast põhja suunas.

Leetse kihistu (O_1lt) kuulub Hunnebergi lademesse ja selle paksus alal on 0,2–0,9 m. Kihistu koosneb hallikasrohelistest peeneteralisest aleuriidikast nõrgalt tsementeerunud glaukoniitliivakivist. Lisaks glaukoniidile, mida glaukoniitliivakivis on enamasti üle 60%, on selles veel kvartsi (10–20%), vilke (10–20%) ja lubi- või dolomiitset tsementi. Kihistus on eristatavad 2 kihistikku (alt üles): Iru ja Mäeküla. Valdav osa kihistust (kuni 80%) kuulub alumisse, glaukoniitliivakivist koosnevasse **Iru kihistikku**. Kihistu ülaosas on õhuke (0,2–0,3 m) **Mäeküla kihistik**, mis on esindatud glaukoniitse lubiliivakiviga kuni liivalubjakiviga ja erineb esimesest eelkõige karbonaatse tsemendi ja sellest tuleneva suurema kõvaduse poolest. Piir kihistike vahel on üleminekuline.

Kesk-Ordoviitsiumi ladestiku, mis alal on esindatud 6 lademe (Billingeni, Volhovi, Kunda, Aseri, Lasnamäe ja Uhaku) 6 kihistikuga (Toila, Sillaoru, Loobu, Aseri, Vao ja Kõrgekalda), paksus on 35–40 m. Ladestiku avamus hõlmab enamiku ala maismaast.

Toila kihistu (O_2tl) (2,5–3,0 m) kivimiks on enamasti rohekashall glaukoniiti sisaldav lubjakivi, mis sageli on dolomiidistunud. Sillamäe meridiaanist ida pool on Toila kihistu paekivi kirjuvärviline (punakaspruunide ja kollaste laikudega. Selline Toila kihistu paekivi kannab Sillamäest ida pool **Tõrvajõe kihistu** nime. Eriti intensiivselt on see lubjakivi värvunud tektooniliste rikete piirkonnas ja Narva jõeorus. Kihistus eristub 4 kihistikku (alt üles): Päite (0,6–1,2 m), Saka (0,6–1,0 m), Telinõmme (0,6–0,8 m) ja Kalvi (0,3–0,5 m). **Päite kihistik** kuulub Billingeni lademesse ja koosneb enamasti rohekashallist kuni kirjuvärvilisest (Tõrvajõe kihistu) pisi- kuni peenkristalsest keskmise- kuni õhukesekihilisest glaukoniiti sisaldavast lubjakivist. Kihistiku alaosas on kohati 1–2 õhemat rohekashalli glaukoniiti sisaldava savimergli kihti. Kihistiku lael on väga ulatusliku levikuga nn püstakikiht – 5–7 cm

sügavuste 2–3 cm läbimõõduga amforalaadsete süvenditega katkestuspind. Süvendid on täidetud tumerohelise glaukoniitlubjakiviga. **Saka kihistik** koosneb tugevalt dolomiidistunud rohekashallist peenkuni keskmisekristalsest keskmise- kuni paksukihilisest peenkristalset glaukoniiti sisaldavast lubjakivist. **Telinõmme kihistik** koosneb rohekashallist, õhukeselt kuni keskmiselt lainjaskihilisest, tasemeti peent glaukoniiti sisaldavast pisikristalsest lubjakivist, mis võib kohati olla ka dolomiidistunud. Vokast ida pool, ehk seal kus Volhovi lademe lubjakivi on kirjuväriline, kannab Telinõmme kihistik **Künnapõhja kihistiku** nime (foto 1.6. ja 1.7.). **Kalvi kihistik** koosneb rohekashallist nõrgalt savikast keskmise- kuni paksukihilisest, peeneteralist glaukoniiti sisaldavast lubjakivist, mis sisaldab kohati ka götiitseid oide.

Sillaoru kihistu (O_{2sl}) (0,4–0,5 m) kivimiks on enamasti hallikas violetsete ja punakaspruunide hajusate laikudega õhukese- kuni keskkihiline detriidikas raudooide sisaldav keskmiselt kuni tugevalt savikas lubjakivi. Kivim on paiguti dolomiidistunud ja limoniitse impregnatsiooniga lainjate katkestuspindadega. Kihistu alumist piiri markeerib samuti limoniitne katkestuspind. Sillaoru kihistu alumine osa (**Pada kihistik** 0,2–0,3 m) kuulub Volhovi lademesse, ülemine (**Voka kihistik** 0,2–0,3 m) Kunda lademesse. Voka kihistiku lubjakivi on üldjoontes Pada kihistiku sarnasest lubjakivist savikam. Ka Sillaoru kihistu vääriks Sillamäest ida pool, ehk seal kus see on kirjuväriline, uut ja ajakohast nime.

Loobu kihistu (O_{2lb}) (7,0–8,0 m), mis kuulub enamasti Kunda lademesse, vääriks sellel alal, see tähendab ida pool Sillamäed ehk alal, kus ta on kirjuväriline (hall violetsete ja punakaspruunide laikudega), kandma uut ja ajakohast nime, näiteks Tünnerküla, ja seda Tünnerküla kanjonis oleva paljandi järgi. Kihistu eristub üldiselt raudooide sisaldavate kihistute (Aseri ja Sillaoru) vahelise puhtama lubjakivi lasundina. Kihistu avamus hõlmab enamasti klindiasangu ülemise osa ja kohati ka kitsa ribana selleäärse ala. Loobu kihistu ülaosa lubjakivi (kuni 2 m) sisaldab hajusalt väikeseid raudooide ja selle põhjal on siin käibelolevas litostratigraafilises skeemis eristatud **Napa kihistik**. Viimase piirid on üleminekulised ja raskesti eristatavad ning seetõttu ei ole uuritud puuraukude läbilõigetes seda enamasti ka välja eraldatud. Loobu kihistule, eriti selle ülaosale, on iseloomulik kohati massiline peajalgsete limuste (nautiloidide) kodade valatiste esinemine. Loobu kihistus glaukoniidi sisalduse järgi Valgejõe (glaukoniidita) ja Utria (glaukoniiti sisaldav) kihistiku väljaeraldamine on samuti raske. Ka Loobu kihistu on ida pool Sillamäed ja tektooniliste rikete piirkonnas kirjuväriline, kuid sobivat nime sellele erimile ei ole veel leitud.

Kandle kihistu (O_{2kn}), mis ajalisel vastab Aseri lademele ja mida enamasti on käsitletud **Aseri kihistuna**, paksus alal on enamasti üle 3 m. Kihistu avamus hõlmab enamasti paeplatoo äärses alal Peeterri ja Narva vahemikus. Kivimiks on keskmise- kuni paksukihiline, pisi- kuni mikrokristalne, raudooide sisaldav nõrgalt kuni keskmiselt savikas lubjakivi. Kihistu alumisel piiril on tugeva fosfaatse impregnatsiooniga 5–7 cm sügavuste taskutega kahekordne katkestuspind. Ka Kandle kihistu paekivi on ida pool Sillamäed ja tektooniliste rikete piirkonnas kirjuväriline, kuid laigud ei ole mitte sedavõrd intensiivsed kui temast allapoole jäävatel Loobu ja Toila kihistu paekividel.

Väo kihistu ($O_{2v\ddot{a}}$) kuulub Lasnamäe lademesse ja selle paksus alal on tavapäraselt 8–9 m. Kihistu on valdavalt esindatud detriitja kuni detriitse, pisi- kuni mikrokristalse, keskmise- kuni paksukihilise, harvu merglikelmeid ja stüloliitpindu sisaldava kõva valkjashalli lubjakiviga, milles on kohati hajusaid punavärvilisi laike. Kihistus on hulganisti (üle 20) nõrga fosfaatse impregnatsiooniga lainjaid katkestuspindu. Lasnamäe lubjakivile on iseloomulikud 5–10 cm pikkused 1–2 cm läbimõõduga vertikaalsed ussikäigud. Värskest on need tumehallid, kuid porsudes muutuvad punakaspruuniks. Lasnamäe lademe paelasundit on ida pool Sillamäed ehk seal kus ta on kirjuväriline (hall hajusate violetsete, punakaspruunide ja kollaste laikudega), hakatud kutsuma **Kadastiku lubjakiviks**. Viimast Narva külje all asuva Kadastiku paemurru järgi, kust seda kivimit Narva linna ehitiste tarvis on murtud.

Kõrgekalda kihistu (O_{2kr}), mille paksus on kuni 15 m, kuulub täies ulatuses Uhaku lademesse. Kihistu paksus suureneb läänest itta ja selle avamus hõlmab 5–7 km laiuse vöö kaardistatud ala lõunaosas

Narva veehoidlast põhja pool. Kihistu lubjakivid eristuvad nii lamamist kui lasumist suurema savikuse poolest. Kihistu ülaosa sisaldab kukersiidi ja kukersiitse mergli vahekihte.

Kihistus eristuvad kolm kihistikku (alt üles): Koljala, Pärtlioru ja Erra. **Koljala kihistiku**, kus merglikelmetega savikas lubjakivi vaheldub puhtama lubjakiviga, paksus on 3–4 m. **Pärtlioru kihistik** (paksus on 4–5 m) on eelmisega võrreldes oluliselt savikam ja selles ilmutab end kukersiit. Kukersiitsete kihtide (a, b) summaarne paksus küünib 1 meetrini. **Erra kihistiku** paksus alal on 4–6 m. Kukersiitset kihid (c, d, g, h, k, l, m₁₋₂, n) on siin vähem savikad ja nende summaarne paksus võib küündida kuni 1 meetrini. Kihistu alumiseks piiriks on katkestuspindade kompleksi ülalt esimene pind, millest allpool lubjakivis roheka mergli kihte enam ei ole.

1.2.4. Devoni ladestu

Devoni ladestu, mis on esindatud Kesk-Devoni ladestiku valdavalt karbonaatsete kivimitega, leviala kaardilehel piirub ca 1 km²-ga ala edelanurgas. Devoni kivimid lasuvad väikese põiksusega Devonieelsel ajal kulutatud Kesk-Ordoviitsiumi Kõrgekalda kihistu lubjakivi pinnal paari meetri paksuse lasundina. Devon ladestu on siin esindatud Kesk-Devoni Eifeli ladejärgu Narva lademe Vadja kihistu kuni 10 m paksuse eriilmelise paelasundiga.

1.3. ALUSPÕHJA RELJEEFIST JA STRUKTUURIDEST

Aluspõhja reljeefi kaardi aluseks on olnud varasem (Stumbur jt, 1960) samamõõtkavaline (1:50 000) aluspõhja reljeefi kaart, mida on siis täiendatud hilisemate geoloogiliste tööde käigus (põhiliselt fosforiidi otsingute- ja uuringutööd) kogutud informatsiooniga. Lisaks sellele kontrolliti varasemate reljeefipunktide sobivust kontrollmarsruutide käigus fikseeritud ligi 300 andmepunktiga. Akvatooriumiosa kohta koostatud aluspõhja reljeefi kaart põhineb täielikult käesolevate kaardistustööde käigus kogutud materjalil (Suuroja jt, 2008).

Aluspõhja reljeefi iseloomu poolest jaguneb ala kaheks. Kaardilehe lõunaosa hõlmab Põhja-Eesti lavamaa Viru paeplato Vaivara klindiplato koos seda põhjast ääristava Balti klindi Kambriumi-Ordoviitsiumi astanguga. **Vaivara klindiplato**, mille põhjaosa on tasemel 25–30 m ümp, hõlmab ca 12 kilomeetri pikkuse lõigu Viru paeplatoost Peeterristi ja Narva vahemikus. Ala loodenurgas kerkivad 40 m ümp ületavale tasemele Sõmerkald (47 m ümp) ja Laagna paekattelised pangaskerked (45 m ümp). Vodava ja Olgina vahemiku umbes 10 kilomeetrise lõigul eristub Balti klindi Ordoviitsiumi (paekivi) astangu ees tasemel umbes 10 m ümp kuni 1 km laiusena ja kümnekonna meetri kõrgusena ning laugenõlvalisena ka Kambriumi terrass. Viimase ees eristub sügavalt kvaternaarse liivade alla mattunult tasemel keskmiselt ca 10 m amp 5–10 km laiusena **Kudruküla terrass**. Tavapärasest klindiesist madalikkude alal praktiliselt ei ole ja klindiasangu ees merepõhjas on 0,5–1 km laiune põhja suunas süvenev (0–10 m amp) sinisavi avamusala. Narva-Jõesuust loode pool merepõhjas süveneb aluspõhja pealispind kuni tasemeni 40–60 m amp ala põhjapiiril.

Enamik kaardilehe piires jälgitavaist geoloogilistest struktuuridest on seotud Vaivara dislokatsioonide vööndiga, mis hõlmab kuni 5 km laiuse ja 15 km pikkuse ida-lääne sihiliselt kulgeva vööndi, millest enamik jääb lõuna poole Balti klindi Ordoviitsiumi astangut. Dislokatsioonide vöönd jätkub ilmselt ka põhja pool seda astangut, kuid seal on nad enamasti mattunud ega ole olnud seetõttu uurimiseks kättesaadavad. Selle piires on eristatud järgmised sinisavi kerkevööndid: Laagna, Kivissaare, Tiidusoo,

Tünnerküla ja Soldina. Nende vahel eristuvad omakorda järgmised pangaskerked või -saared: Laagna, Sõmerkald, Kivissaare, Vooremäe, Tünnerküla ja Pähklmäe.

Laagna sinisavi kerkevöönd (diapiir) on justkui Pimestiku–Suurniidu kerkevööndi jätkuks. See pöördub viimasest ära põhja suunas kuni 1,5 km Laagna külast lääne pool Laagna oja joonelt. Põhja poole sinisavi kerkeala kitseneb ja jaguneb kaheks: põhja suunas piki Laagna oja kulgevaks 200–300 m laiuseks ja kuni 2 km pikkuseks **Laagna sinisavi kerkevööndi** otseseks jätkuks ning loogeldes kirdesse suunduvaks kuni 2,5 km pikkuseks ja 1 km laiuseks **Kivissaare kerkevööndiks**. Viimane on eriti huvitav selle poolest, et jaguneb kaheks: 200–500 m laiuseks kagupoolseks ja 300–600 m laiuseks loodepoolseks haruks. Kui kagupoolse harus on valdavaks diapiiristunud sinisavi, milles on ka üksikuid kuni sajakonna meetrise läbimõduga pae- ja liivakivi pangaseid, siis Meriküla hiidpangasega piirnevas loodepoolses harus on valdavaks liivakivi pangased.

Sõmerkald pangaskerge ja Kivissaare pangassaar on mõlemad kolmnurkse põhiplaaniga ja need hõlmavad Kivissaare ja Tiidusoo kerkevööndi vahelise 0,2–1 km laiuse edela–kirde sihilise vööndi. Paelasund, millel avaneb enamasti Kunda lademe lubjakivi, on neil pangastel tihelõheline. **Sõmerkald pangaskerke (hiidpangase)**(ca 0,2 km²; laius ca 0,3 km ja pikkus ca 1,2 km) paelasundil, mis pangase tipmises osas kerkib kuni tasemeni 45 m ümp, on väike (kuni 10°) lõunasuunaline kallakus ja seda ääristab loodest kuni 15 m kõrgune osaliselt paljanduv klindias tang (foto 1.14.). Kui arvesse võtta seda, et Vaivara klindiplatoo pealispind on ümbrisalal enamasti tasemel 30 m ümp, siis võiks kerke amplituudiks lugeda umbes 15 m.

Kivissaare pangassaare (ca 0,8 km²; laius ca 0,7 km ja pikkus ca 2 km) paeplatoo on ümbrisalaga umbes samal tasemel (u 30 m ümp) ja märgatavat kallakust ei oma, millest omakorda võib teha järelduse, et ta ei ole ka märgatavaid tõusu- ja vajumisliikumisi üle elanud. Põhjakaarest ääristab pangassaart kuni 1,5 km ulatuses 20 m kõrgune klindias tang. Ülejäänud Vaivara klindiplatoo, mis on siinmail enamasti tasemel 30–32 m ümp, eraldab Kivissaare pangast Orasoja kanjon (u 0,5 km pikk ja suudmes ligi 20 m sügav) (foto 1.13.). Kanjoni seinas paljanduv diktüoneemakilda vahekihtidega oobolusliivakivi on Alam-Ordoviitsiumi Pakerordi lademe Kallavere kihistusse kuuluva Orasoja kihistiku tüüppaljandiks (foto 1.5).

Tiidusoo sinisavi kerkevöönd (diapiir) on umbes 3,5 km pikk ja kuni 1 km lai ning see kulgeb kergelt loogeldes Vaivara klindiplatoo ja Sõmerkald ning Kivissaare pangakergete vahelisel alal Laagna külast üle Puhkova kuni Vodava küalani (fotod 1.13. ja 1.14.). Otse õhukese pinnasekihi alla avaneva diapiiristunud sinisavilasundi kihid on 0–90° kaldu. Laagna mõisast põhja ja loode pool on kerkealadel valdavaks liivakivi (nii Alam-Ordoviitsiumi kui Alam-Kambriumi) pangased, kuid nende seas on ka lubjakivi pangased. Vaivara klindiplatoo paelava on Laagna mõisa kohal umbes 1,5 kuni 15 m kerkinud (30 m-lt kuni 45 m-ni ümp), moodustades **Laagna pangaskerke** (foto 1.13.).

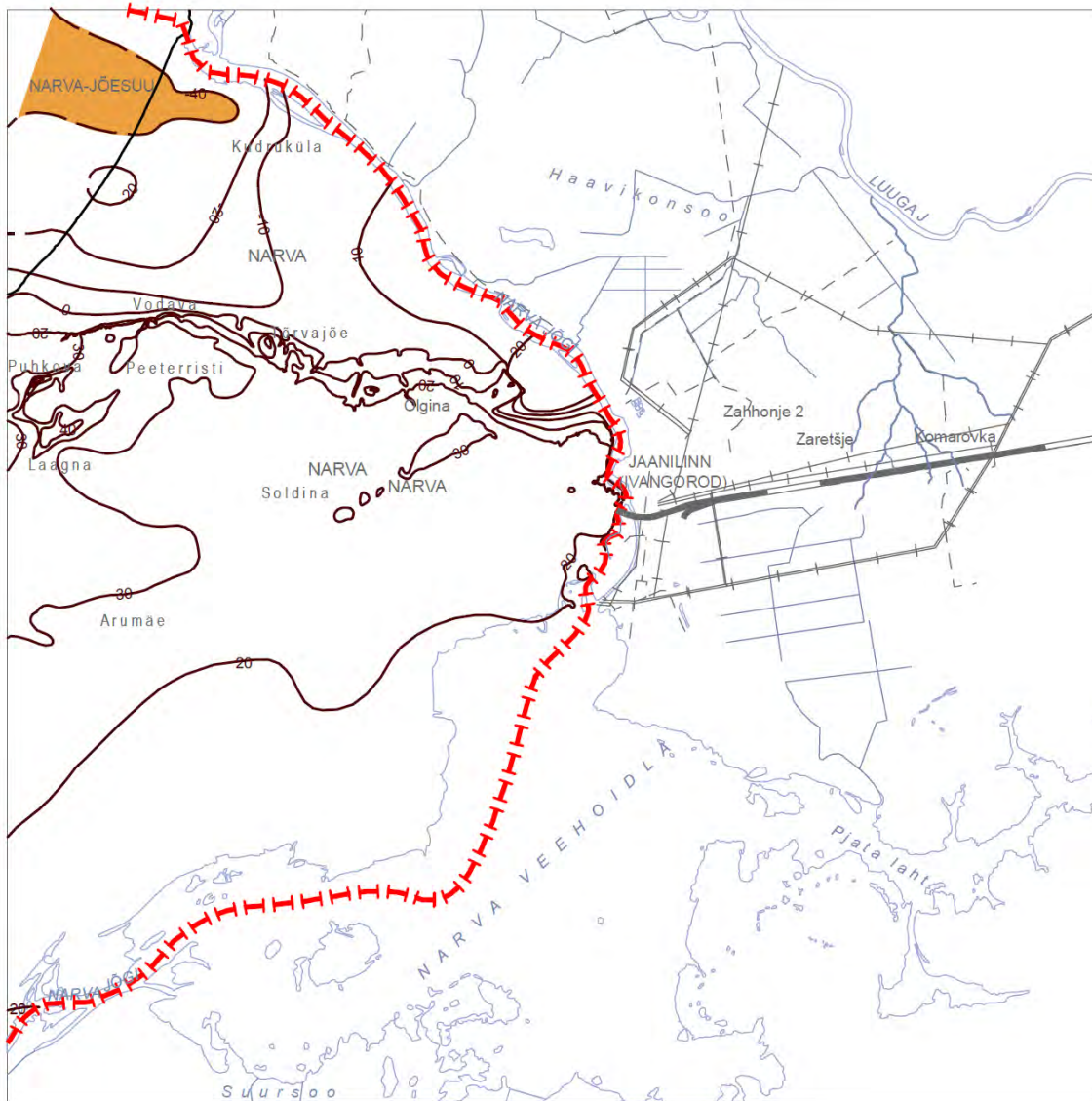
Vooremäe pangassaar (klindisaar) eristub paeplatoo Vodava külast ida pool. Perjatsi ja Vodava vahelise ala 12 kilomeetril ulatuslikke sinisavi kerkealad ei ole, kuid see ei tähenda veel seda, et seal sinisaviga seonduvaid struktuuririkkeid üldse ei oleks. Tallinna–Narva maanteelt Peeterri teeristist umbes 0,5 km põhja pool asub umbes 400 meetrise läbimõduga ovaalne paekatteline ja kümnekonna meetri kõrgune (kuni 31 m ümp) **Vooremäe klindisaar** (foto 1.16.). Ülejäänud paeplatoo eraldab seda kitsas (umbes 50 m) ja umbes 10 m sügavune sadul, mis on lõikunud Pakerordi lademe Kallavere kihistu liivakivisse. Paelasund on tihelõheline ja kergelt (kuni 5°) lõuna suunas kaldu. **Tõrvajõe kanjon** (kuni 1 km pikkune, 50 m laiune ja kuni 10 m sügav) lõikub Vooremäe klindisaarest umbes 0,3 km ida pool paeplatoo ja Kambriumi terrassi põhjaserva (foto 1.16.). Tõrvajõe kanjoni põhiline lõikumine toimub paelasundit läbiva 2,5 m kõrguse Tõrvajõe joaastangu kohal.

Tünnerküla pangassaar jääb Vana-Olgina külast lääne poole klindiplatoo äärel ja osaliselt ka Kambriumi terrassile. Struktuurile ilmetandvaks elemendiks on Kambriumi terrassil olev ca 0,5 kilomeetrise läbimõduga ovaalne paekatteline ja enam-vähem horisontaalse lasuvusega pangas.

Pangassaare ja sellest lõuna poole jääva paeplatoo kitsas, ca 100 m laiuses vahemikus on sinisavi ja liivakivi kihid 30°–90° kaldu. Ilmselt tuleb sellegi struktuuri tekkepõhjusti otsida sinisavi diapiiristumises.

Soldina rike muutub maastikul jälgitavaks Soldina raudteejaama lähistelt alates ja kulgeb sealt edela–kirde sihiliselt (asimuudiga u 45°) Narva veepuhastusjaama suunas. Enamasti sirgjoonelisel kulgev 50–100 m laiune rikkevöönd on jälgitav ligi 5 km ulatuses (foto 1.17.). Rike on avatud mitme puurauguga. Rikke kagutiib, mis on tasemel 29–31 m ümp, on selle tasemel 26–27 m ümp oleva loodetiiva suhtes 3–4 m kerkinud. Rikketsoonil teljeosas on sinisavi ja sellel lasuvad liivakivid diapiirselt üles surutud. Soldina rikkest umbes 0,5 km kagu pool ja sellega enam-vähem paralleelselt kulgeb teinegi jooneline struktuur, mille olemus on täpselt selgeks tegemata.

Pähklimäe pangassaared (hiidpangased) asuvad vahetult kagu pool kohast, kus Soldina rike klindi paeplatoosse lõikub, ehk Narva veepuhastusjaamast umbes 0,5 km edela pool ja samas ka paeplatoo äärest 0,5–1,0 km kirde pool (foto 1.18.). Neid on seni kindlaks tehtud neli: Pähklimägi, Veskimägi, Kuningamägi ja Väikemägi. **Pähklimäe pangassaare** läbimõõt on jalamilt ca 200 m ja selle kõrgus jalamilt, mis on tasemel ca 15 m ümp, on kuni 10 m. Pangassaare paelasund, mille läbilõige algab Kesk-Ordoviitsiumi Kunda lademe lubjakiviga, on tihelõheline ja kuni 5° edela suunas kallutatud. Laugenõlvaline Pähklimäe pangassaar on saanud ajalooliselt tuntuks seeläbi, et just sellel künkal võttis Karl XII 1700. aasta 30. novembril vastu Narva linna piiranud Vene vägede alistumise. **Veskimäe pangassaar** on järsunõlvalisem ja vastupidiselt lagedale Pähklimäele on kaetud sarapuuvõsaga. Selle ovaalikujuulise paekattelise hiidpangase läbimõõt on ca 250 m ja kõrgus jalamilt, mis on tasemel ca 13 m ümp, kuni 15 m. Tihelõheline paekatteline pangas, mille läbilõige lõpeb Kesk-Ordoviitsiumi Kunda lademe lubjakiviga ja algab jalamil sinisaviga, on kuni 10° edelasse kaldu. **Kuningamäe hiidpangas**, mille läbimõõt on alla 100 meetri ja kõrgus reljeefis kuni 5 m, on vaevaltmärgatav ja selle olemasolust annab märku vaid paeklibu kunagistes kaitsekraavides. **Väikemäe hiidpangas**, mis jääb otse Soldina rikkevööndi joonele ja Pähklimäest veidi lääne poole, on ovaalikujuuline umbes 200 meetrise läbimõõduga ja kuni 5 m kõrgune (jalam ca 17 m ja tipp ca 22 m ümp) laugenõlvaline tihelõheline paekatteline kungas. Kui võtta arvesse, et eelmainitud pangassaared asuvad klindi paeplatoo äärest, mis asub siinkohal ca 1 km edela pool ja on tasemel ca 25 m ümp, siis on nad pigem mõne meetri võrra vajunud kui tõusnud.



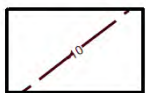
0 1 2 3 4 km



Isojoon maal
Contour line on land



Mattunud org
Buried valley



Isojoon merepõhjas
Contour line on sea floor

Joonis 1.3. Aluspõhja reljeef.
Figure 1.3. Schematic map of bedrock.



Foto 1.1. Kesk-Ordoviitsiumi lubjakivi paljand Narva kanjonis.

Photo 1.1. The outcrop of the Middle Ordovician limestone in Narva Canyon.



Foto 1.2. Tiskre kihistu aleuoliidi paljand Narva kanjonis.

Photo 1.2. The outcrop of siltstone of the Tiskre Formation in Narva Canyon.



Foto 1.3. Kambriumi sinisavi paljand Veskimäe jalamil.

Photo 1.3. Cambrian Blue Clay in foot of Veskimägi.



Foto 1.4. Narva kanjoni paljandis on Kallavere kihistu (Jõeoru kihistik) oobolusliivakivi punavärviline.

Photo 1.4. The Obolus sandstone of the Kallavere Formation (Jõeoru Member) in the outcrop of Narva Canyon.



Foto 1.5. Orasoja kihistiku (Kallavere kihistu) tüüppaljand Orasoja kanjonis.

Photo. 1.5. The stratotype of Orasoja Member (Kallavere Formation) in Orasoja Canyon.



Foto 1.6. Tõrvajõe kihistu kirjuvärviline lubjakivi tüüppaljandis Tõrvajõe kanjonis.

Photo 1.6. The outcrop of variegated limestone of Tõrvajõgi Formation in Tõrvajõgi Canyon.



Foto 1.7. Tõrvajõe kirju paas Narva kanjonis.

Photo 1.7. The variegated limestone of Tõrvajõgi Formation in Narva Canyon.



Foto 1.8. Kesk-Ordoviitsiumi tihelõheline lubjakivi Sõmerkalda paljandis.

Photo 1.8. The tightly-fissured Middle-Ordovician limestone in Sõmerkalda Cliff.



Foto 1.9. Kesk-Ordoviitsiumi tihelõheline lubjakivi Kivissaare pangal.

Photo 1.9. The tightly-fissured Middle-Ordovician limestone in Kivissaare Cliff.



Foto 1.10. Narva jõe kuiv säng ülalpool juga.

Photo 1.10. The dry bed of Narva River above of the waterfall.



Foto 1.11. Narva jõe Kreenholmi astang on lõikunud Kesk-Ordoviitsiumi lubjakividesse.

Photo 1.11. The Kreenholm Escarpment of the Narva Waterfall is cut into Middle-Ordovician limestones.



Foto 1.12. Narva kanjon allpool raudteesilda on kuni 15 m sügavune.
Photo 1.12. Narva Canyon below of the railway bridge is ca 15 m deep.

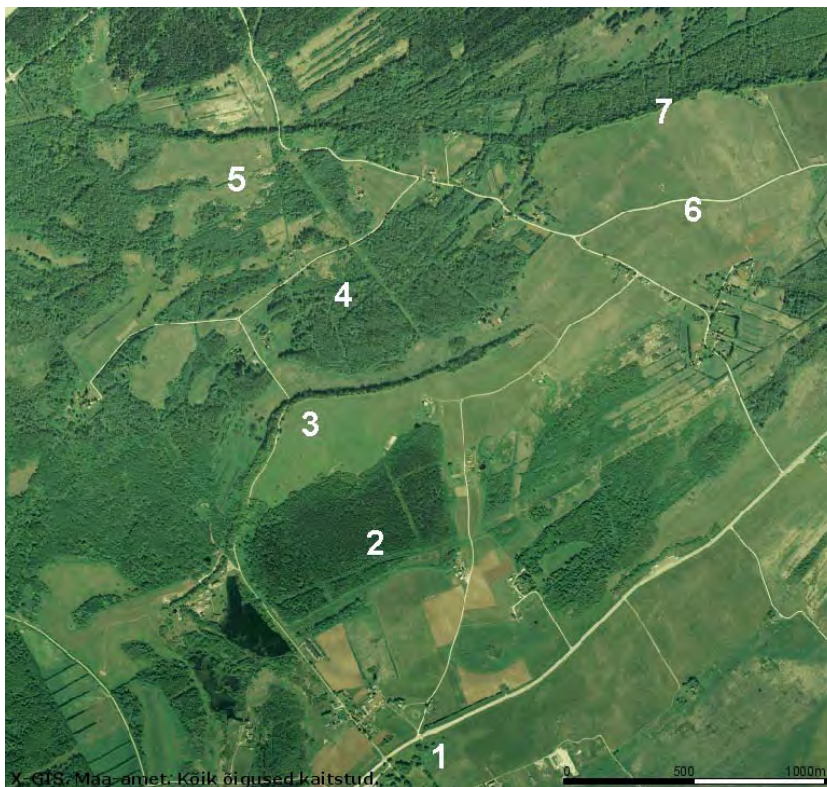


Foto 1.13. Vaivara sinisavi dislokatsioonide vööndi idaosa: 1 – Laagna pangaskerge, 2 – Tiidusoo sinisavidiapiir, 3 – Sõmerkalda pangaskerge, 4 – Kivissaare sinisavidiapiir, 5 – Kivissaare pangassaar, 6 – Vaivara klindiplateo, 7 – Balti klindi Ordoviitsiumi astang.
Photo 1.13. Vaivara zone of blue clay dislocations: 1 – Laagna Uplift, 2 – Tiidusoo Diapir, 3 – Sõmerkallas Uplift, 4 – Kivissaare Diapir, 5 – Kivissaare Klint Island, 6 – Vaivara Klint Plateau, 7 – The Ordovician Escarpment of Baltic Klint.



Foto 1.14. Sõmerkalda pangaskerge: 1 – Tiidusoo sinisaviapiir, 2 – Sõmerkalda pangaskerge, 3 – Kivissaare sinisaviapiir.

Photo 1.14. Sõmerkallas Uplift: 1 – Tiidusoo Diapir, 2 – Sõmerkallas Uplift, 3 – Kivissaare Diapir of blue clays.



Foto 1.15. Orasoja kanjon: 1 – Orasoja kanjon, 2 – Tiidusoo sinisaviapiir, 3 – Vaivara klindiplateo ja Balti klindi Ordoviitsiumi astang.

Photo 1.15. Orasoja Canyon: 1 – Orasoja Canyon, 2 – Tiidusoo Diapir, 3 – Vaivara Klint Plateau and Ordovician Escarpment of the Baltic Klint.



Foto 1.16. Tõrvajõe kanjon: 1 – Tõrvajõe kanjon, 2 – Vooremäe klindisaar, 3 – Vaivara klindiplateo.

Photo 1.16. Tõrvajõgi Canyon: 1 – Tõrvajõgi Canyon, 2 – Vooremägi Klint Island, 3 – Vaivara Klint Plateau.



Foto 1.17. Soldina rikke keskosa ortofotol.

Photo 1.17. The central part of the Soldina Fracture on the orthophoto.



Foto 1.18. Soldina rike ja Narva pangased ortofotol: 1 – Soldina rike, 2 – Pähklimägi, 3 – Veskimägi, 4 – Kuningamägi, 5 – Väikemägi.

Photo 1.18. Soldina Fracture and rafts of Narva on the ortophoto: 1 – Soldina Fracture, 2 – Pähklimägi, 3 – Veskimägi, 4 – Kuningamägi, 5 – Väikemägi.



Foto 1.19. Narva bastionid (1 – Triumph, 2 – Fama, 3 – Gloria, 4 – Honor, 5 – Victoria, 6 – Pax, 7 – Justicia) on murtud enamasti paeplateosse.

Photo 1.19. The bastions of Narva (1 – Triumph, 2 – Fama, 3 – Gloria, 4 – Honor, 5 – Victoria, 6 – Pax, 7 – Justicia) are cut into the limestone plateau.

2. PINNAKATE JA PINNAMOOD

Pinnakatte geoloogiline kaart põhineb kontrollmarsruutide enam kui 500 vaatluspunkti ja paljandi põhjal täiendatud käsikirjalistel suure- ja keskmisemõõtkavalistel geoloogilistel kaartidel. Käesoleva kaardikomplekti ja seletuskirja põhiallikaks olid nn Vaivara rühma poolt (Stumburi jt, 1960) Soome lahe kaldaäärse osa kohta koostatud geoloogilised kaardid mõõtkavas 1:50 000, pinnakatte ja geomorfoloogia kaardi autoriks E. Viidas (Mardla). Territooriumi edelanurka puudutas Erisalu ja Tassa (1965) juhtimisel läbi viidud kompleksne geoloogilis-hüdrogeoloogiline kaardistamine, pinnakatte ja geomorfoloogia kaardi autoriks vastavalt Ü. Paap ja E. Erisalu. Ülevaatlikena on olulised nn IV ja X lehe geoloogilised kaardid mõõtkavas 1:200 000 (vastavalt Jõgi ja Mardla, 1967 ning Väärsi jt, 1961). Samuti kaardilehele ulatava Vaivara deformatsioonide vööndi idaosas aitasid setete levikut täpsustada elektromeetrilised uuringumeetodid (All ja Gromov, 2008; vt ptk 5).

Kasutatud on Eesti Geoloogiakeskuse andmebaasi ”Põhjavesi–puurkaev” (http://www.egk.ee/egk/?r=r8&ra=r8_2_4_2), Maa-ameti maardlate rakendust (<http://xgis.maaamet.ee/xGIS/XGis>) ning maavarade otsingu- ja uuringutööde (vaata lähemalt ptk 4. MAAVARAD) materjale, aga ka ehitusgeoloogiliste ning melioratiivsete tööde andmeid. Infot loodusobjektide, sealhulgas kaitsealuste kohta saab Keskkonnaregistri avaliku teenuse kaudu <http://register.keskkonnainfo.ee/envreg/main> ning Eesti Looduse infosüsteemi EELIS infolehel <http://loodus.keskkonnainfo.ee/w5/>

Territooriumi pinnakatte setteid, pinnamoodi ja selle kujunemise probleeme on detailselt või üldistavamalt iseloomustanud T., Hang, K. Kajak, R. Karukäpp, H. Kessel, J. Lutt, A. Miidel, M. Orru, E. Pirrus, R. Pirrus, A. Raukas, A. Rosentau, L. Saarse, K. Suuroja, J. Vassiljev jpt. Varasematest korüfeedest ei saa jätta mainimata Balti mere tasemeid uurinud W. Ramsay'd (1929), geomorfoloog A. Tammekannu (1926, 1940), Eesti suiraanalüüsi pioneeri P. Thomsonit (1929, 1937 jt) ning mitmekülgeid K. Orvikut (1933, 1936 jt), H. Hausenit (1913) ning Fr. Schmidt'i (vt Orviku, 1958). Detailsem ülevaade varasematest töödest on toodud sissejuhatuse uurituse osas. Olulisi andmeid piirkonna geoloogilise ehituse kohta on lisanud ka nii juhuleidudega seotud kui süstemaatilised arheoloogilised väljakaevamised (Ilves jt, 1974; Indreko, 1948; Jaanits jt, 1982; Kriiska, 1996 jt)

Pinnakatte geoloogilisel kaardil kujutatakse üldistatuna kvaternaarse setete pindalalist levikut, kusjuures mõtteliselt on eemaldatud umbes 50 cm paksune pindmine kiht (ligikaudu kahekordne huumushorizont), et välistada mullatekkeprotsesside segavat mõju setete määramisel. Kaardi mõõtkava jaoks ülemäära liigestatud/mosaiikse geoloogilise ehitusega alasid on generaliseeritud, kujutamiseks liiga väikesed alad on kas suurendatud (ühendatud) või välja jäetud. Erineva vanuse ja geneesiga pinnakatte setted eristatakse kaardil värviga, setete litoloogiline koostis aga tingmärkidega.

Et endises NLiidus kaardistasid Soome lahe lääneosa eesti, idaosa 27st pikkuskraadist alates vene geoloogid, siis detailsemad andmed Soome lahe akvatooriumi ligikaudu Purtse jõe suudmest (baaskaart 6443 Kiviõli) itta jääva osa geoloogia kohta puuduvad. Küll asus Narva lahes üks kolmest ENSV TA Geoloogia instituudi rannikusetete uuringualast (Lutt, 1992 jt). VSEGEI (Ülevenemaalise (end. Üleliidulise) Geoloogia Instituudi) poolt 1987–1990 läbi viidud uuringute tulemused on vaid osaliselt avaldatud Soome Geoloogiakeskuse väljaandes (Spirodonov et al., 2007). Kindlasti ei vasta ka Eesti Geoloogiakeskuse poolt 2008. a. (vt lähemalt S. Suuroja jt, 2008) vaid seismoakustilise profileerimise ja haardkopaproovide põhjal lihtsustatud legendi järgi koostatud merepõhja setete kaart keskmisemõõtkavalise kaardistamise nõuetele, mistõttu seda tuleks vaadelda põhimõttelisena, illustratiivsena. Seejuures tuleks arvestada, et täpsem on akvatooriumi pinnakatte kaart seismoakustilise signaali salvestamiseks soodsamatel ja ka uurimislaevale ligipääsu võimaldavate suuremate sügavuste jaoks.

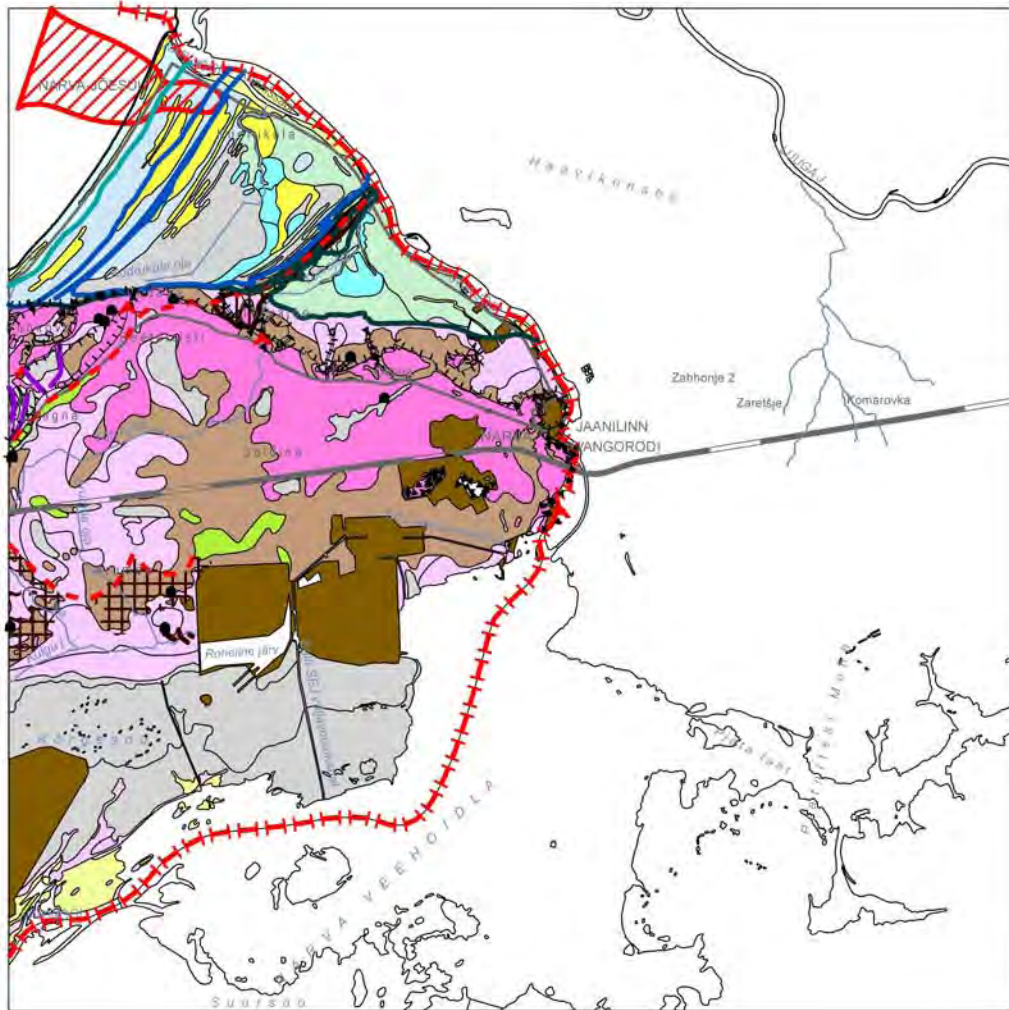
Stratigraafiliste ja geneetiliste ühikute väljaerdamisel ja kirjeldamisel on aluseks peamiselt varasematel skeemidel ja tugilegendidel (Raukas ja Kajak, 1995; Kajak jt, 1992; Raukas jt, 1995 jpt) põhinev “Juhend Eesti geoloogiliseks digitaalkaardistamiseks mõõtkavas 1: 50 000 (versioon 2.0)” (http://www.maaamet.ee/docs/geoloogia/Geoloogilise_kaardistamise_juhend_2_1_2009.pdf) ning selle seletuskiri (Eesti..., 2008; http://www.maaamet.ee/docs/geoloogia/Juhendi_Seletuskiri_2009.pdf).

Pinnavorme vaadeldakse koos neid moodustavate setete või neid kujundanud protsessidega. Aluspõhja kivimitega seotud jäätumiseelseid pinnavorme käsitletakse lähemalt seoses aluspõhja reljefiga (peatükk 1.3).

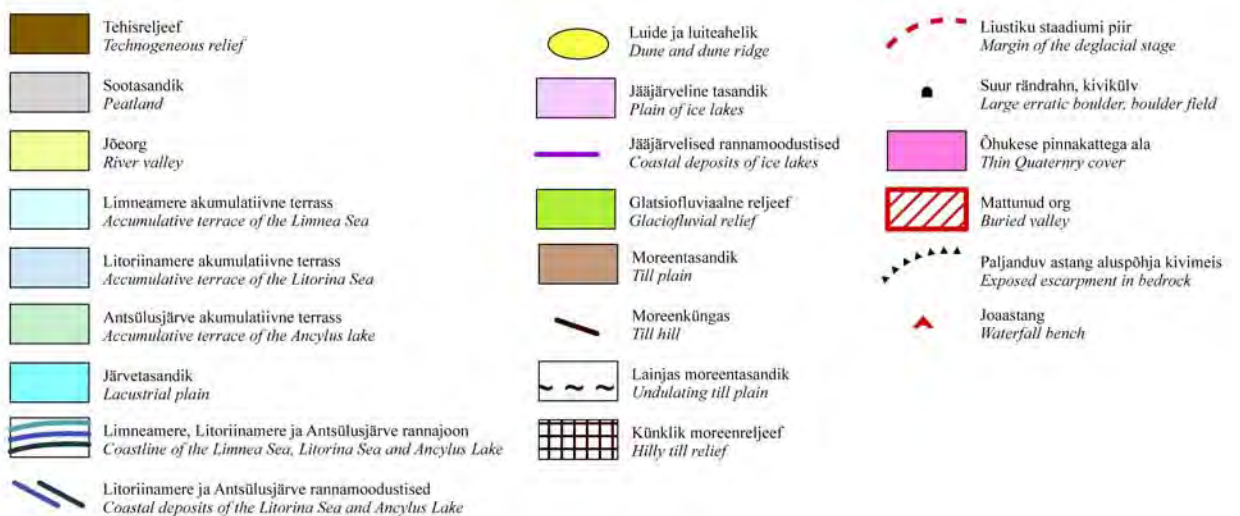
Maastikuliselt asub Narva kaardileht kolme maastikurajooni piires. Põhjast lõunasse on need: Põhja-Eesti rannikumadalik, Viru (või ka Kirde-Eesti) lavamaa ja Alutaguse madalik. Et tavaliselt rannikumadaliku lõunapiiriks loetav Põhja-Eesti paekallas (Varep ja Maavara, 1984; Linkrus, 1998) muutis naaberkaardilehe (Sillamäe 6533) idaservas järsult oma suunda, eemaldudes sirgelt kirdesse suunduvast Narva lahe rannikust itta või isegi kagusse, laieneb rannikumadalik siin järsult. E. Linkrus (1998) on seda ala kutsunud Narva jõe alamjooksu madalikuks (fotod 30–33). Mõneti pikk ja kohmakas nimi, kuid nagu alljärgnevalt nähtub, sellisena tihti vajalik.

Keskse asendiga on kaardilehel klindipealse paelava – Viru (ka Kirde-Eesti) lavamaa – idapoolne, tugevasti kitsenenud (vaid 3,5–9 km laiune) osa (foto 35). Autor on seda kutsunud ka Ida-Viru lavamaaks (Suuroja jt, 2009). Juba Fr. Schmidt (1883, Markov 1931 kaudu) mainis Kingissepa (Venemaal) ja Jõhvi vahelise raudteelõigu geoloogilisest ehitust kirjeldades, et tegu on itta kui ka läände jääva alaga võrreldes nii kõrguselt kui (vanemate) kihtide avanemise poolest madalama piirkonnaga, seletades seda, küll põhjendamata, aga põhimõtteliselt õigesti, devonielise kulutusega. Markov (1931) kirjeldas seda (põhjas klindiasanguga piirnevat ja lõunas Peipsi järveni ulatuvat) ala kui Luuga–Narva “*понижение*”, mida eesti keelde on tõlgitud nii madaliku kui nõona (nt Kont, 1996; vt ka Tavast ja Raukas, 1982; Tuuling, 1988). Arusaadav ja mõistetav Venemaal, kus Ingeri klindi selles osas on kõrguste vahe ligi 90 m, kuid ebamugav ja segadust tekitav Põhja-Eesti paelava kohta kasutuna. Segadust ainult suurendab asjaolu, et Markov kasutas Ingeri klindi ja Soome lahe vahele jääva ala kohta nime Luuga madalik (*низменность*).

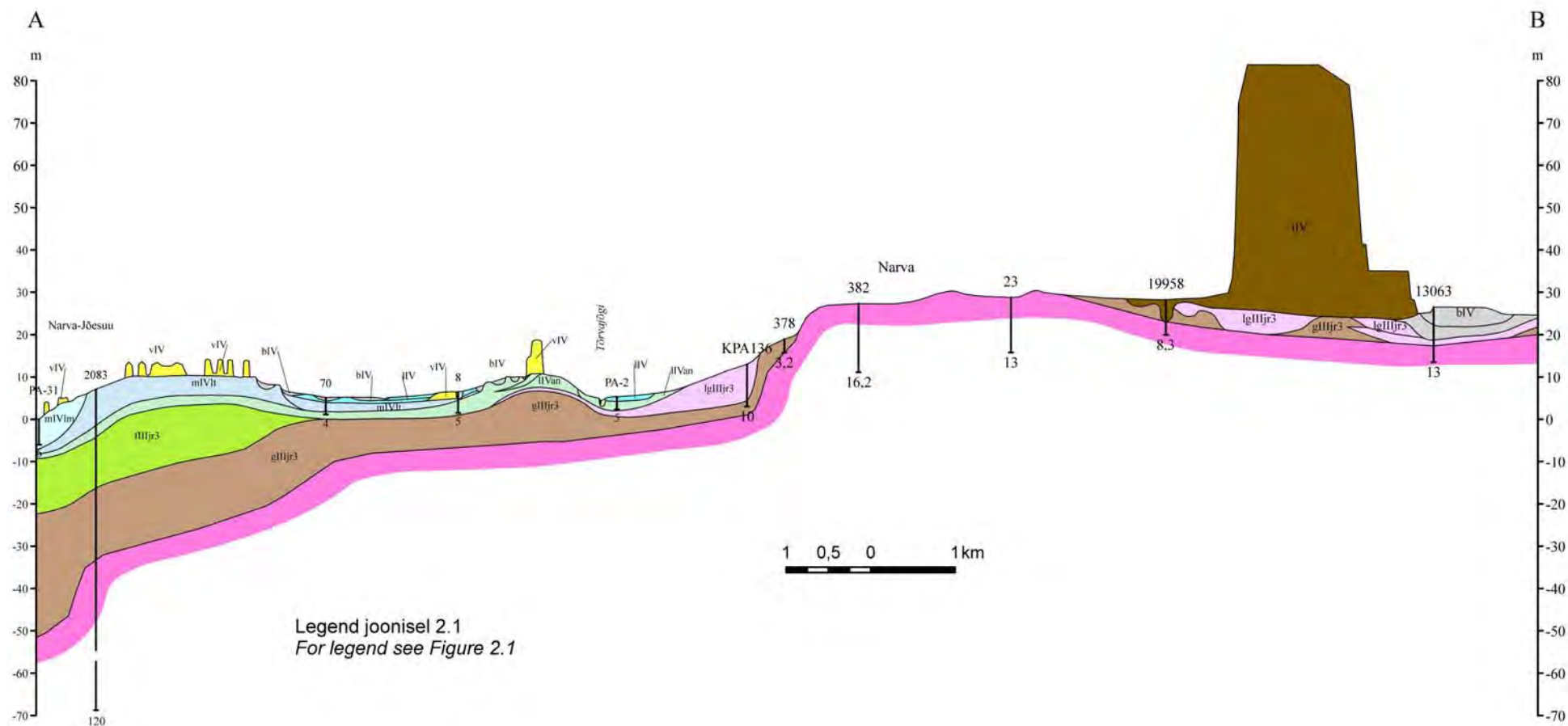
Kaardilehe lõunaosa ligikaudu Kõrgesoo põhjaservalt Narva veehoidla põhjatipuni loetakse tänapäeval Alutaguse madaliku piiresse. Struktuurselt Peipsi nõo põhjaosa, kujutab metsik ja metsarikas Alutaguse endast sisuliselt nn Suur-Peipsi nüüdseks soostunud (jää)järvetasandikku. Inimene on elektrit tootes Alutaguse looduslikku ilmet oluliselt muutnud, kujundades siia ulatuslikud tehismaastikud (foto 2.10).



0 2 4 8 km

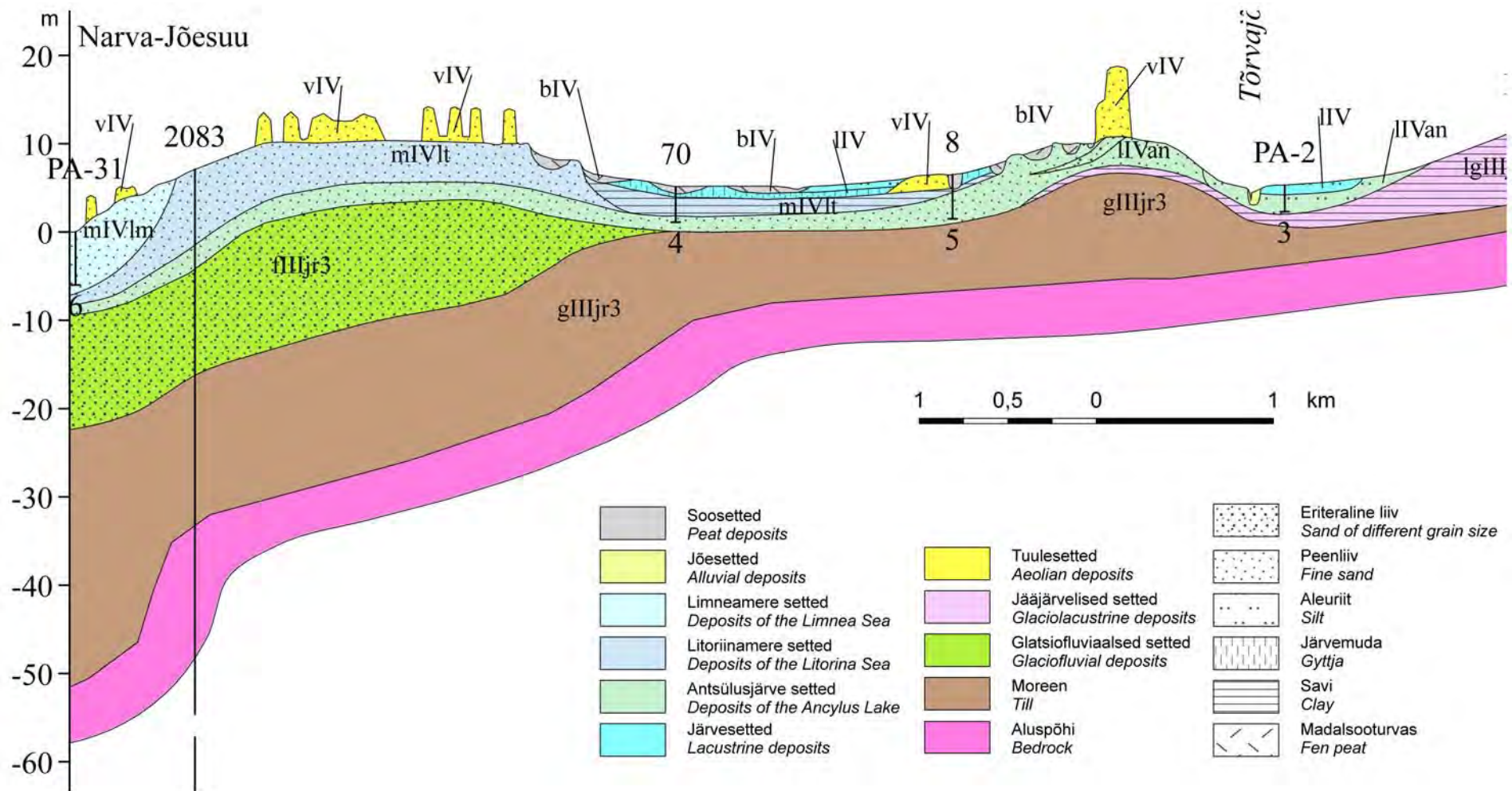


Joonis 2.2. Geomorfoloogia skemaatiline kaart.
Figure 2.2. Schematic geomorphological map.



Legend joonisel 2.1
For legend see Figure 2.1

Joonis 2.3. Pinnakatte läbilõige.
Figure 2.3. Cross-section of Quaternary deposits.



Joonis 2.4. Detail pinnakatte läbilõikest.
 Figure 2.4. Fragment from cross-section of Quaternary deposits

Tabel 2.1. Eesti pinnakatte setete stratigraafiline skeem (Kalm 2006, Raukas ja Kajak 1995, Gibbard & van Kolfschoten 2004, Donner 1995).

Table 2.1. Stratigraphical scheme of the Quaternary deposits (Kalm 2006, Gibbard & van Kolfschoten 2004, Raukas ja Kajak 1995, Donner 1995).

Ladestik, Ladejärk	Eesti			OIS	Lääne-Euroopa	Alumise piiri vanus, tuhat a.	
	Kihistu	Alamkihistu	Kihistik				Lade
Holotseen				1	Flandria	11,5	
Ülem- Pleistotseen	Järva	Ülem-	Võrtsjärve	2	Weichsel	Ülem-	25
		Kesk-	Savala	3-4		Kesk-	74
		Alam-	Valgjärve	5a-d		Alam-	115
		Kelnase					
	Prangli/ Rõngu			5e	Eem		126
Kesk- Pleistotseen	Ugandi			6-8	Saale		347
	Karuküla			9-	Holstein		370
	Sangaste				Elster		475

2.1. PLEISTOTSEEN

Kesk-Pleistotseen. Ülem-Pleistotseen. Tõendatud ürgorgude puudumise tõttu Narva kaardilehel puuduvad siin ka (tõestatud) viimase jäätumise settest vanemad setted. Vaid Narva jõe keskjooksul, ligikaudu raudtee- ja maanteesilla vahemikus, on org sügavalt lõikunud Kambriumi liivakividesse ja savidesse. Ehitusgeoloogilistel andmetel (Kildjer, 1992, 2002 jt) on aluspõhja pealispind jõe vasakkaldal kohati alla taseme -5 m amp, langedes ilmselt veelgi ilmselt oru keskosa (ja Venemaa) suunas. Orulõiku täitvate setete vanust ja geneesi pole spetsiaalselt uuritud. Läbilõike alumine osa koosneb siin vähese liiva või saviliiva täitega veeristikust, või hoopiski moreenist, millel mõnikord lasub jääjärveline savi. Seega peab vähemalt Narva oru see lõik olema tekkinud juba enne jääaega. Et Holotseenis pole erosioonibaas olnud allpool tänapäevast merepinda, ei saa otse aluspõhjal lasuva sette kivimikruusa puhul olla tegu tänapäevaste jõesetetega. Kas seda kompleksi tuleks lugeda Järva/Weichseli või isegi Ugandi/Saale jäätumise eelseks **alluviaalseks setteks (aII?, aIII?)** või hoopiski “klindilõhe” viimase jäätumise liustikuserva ees kuhjunud **glatsiofluviaalseks (fIIIjr3)** täiteks, jääb edasiste uuringute selgitada.

Ülem-Pleistotseen. Järva kihistu. Traditsiooniliselt (Raukas, 1978; Kajak, 1999; Kalm, 2006) on Eestis viimase, Weichseli (Valdai, Würm) jäätumise setteid jagatud kolmeks – peamiselt liustikuliste setetega esindatud Alam- (Valgjärve) ja Ülem-Järva (Võrtsjärve) alamkihistuks, mida eraldab interstadiaalse iseloomuga Kesk-Järva (Savala) alamkihistu. Viimase aja uuringud nii Skandinaavias kui Loode-Venemaal, samuti modellerimiste tulemused (Siegert jt, 2001; Svendsen jt, 2004) on seadnud sellise liigestuse kahtluse alla. On põhjust arvata, et Soome lõuna- ja lääneosa oli jäävaba kogu Vara-Weichselis, ning, kui üldse, võis mandriliustik Eestisse ulatuda vaid lühiajaliselt Kesk-Weichseli alguses (Liivrand, 1991, 2008). Ka Kalm (2006) jätab lahtiseks võimaluse jäätumiseks Eestis ajavahemikus 68000 – 43000 kalendriaastat tagasi.

Ülem-Järva alamkihistusse kuuluvad vahetult aluspõhja kivimitel lasuvad viimase, Hilis-Järva jäätumise ajal kujunenud liustiku- ja liustikusulamistevete setted. Need avanevad Ida-Viru lavamaa kulgu jälgiva ida-lääne suunalise 9–5 km laiuse vööndina kaardilehe keskosas, olles põhjas ja lõunas mattunud nooremate, Holotseeni setete alla. Viimase jäätumise setete paksus muutub nullist paepealsetel 30–45 meetrini klindiesisel madalikul Narva-Jõesuus; Alutaguse madalikul ei ületa see 10 meetrit.

Glatsiaalsed setted (gIIIjr3). Viimase jäätumise sorteerimata liustikulised setted, moreenid, on küll laialdase levikuga, kuid avanevad vaid seitsmendikul maismaast ning on ka kõikjal akvatooriumil mattunud nooremate setete alla. Pindalalise leviku ning sellest tingitud lähtekivimite litoloogilis-mineralogiliste iseärasuste tõttu eristuvad Põhja-Eesti viimase jäätumise moreenide seas tavaliselt selgelt klindiesise e. rannikumadaliku ja Põhja-Eesti paelava moreenid. Lasudes otse aluspõhjal, sõltub nende koostis eelkõige (lähi)lamamiks oleva aluspõhja iseloomust. Suuresti sinisavist koosnev ning seetõttu tavaliselt sinaka või roheka värvusega ja väga savikas klindiesine moreen sisaldab tavaliselt alla 10% tardkivimipurdu. Savimoreen puudub klindiesise madaliku äärmises lääneservas, Merikülas. Kunagise Tõrvajõe laguuni all on selle paksus tavaliselt alla 5 meetri. Moreeni paksus suureneb üldiselt põhja suunas, ulatudes Riigiküla põikmoreenvallis kuni 20 meetrini ning oletatava ürgoru piires Narva-Jõesuus (vt joonis 1.3) ilmselt enam kui 25 meetrini. Samas jääb piki akvatooriumiala lääneserva kulgeval seismoakustilisel profiilil savimoreeni paksus taas alla 10 meetri. Eestis küllaltki erandlikuna leidub kaardilehel savimoreeni ka Viru paeplatool, kus see on seotud Vaivara dislokatsioonide vööndi sinisavidiaapiiridega (vt joonis 1.2, foto 2.2). Seejuures pole väikestes, marsruutide käigus kaevatud kaevistes tihti võimalik vahet teha aluspõhjalisel savil ning sellest tekkinud moreenil. Lähtematerjali muutlikkus varjutab ka võimalikud erivanuselised moreenikihid vertikaalsetes läbilõigetes.

Paelava moreenidele on iseloomulik lõimise ja koostise väga suur muutlikkus. Seejuures on alvarialade lähedal ja/või vahetult aluspõhjal lasuvas moreenis peenese sisaldus väga väike ning

peamiselt ümardumata karbonaatkivimite tükkidest moodustub siin tavaliselt kollaka värvusega lokaal- ehk rähkmoreen (lõimise järgi enamasti aleuriidikas kruusmoreen). Ülespoole jämeperu sisaldus ning ühtlasi ka karbonaatkivimite osakaal selles tavaliselt väheneb, väljendades moreeni kujunemist kõrgemal liustiku sees, lähemal liustikuservale (ja selle esistele/alustele veekogudele) või hoopis hilisemate karstumis- ja murenemisprotsesside mõju. Tavaliselt levib küllaltki ühtlase väljapeetud kihina, moodustades moreentasandikke. Vaid Auvere ja Arumäe vahel (ilmselt suundudes Balti SEJ teise tuhavälja alla) on jälgitav lainjas kuni künklik moreenmaastik väga erisuunaliselt orienteeritud kühmudega, millest mõned on voorjad, aluspõhjalised. See vöönd võib markeerida mingit (mitut?) Pandivere-eelset liustiku servaasendit. Auvere ja Kulgu vahemikus on tihti tegu moreeni ja savi vahelise üleminekulise ja ka lateraalselt kiiresti muutuvate omadustega settega, mida sõltuvalt paljandi suuruselt/puuraugu asukohast võib lugeda nii savimoreeniks kui vähest jämeperu sisaldavaks jääjärveliseks saviks.

Glatsiofluviaalsed ehk liustikujõelised setted (fIIIj₃) kuhjusid degradeeruva mandriliustiku lõhedesse ooside ja mõhnadena, ning selle ette deltade, uhtekuhikute ja seljandikena. Kaardilehel on nad vähe levinud, avanedes kõigest protsendil territooriumist. Markantseimaks liustikujõeliseks pinnavormiks on tavaliselt nn mandrijää taandumise Pandivere staadiumi servamoodustiste hulka loetav (Raukas jt, 1971 jpt) Laagna marginaalne seljandik, mida on tugevasti ümber kujundanud Balti jääjärve murrutus. 5–8 m paksuse kompleksi ülemise osa moodustab siin 2–3 (5) m paksune eriteralise liiva vahetäitega hästi ümardunud veeristikkruus, milles esineb ka munakaid ja rahne. Jämeperurru valdab karbonaatne materjal, kuid märgatavalt esineb ka tardkivimeid ning isegi liivakive. Lasundi alumiseks osaks on tavaliselt vähese kruusaga peenliiv kuni pisi-peenliiv.

Glatsiofluviaalseteks seteteks on loetud (Stumbur jt, 1960) kruusa sisaldava eriteralise liiva ebamäärase kujuga õhukesed väljad Balti SEJ teisest tuhaväljast põhja pool. Tegu võib olla ka jääjärve halvasti välja kujunenud rannamoodustistega, ehkki oma asendilt on need liivad nagu Auvere–Arumäe künkliku moreenmaastiku idapoolseks pikenduseks. Mattununa on enam kui 10 m paksused, ilmselt aluspõhja (ja moreeni) astanguga seotud glatsiofluviaalse tekkega liivad fikseeritud mitmetes Kudruküla – Puhkova joonelt mere poole jäävates puurkaevudes. Nagu ülal mainitud võivad glatsiofluviaalse tekkega olla ka hästi ümardunud karbonaatne kruus Narva jõe kanjoni põhjas.

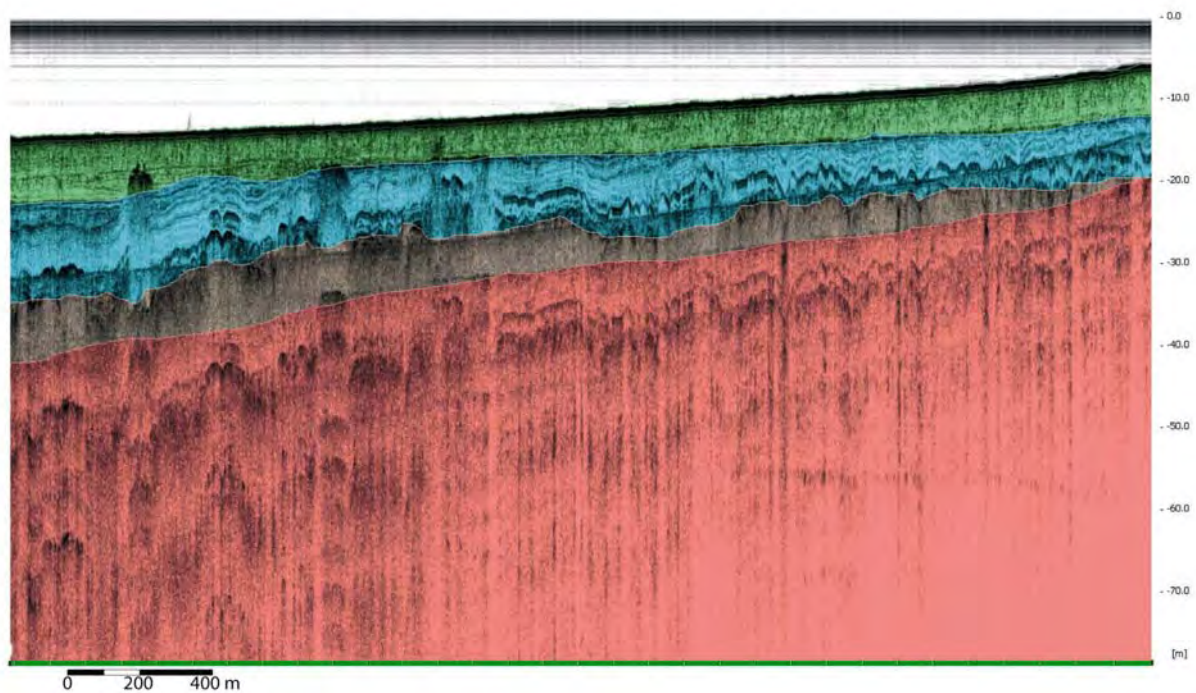
Jääjärvelised (glatsiolakustrilised ehk linnoglatsiaalsed) setted (lgIIIj₃). Eestis puudub siiani üldtunnustatud arusaam jääjärvede arengust taanduva liustikuserva ees. Unustamata klassikuid (vt Raukas jt, 1971), annavad lugejale hea ülevaate uuematest seisukohtadest kodumaised uurijad-modelleerijad (Hang, 2003; Rosentau jt, 2007, 2009). Donner'i (1992), Björck'i (1995) jt järel vaadeldakse Balti jääjärve kui umbes 14 900–14 600 kalendriaastat tagasi (ka ligikaudne Otepää servamoodustiste vanus; Kalm, 2006) tänapäevase Balti mere lõunaosas taanduva liustikuserva ees alguse saanud enam-vähem ühtlaselt langeva veetasemega veekogu. Traditsiooniliselt eraldatakse Eestis välja 5 selle jääjärve selgemat taset: A1 (Voose), A2 (Kemba), BI, BII ja BIII, jääserva asendiga vastavalt Pandivere, Palivere ning, juba Soomes, Salpausselkä I (SSI), SSI-SSII ja SSII servamoodustistel ning vanusega vastavalt 13300; 12700–12800; 12300–12100; 12000 ja 11600 kalendriaastat tagasi. Viimane aastaarv tähistab ka Balti jääjärve lõppu, kui mandriliustiku taganemisel Billingeni mäest Kesk-Rootsis põhja poole alanes jääjärve tase kiiresti 25–28 meetrit, maailmamere tasemeni (nn Billingeni katastroof). Selles mudelis pole küll veel lõplikult veenev AII (Kemba) veetaseme sidumine Palivere servamoodustistega. Lahtine on ka võimalik väiksem veetaseme alanemine (liustikuserva alt?) (Björck, 1995) 12 800 kalendriaastat tagasi, nn esimene Billingen. Peipsi järv eraldus Balti jääjärvest vahemikus 12 400–11 700 kalendriaastat tagasi (Rosentau jt, 2009; J. Vassiljevi suuliselt teatel ilmselt enne B1), kui jääjärve veepind langes Omuti karestike juures tasemeni 28 m ümp. Siinkohal peab mainima et Haljala läbilõike verivärsketel andmetel (Saarse jt, 2009) taandus liustik Pandivere kõrgustikult juba vähemalt 12 800 aastat tagasi, seega

seniarvatust umbes 500 aastat varem. Lähedaste seisukohtadeni võib tegelikult jõuda, kui usaldada R. Pirruse (1965) nn Auvere öietolmudiagrammi (vt joonis 2.6 ja tabel 2.2), mille järgi hakkasid viirsavid Auvere soo piires kuhjuma juba Kesk-Dryases. (Haljala läbilõike info sobib hästi kokku Gröönimaa jääpuursüdämike uusima ajaskaalaga (GICC05; Lowe jt, 2008 jt). Viimase järgi oleks Hilis-Dryase (=Gröönimaa GS-1) vanus 11650–12850 kalendriaastat tagasi, ehk siis 100–200 aastat enam kui tabelis toodud 2.2. Tabelisse pole parandusi tehtud, kuna autori teada pole Balti mere arengustaadiumeid GICC05 kronoloogiaga seni seotud.

Liigestamata Balti jääjärve ja Joldiamere setted (lgIII_{jr3}). Kaardistamise legendi järgi kujutatakse kaardilehe maismaa-alal Balti jääjärve setteid koos järgneva Joldiamere setetega, kuna mõlemad on (makro)faunistiliselt iseloomustamata. Rannajoonte kõrguse ja setete koostise järgi on vähemalt Kirde-Eestis Joldiamere (mille veetase oli klindi servast madalam) setteid siiski veelgi kergem segi ajada Balti mere järgnevate staadiumide setetega.

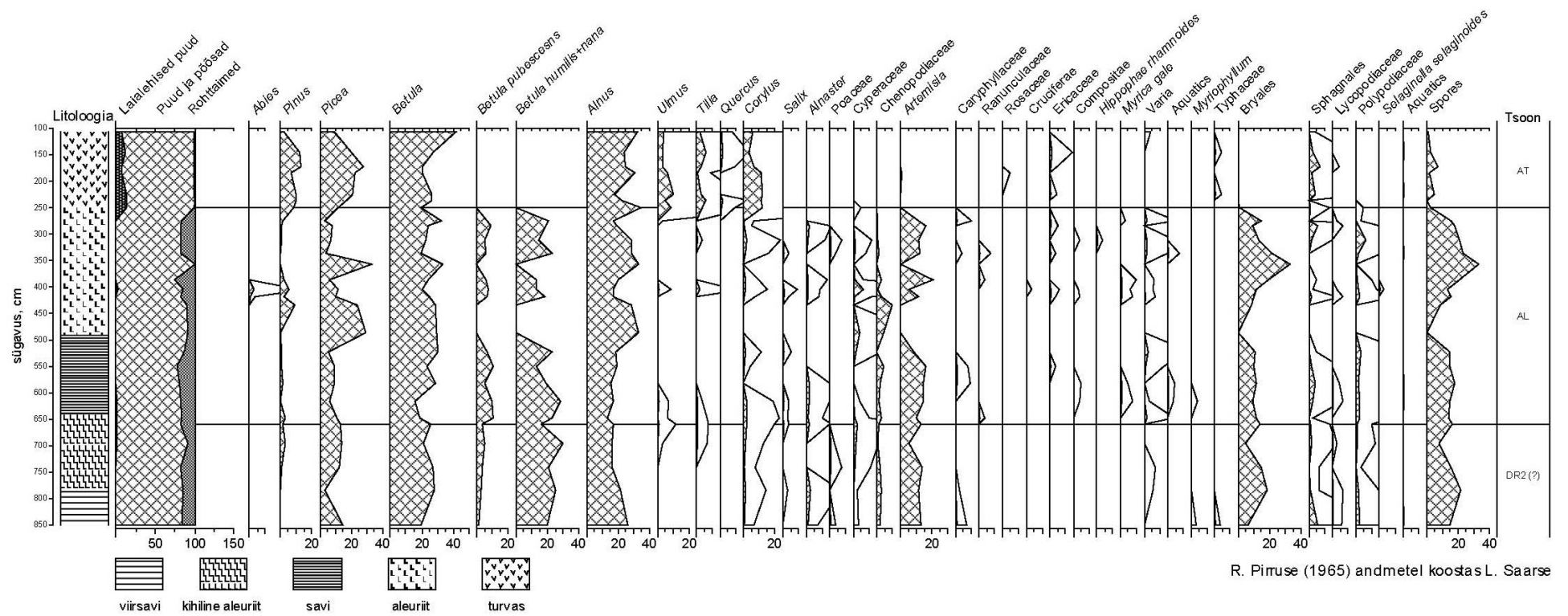
Liigestamata jääjärvesetted hõlmavad 15% pinnakatte avamustest maismaal ning väikese läänepoolse killu avamustes akvatooriumil. Vastavalt settimistingimustele võib välja eraldada nii sügavaveelise (viirsavi, savi, liivsed viirsetted), madalaveelise (aleuriit, liiv) kui ka rannafaatsiese setteid (liiv, kruus, veerised ja munakad). Ligi 2 500 aasta jooksul, mil kaardilehe piires eksisteerisid jääjärvelised tingimused, langes veetase umbes 55–60 meetrilt 30–40 meetrini (Rosentau jt, 2009). Arvestades, et pidevalt muutus ka kaugus liustikuservast, settematerjali allikad, basseini konfiguratsioon, hüdrodünaamika jne, saame tulemusena ülikirju settepildi nii lateraalselt kui sügavuse suunas (vt joonis 2.1 ja 2.3). Hästi ümardunud karbonaatsest veeriselisest liivkruusast ja veeristikkruusast, alumises osas ka kruusakast liivast rannavallide ja maasäärte süsteem (koos nendevaheliste laguunijärvedega) on kuhjunud Laagna ja Sõmerakalda pangaskergete vahele (fotod 29; 2.3), aga ka (suuresti juba kaevandatud) Vodava piirkonnas. Suuremal osal paelavast, kus neid leidub aluspõhja lohkudes ja nõgudes, on jääjärvelised setted esindatud väikeses paksuses liivade ja aleuriitidega. Viirsavid ja savivid leidub vaid üksikute laikudena Puhkova ja Laagna vahel (vt foto 2.2). Jääjärvelised setted paksenevad ja muutuvad järjest savikamateks nii paelavast põhja kui lõuna suunas. Klindiastangu, Sininõmme otsamoreeni ning Narva jõe vahelises kolmnurgas ulatub pruunikas- kuni sinakashalli selgekihilise viirsavi paksus enam kui 10 meetrini. Ilmselt pikaajalist liustikuserva asendit tähistavast põikmoreenist põhja pool on jääjärvelised setted mõneti üllatavalt fikseeritud alles akvatooriumil 5–8 m paksuse liibuvalt lasuva viirsavikompleksina. Setete muutlikkust lõunas, Alutaguse madalikul, esindab hästi joonisel 2.6 toodud Kõrgesoo läbilõige. Omal ajal toodeti savi praeguseks Narva veehoidla alla jäänud Kulgu karjäärist (Sauramo, 1925; Orviku, 1936b) Kulgu karjäärist. Ka sealne viirsavi oli selgekihiline (1–3 cm), paksude tumepunaste või violettide talvevarvidega.

Pleistotseeni tuulesetted (vIII_{jr3}) on ilmselt seotud Balti jääjärve (veealuste?) rannarõõnetega (barridega). Üksikud kitsad paari meetri kõrgused luite- ja luitestunud vallid kulgevad kaardilehe äärmises kagunurgas piki Narva jõe ja veehoidla serva, aga ka jõe ja veehoidla saartel. Vallide jalami kõrgus on veidi alla 25 m ümp, langedes peaaegu kokku Narva veehoidla veetasemega. Ehkki madalamad, ühtib nende seljakute suund kuulsate Alutaguse kriivadega, mida viimasel ajal peetakse liustiku pikilõheded tekkinud ja hiljem luitestunud limnomõhnadeks (vt Karukäpp, 2008).



Joonis 2.5. Narva lahe tõlgendatud N–S suunaline seismoakustiline profiil (roheline – Litoriina- ja Limneamere peeneteralised liivad-aleuriidid; sinine – hilisjääaegne viirsavi; pruun – moreen; punane – aluspõhja kivimid).

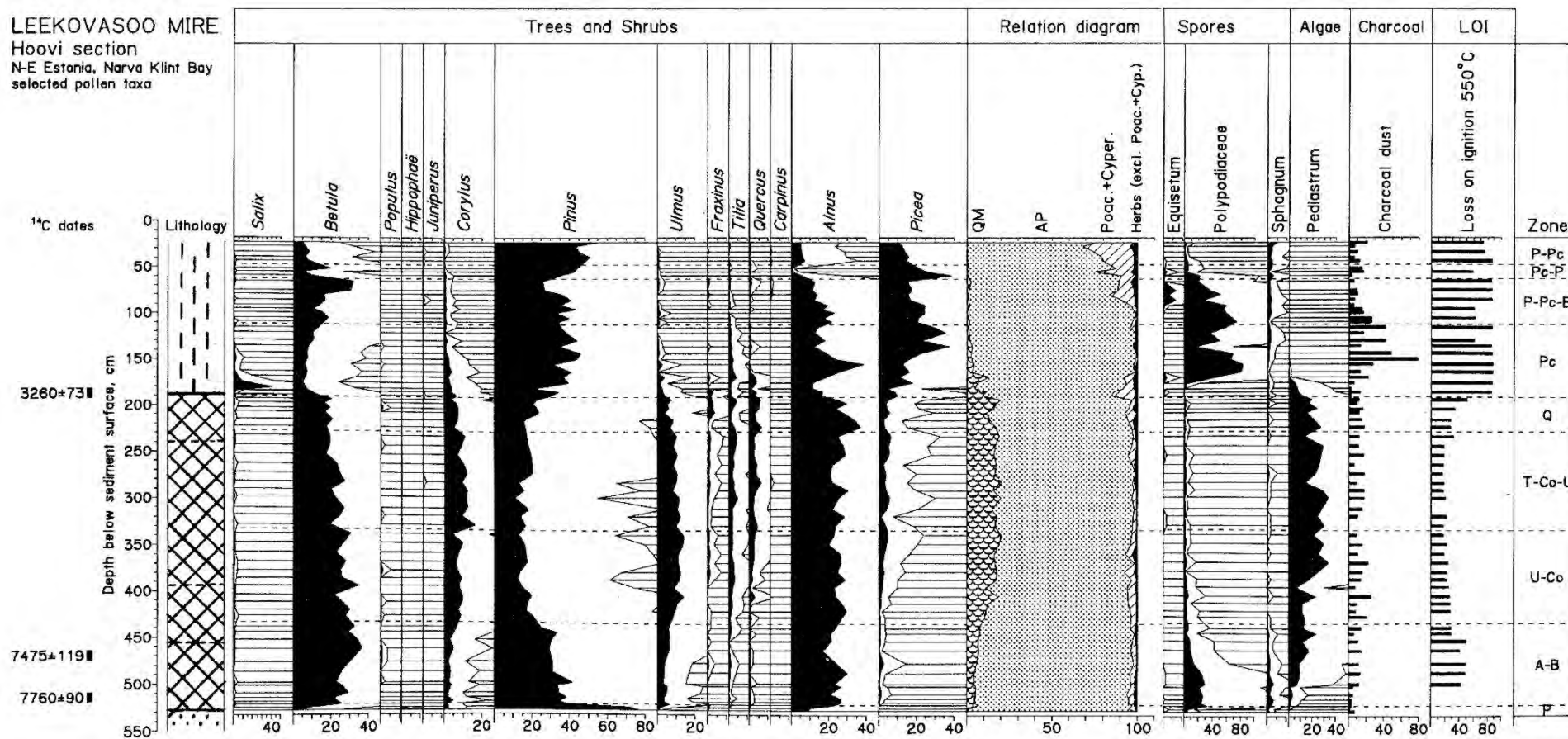
Figure 2.5. Interpretation of N–S seismic-acoustic profile from the Narva Bay (green – fine-grained sand and silt of Litorina and Limnea Sea; blue – Late Glacial varved clay; brown – till; red – bedrock).



Joonis 2.6. Auvere (Kõrgesoo) õietolmudiagramm.

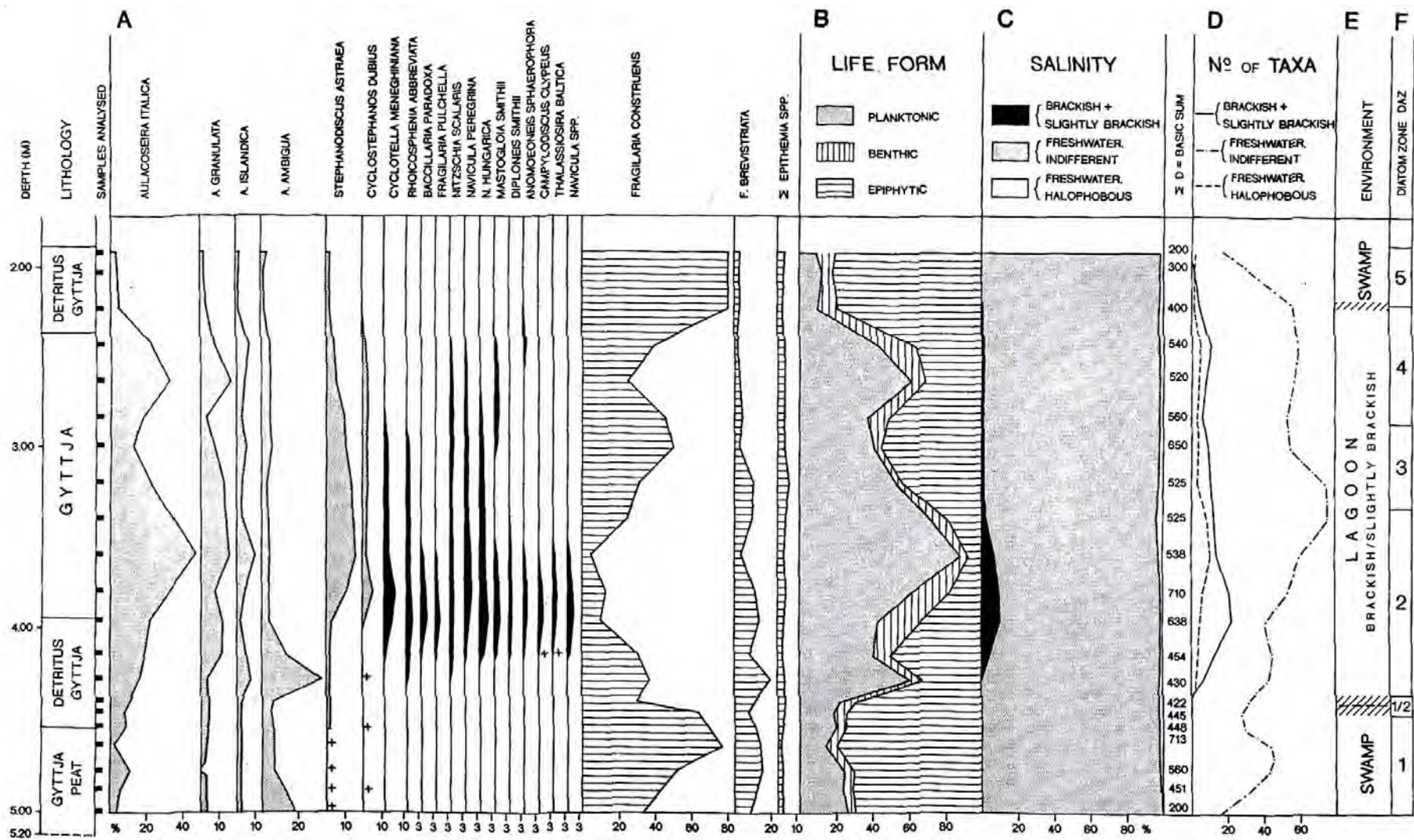
Figure 2.6. Pollen diagram from Auvere. Analyses R. Pirrus (1965), compiled by L. Saarse.

LEEKOVASOO MIRE
 Hoovi section
 N-E Estonia, Narva Klint Bay
 selected pollen taxa



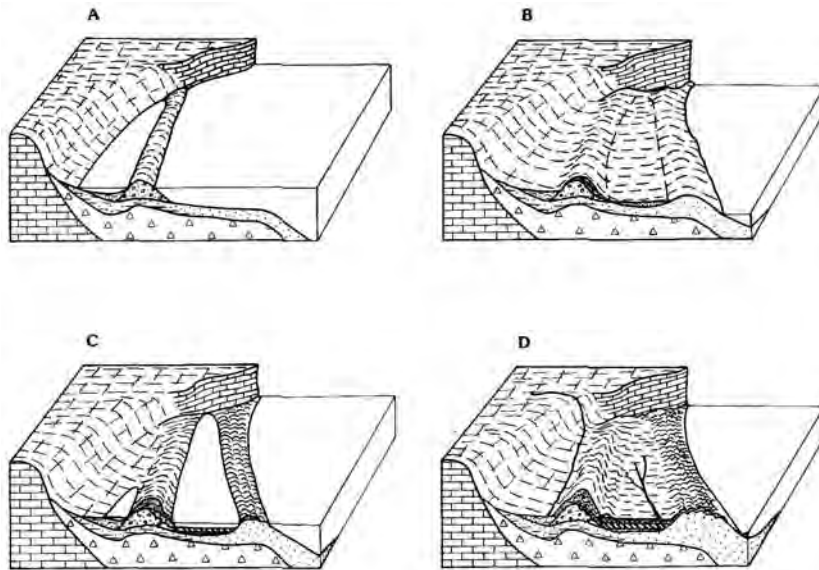
Joonis 2.7. Leekovasoo Hoovi läbilõike õietolmudiagramm K. Kihno järgi (Lepland jt, 1996).

Figure 2.7. Pollen diagram from the Hoovi sequence of the Leekovasoo Mire by K. Kihno (Lepland et al., 1996).



Joonis 2.8. Ränivetikate levik Leekovasoo Hoovi läbilõikes M. Saksoni järgi. (Lepland jt, 1996).

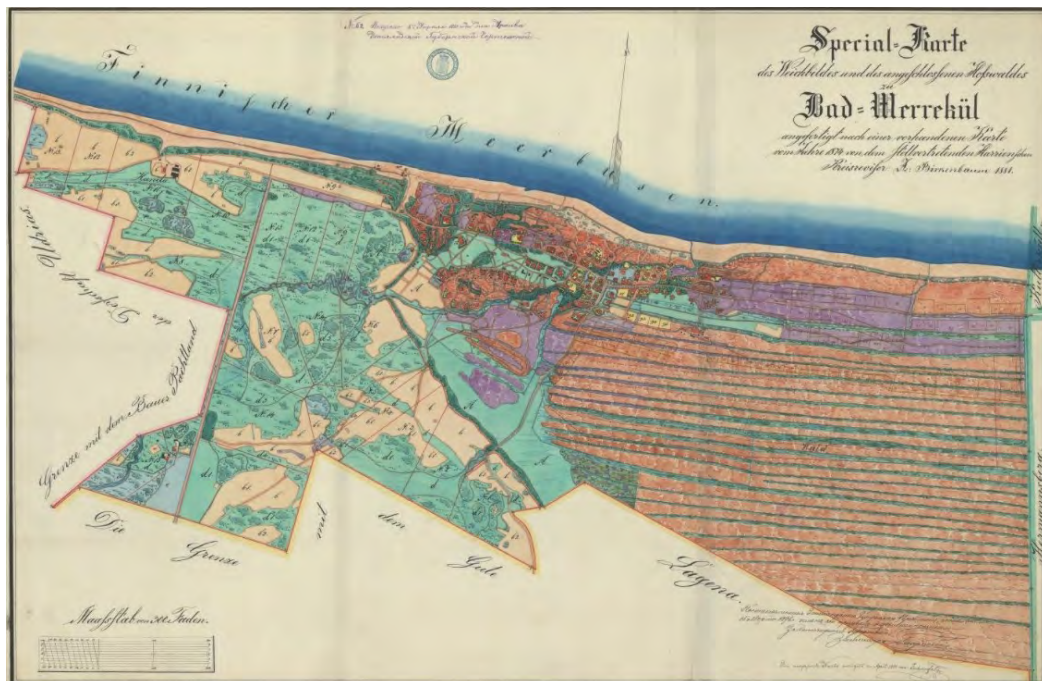
Figure 2.8. Diatom diagram from the Hoovi sequence of the Leekovasoo Mire by M. Sakson. (Lepland et al., 1996).



- A – Antsülusjärve transgressiooni maksimum; *maximum of the Ancylus transgression*
 B – Antsülusjärve/Litoriinamere vahetus; *end of the Ancylus stage and beginning of the Litorina stage*
 C – Litoriinamere transgressiooni maksimum; *maximum of the Litorina transgression*
 D – tänapäev; *present-day situation*

Joonis 2.9. Narva klindilahe areng Holotseenis (Lepland jt, 1996).

Figure 2.9. Sea-level changes and Environmental History in the Narva Area during the Holocene. (Lepland et al., 1996).



Joonis 2.10. Meriküla kaardil aastast 1881 (Eesti Ajalooarhiivi kaartide register) eristuvad hästi Litoriinamere rannarõõned.

Figure 2.10. On this map of Meriküla from 1881 (from the Register of maps in the Estonian Historical Archives) on can clearly see a system of coastal bars.

2.2. HOLOTSEEN

Holotseeni (pärastjääaegsed) setted on alal esindatud Joldiamere (mIVy), Antsülusjärve (IIVan), Litoriinamere (mIVlt), Limneamere (mIVlm) ning nendega samaaegsete tuule- (vIV), järve- (IIV), jõe- (aIV) ja soosetetega (bIV). Mereseteteks on rahnud-munakad, kruus-veeristik, liiv, aleuriit, savi ja meremuda ning kontinentaalseiks – kruus-veeristik, liiv, turvas ja järvemuda ning järvelubi, samuti väga erineva koostise ja tekkega tehnoegensed setted (tIV).

Joldiamere setted (mIVy). Joldiameri oli regressiivse iseloomuga veekogu Balti mere pärast-jääaegse arengu alguses, 11 600–10 700 kalendriaastat tagasi, pärast nn Billingeni katastroofi. Kuigi mereks kutsutud, iseloomustab riimveeline fauna ja flora vaid lühikest, vähem kui 200 a pikkust ajalõiku selle keskel (Svensson, 1989; Björck, 1995; Heinsalu, 2001), umbes 11 300–11 060 kalendriaastat tagasi, kui kliima lühiajaline jahenemine, nn Pre-Boreaali ostsillatsioon, vähendas ilmselt Balti merre voolava jääsulavee

Tabel 2.2. Hilisglatsiaali ja Holotseeni setete stratigraafiline liigestus (Raukas jt., 1995; Walker jt, 1999, muudatustega).

Table 2.2. Stratigraphy of the late-glacial and Holocene deposits (modified after Raukas et al., 1995; Walker et al., 1999).

Ladestik	Ladejärg	Kronotsoon	Indeks	Indeks	Piiridefinitsioon (aastat t.)	Õietolmuväo (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	Litoriinameri							
				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	Litoriinameri								
			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	Antsülus-järv							
				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-Arktikum	DR3	DR3	10 800	<i>Artemisia-Betula nana</i>	<i>Ar-Bn</i>	X				Joldia-meri	10 300	11 600	GS-1
					DR3	11 300	<i>Pinus</i>	<i>P</i>	XIa							
		Allerod	AL	ALb	11 800	<i>Pinus-Betula</i>	<i>P-B</i>	XIb	Balti jääjärv							
ALa				12 650												
Kesk-Dryas		DR2	DR2	12 200	<i>Artemisia-Chenopodiaceae</i>	<i>Ar-Ch</i>	XIIa	Balti jääjärv								
			DR2	14 050												

hulka. Joldiamere ja Balti jääjärve rannikuvööndi setted on kaardil kriteeriumide puudumisel eristamata. Erinevalt maismaast on meres Joldiamere setted tavaliselt laialt levinud ja hästi äratuntavad. Nendeks peetakse Balti jääjärve viirsavidel terava põiksusega lasuvat, kuni 1 m paksust, mõneti ähmase mikrokihilisusega pruunikashalli kuni hallikaspruuni aleuriidika savi kompleksi. Narva kaardilehe akvatooriumil olid hüdrodünaamilised tingimused Joldiamere setete säilimiseks ebasoodsad ning seismogrammidel neid välja eraldada ei õnnestunud; nende leviala jääb akvatooriumi sügavamasse ossa.

Antsülusjärve setted (IIVan). Isostaatilise maakerke tulemusena katkenud Balti mere ühendus maailmamerega põhjustas suure mageveelise veekogu – Antsülusjärve – tekke ning transgressiooni väljavoolu-isobaasist kõrgemal. See algas ligi 10 700 kalendriaastat tagasi ja kulmineerus Pre-Boreaali ja Boreaali piiril. Setetele on iseloomulik mageveelise molluskifauna (*Bithynia tentaculata*, *Lymnaea (Radix) ovata*, *Ancylus fluviatilis*) esinemine. Antsülusjärve staadium lõppes tõenäoliselt küllalt järsu regressiooniga ning järgneva soolase merevee sissetungiga läbi Taani väinade Balti merre umbes 9 000 kalendriaastat tagasi (Björck, 1995 jt).

Mitmete üksteist varjutavate ja varjavate, tihti liituvate, ja samal ajal enam-vähem samal kõrgusel kujunenud, kuid erivanuselistel mereliste pinnavormide koosesinemise tõttu on Narva (klindiesise) madaliku vara-holotseense arengu tõlgendamine küllaltki keeruline. Siin pole leitud ka rannamoodustiste alla mattunud orgaanikat; seni dateeritud setted on seotud peamiselt suurte ja hüdrodünaamiliselt suhteliselt väheaktiivsete laguunidega, st tekkinud allpool kõrgeimat veetaset. Autor on suuresti nõus Aivo Leplandi jt (1996) seisukohtadega (vt ka joonis 2.9). Need ei lange küll küll kokku kõigi viimaste arvamustega, kuid on heas kooskõlas vanemate arusaamadega (Ramsay, 1929; Markov, 1931; Kessel & Raukas, 1979 jt). Antsülusjärve transgressioon algas umbes 9200–9100 (teistel andmetel 9500) aastat tagasi. Selle käigus moodustus vanale otsamoreenile algul veelune, lõpuks veepealne Sininõmme maasäär, mis hiljem luitestus. Maasääre alumine osa koosneb kuni 7 m paksusest kesk- ja jämeliiva kompleksist, milles esineb, ülespoole järjest rohkem, hästi ümardunud kruusa ja veeriste järsult kirdesse kaldus kihte. Maasääre merepoolisel nõlval lasuvad kuni 4 m paksuselt rannanõlva veidi mere poole kaldus kruusa vahekihtidega liivad. Maasääre taha, klindi ette, tekkis aga Tõrvajõe laguun, kus settis kuni 3 m paksune savikas-aleuriitsete vahekihtidega (aleuriit)liiva kompleks. Antsülusjärve kõrgeima taseme kõrguseks alal on umbes 10,5–11 m läänes kuni 8,5 m idas. Saarse jt (2003, 2006) järgi on see tase 1–2 m kõrgemal, Leplandil jt (1996) veidi madalamal. Enam-vähem samal ajal, või veidi hiljem, hakkas Sininõmme säärest umbes 4 km mere poole moodustuma teine, Narva-Jõesuu maasäär või barjäärsaar, luues eeldused hilisema Leekovasoo laguuni tekkeks. Antsülusjärve veetaseme alanedes järk-järgult tasemeni 2 m ümp (või isegi veidi allapoole) moodustus selle valli taga Hilis-Boreaalis kuni 0,5 m paksune turba ja turbase muda kiht.

Soome lahes on **Antsülusjärve setted** tavaliselt esindatud hüdrotroilliidi suletisi või vahekihte sisaldava ebaselge kihilisusega hallika, harvem pruunika savi kuni 3 m paksuse lasundiga, sinakashalli või helehalli massiivse saviga selle ülaosas. Aga, nagu Joldiamere setetegi puhul, on nad alal tõenäoliselt kõikjal kulutatud.

Litoriinamere setted (mIVIt). Litoriinameri oli kõrgeima soolsusega etapp Balti mere arengus, mida näitab nii iseloomulik molluskifauna (*Littorina littorea*, *Littorina saxatilis*, *Cerastoderma glaucum* jt) kui soolalembesed ränivetikad. Ligikaudu 9 000 kalendriaastat tagasi taastus läbi Taani väinade ühendus Balti mere ja maailmamere vahel. Maailmamere veetaseme pärastjääaegne tõus väljendus Balti mere erinevates piirkondades erinevalt. Tänapäev pole uurijad jõudnud ühtsele seisukohale, kas tegu oli ühe, kuid glatsioisostaatilise maakerke intensiivsusest sõltuvalt eri kohtades eriaegse, või hoopis mitme, tavaliselt kolme transgressiooniga. Ala põhjalikult uurinud Lepland jt (1996) arvavad, et Narva piirkonnas ületas veetaseme tõus isostaatilise maakerke 7 500 aastat tagasi saavutades maksimumi, 8–10 m ümp, enne Vara-Atlantikumi (AT1) lõppu, kerkides seega kokku umbes 8 m. Litoriinamere

transgressioonil moodustus Narva-Jõesuu barjäärsaare taha Leekovasoo (Thomson, 1937 – Leivako) laguun, kus turba asemel kuhjus kuni 3 m paksuselt nn diatomiit. Eestis traditsiooniliselt diatomiidiks kutsutud (Thomson, 1937) ränivetikate – diatomeede – rikast muda võiks (analoogia põhjal lubimudaga) nimetada ka lihtsalt ränimudaks. M. Saksoni diatomee-diagrammil (vt joonis 2.8) võib Leekovasoo laguuni arengus eristada kolme kõrgema veetasemega perioodi (Litoriinamere transgressiooni?). Teised uurijad sellega üldiselt ei nõustu, kuid näiteks naabruses, Ingerimaal ja Karjala kannasel, eraldas A. Miettinen algul (2004) välja ühe, hiljem aga (Miettinen jt, 2007) kaks veetaseme tõusu Litoriina eal. Kas Litoriinamere transgressioonil tekkis laguun ka Sininõmme maasääre taha, Tõrvajõe antsülsjärve-ealise laguuni kohale, pole veel lõplikult selge. A. Rosentau, K. Kihno ja A. Kriiska suulisel teatel katavad siin vanemaid turbakihte kohati Vara-Atlantikumis (AT1) settinud aleuriitsete mudade puhul tegu Narva jõe veest magestunud Litoriinamere laguuniga, autori arvates aga pigem järvega (vt jooniseid 2.4 ja 2.9). Võimalik, et meie pinnakatte kaardil on Tõrvajõe laguunis osa Litoriinamere setteid loetud Antsülsjärve, osa järveliste sete hulka. Kuna settimist Narva madaliku Antsülsjärve ja Litoriinamere laguunides mõjutas otseselt Narva jõgi ja selle kulg, oleks siinsete keskkonnamuutuste paremaks mõistmiseks hädavajalik koos Venemaa teadlastega uurida ka Narva jõe alamjooksu arengulugu.

Litoriinamere transgressioonile järgnes veetaseme pidev alanemine ja merevee magestumine koos sellest põhjustatud faunamuutustega. Selle regressiooni käigus kerkisid merest barjäärsaare/maasääre põhjanõlval tekkinud (peamiselt) veealused rannarõõned ehk -barrid, moodustades ulatusliku, järjest mere poole alaneva Narva-Jõesuu rannavallide süsteemi. Lepland jt (1996) on siin umbes 2,5 km laiusel rannaga risti lõigul lugenud kokku 70–80 Litoriina- ja Limneamere valli. Kõiki neid ei luba meie kaardilehe mõõtkava kaugeltki kujutada, aga heaks illustratsiooniks rannavallide rohkusele on näiteks joonisel 2.9 toodud Meriküla kaart aastast 1881. Litoriinamere liivade paksus on siin tavaliselt 5 m ümber, ulatudes maksimaalselt ilmselt peaaegu 10 meetrini. Leekovasoo piires asendudes laguunne settimine kontinentaalse või järvelisega umbes 4300 aastat tagasi, varases Subboreaalis (SB-1).

Akvatooriumil vaadeldakse Litoriinamere setteid koos Limneamere setetega.

Limneamere setted (mIVlm). Traditsiooniliselt loetakse Limneamere alguseks mageveelise molluski *Lymnaea (Radix) ovata* immigratsioonist järk-järgult magestuva Balti mere rannikuvettesse. Eestis algas see ligi 5 000 kalendriaastat tagasi, kui maapinna üldise neotektoonilise kerke taustal kujunes veidigi püsivam rannajoon kõrgusel umbes 6–6,5 meetrit üle merepinna. Settimistingimuste sarnasuse tõttu ei erine Limneamere peenliivad liivad lõimiselt ega mineraalselt koostiselt Litoriinamere omadest. Kui pole tehtud vanusemääranguid, on eristamise aluseks just setete kõrgus merepinnast.

Maismaal levivad Limneamere setted tänapäevase rannajoonega külgneva enam kui 9 km pikkuse ja keskmiselt 500 (400–800) m laiuse liivaalana Merikülalt Narva jõe suudmeni. K. Orviku järgi (vt Lutt ja Raukas, 1983) on tegu Eesti ainsa ulatuslikuma õgvendunud kuhjerannikuga. Tasane, peaaegu laudsile, tagaküljel eelluidete ja nende algetega aktiivne rannariba, kuulus Narva-Jõesuu plaaz (fotod 30; 31; 2.8; 2.9a), on keskmiselt 60 m laiune. Idaosas laieneb see muuli taha kogunenud liiva tõttu kahekordseks. Eelluidete vööndist maa pool algab selge, tihti tormikahjustuste jälgedega nõlvaga rannabarride ja -vallide metsastunud ja tihti luitestunud vöönd.

Akvatooriumil Litoriina- ja Limneamere setteid ei eristata. Nad katavad 4–9 m paksuse kihina praktiliselt kogu merepõhja, kusjuures lääneosas levivad eelkõige peen ja pisiliivad, harvem aleuriidid, idaosas aga vähese orgaanikalisandiga (<1–2%) aleuriitsete mudad. Viimased on moodustunud lainetuse ja rannanõlva vastumõju tõttu tekkinud hoovuse kaasmõjul (S. Suuroja jt, 2008). Narva jõe suudme lähedal ilmnes A. Heinsalu ränivetika-analüüsi järgi (S. Suuroja jt, 2008) setetes tugev magevee mõju. Tüüpiliste mustade ja roheliste meremudade leviala jääb kaardilehe piires välja.

Tuulesetted (vIV). Tuulesetted moodustavad Balti mere erinevate arengustaadiumitega seotud luitevalle ja luitestikke ning on uuritaval alal küllaltki laialt levinud, moodustades 3% avamustest.

Markantsemad neist seonduvad transgressioonide maksimumidega – ajaga, mil meretaseme tõus ja glatsioisostaatiline maakerge kompenseerisid teineteist ning rannajoon püsis pikemat aega ühes kohas. Narva kaardilehel, kus Litoriaamere ja Antsülusjärve kõrgeimad rannajooned asuvad praktiliselt samal tasemel, umbes 10 m ümp, küünib Sininõmme maasäärele kuhjunud luitestiku hari kuni 23,2 m ümp (fotod 2.5; 2.6). Osaliselt on luitestik juba hävinud liiva kaevandamise tõttu. Ka Sininõmme luitestikust põhja pool on eoolilised peen- ja keskliivad laialt levinud, kuid väikeses paksuses (1–2 m, harva kuni 4 m) rannavallidele ja -barridele kuhjunutena viimastest sarnase lähtematerjali ja lõimise tõttu mineraloogilise analüüsita raskesti eraldatavad. Eelkõige tuleb luidete hulka lugeda nii Litoria- kui Limneamere rahutuma, vähem sirgjoonelise põhiplaani ahelikud ja vallid (fotod 2.9a, b). Kaardilehe mõõtkava ei luba kõiki üksikvälle kujutada, sestap on mitmed luitevallid liidetud rannavallidega, ja vastupidi. Tavaliselt on need edela–kirde suunalised, jälgides kunagise rannajoone põhisuunda, kuid Kudruküla ja Narva-Jõesuu vahemikus esineb ka Narva jõega paralleelseid luided.

Järvesetted (IIIV). Looduslikud järved alal puuduvad, kui mitte arvestada Kõrgesoo lääneosa lageraba laukaid. Tuhaväljade lahutamatu osana on Narva elektriijaamade settetiigid (ehkki nad esinevad Eesti jõgede registris) loetud tehnogeensete setete hulka. Neist suurimaks on Kõrgesoo rabaosas asetsev Eesti SEJ settetiik nr 2 pindalaga 290,6 ha. Vaid suuruselt teine, Roheline järv, endine Balti SEJ settetiik nr 2, on ka baaskaardil kujutatud veekoguna. Nüüdseks suletud ja rekultiveeritud tuhaväljast nr 2 lõunas asuva tehisejärve pindala on 167,4 ha. Pärast leeliselise vee neutraliseerimist pole järv ka enam roheline, nii et selle nimi on juba teatud määral eksitav (vt ka kõrval asetsevat töötavat settetiiki nr 1 fotol 2.15). Pigem võiks suuresti peene põlevkivituhaga täitunud veekogu kutsuda ka “Pruuniks järveks” (foto 8). “Looduslähedasemaiks” võiks ehk nimetada Narva veehoidlat, kruusaaugu kohale tekkinud Laagna järve (foto 29) ning paekarjääri moodustunud Kadastiku järvi (foto 21), kus järvesetted sisuliselt puuduvad.

Narva veehoidla ehitati Narva hüdroelektriijaama töö tagamiseks 1955–1956 a. Tavaliselt loetakse (Jaani, 2000) veehoidla pindalaks 25 m normaalpaisutustasemel 191 km². Keskkonnaregistri avaliku teenuse (http://register.keskkonnainfo.ee/envreg/main?reg_kood=VEE2015410&mount=view) järgi on veehoidla veepeegli pindala aga hoopis 10226,8 ha, saarte pindala 460 ha. Esimesel juhul on arvesse võetud ka veehoidla nn jõeline osa. Keskmiseks sügavuseks on 1,9 m, suurimaks 9 m.. Vesi vahetub veehoidlas 34 korda aastas. Kogu veehoidla Eesti territooriumile jääv vaid 35 km² suurune (Jaani, 2000) osa asub Narva kaardilehel. Peamiselt soo- ja jääjärvesetetega kaetud alale kujundatud veehoidla madaluse ning algse pinnareljeefi ja setete iseloomu tõttu levivad A. Mištšuki järgi (Jaani, 2000) 70%-l kaldajoonest kõrkja ja pilliroo õõtskamarkalad. Ilmselt tuleb siia hulka lugeda ka kohati enam kui km laiused kaldataimestikku täis kasvanud alad nii Narva jõe kui veehoidla ülejutatud kallastel (fotod 2.12; 2.14). Pinnakatte kaardil vaadeldakse seal levivat, kohati enam kui 0,5 m paksuse veekihiga kaetud ning taimejuurtest, mudast, liivast ja aleuriidist koosnevat segageneesiga setet tinglikult **jõesettena (aIV)**. Kinnikasvamise jätkudes pikema aja jooksul on siin mõne aja pärast ilmselt mõttekam rääkida juba soosetetest. Samas toimub, ning otsustades viimasel ajal sagenenud teadete järgi ujuvsaarte kohta, ka aktiveerub hoopis vastupidine protsess, turba ülestõusmine ning triiv. Veehoidla kallaste ja nõo ümberkujunemine seega alles kestab.

Looduslikud **järvesetted** pole uuritaval alal siiski tundmatud. Need on seotud Balti mere laguunide kinnikasvamisest/merest eraldumisel tekkinud veekogudega (vt jooniseid 2.1 ja 2.4). Tänapäevase Leekovasoo piires tekkis autori arvates Subboreali algul ligi tuhandeks aastaks madal kuid ulatuslik kinnikasvav järv, milles settis keskmiselt 0,4 m paksuselt liivaga segunenud turbane muda. Üles, ja osaliselt ka servade poole, asendus järveline muda kuni 0,8 m paksuse tuulesetetega segunenud kaldafaatsiese – aleuriidi ja pisi-peenliivaga. Analooigne järv tekkis autori arvates Litoriaamere transgressioonil ka Sininõmme maasääre taha, Tõrvajõe antsülusjärve-ealise laguuni kohale. A. Rosentau,

K. Kihno ja A. Kriiska suulisel teatel on siin Vara-Atlantikumis (AT1) settinud aleuriitsete mudade puhul siiski tegu Narva jõe veest magestunud Litoriaanimere laguuniga.

Jõesed (aIV). Eesti veerikkaimat ja Neeva järel suuruselt teist Soome lahte suubuvat jõge, Narva jõge kõrvale jättes on jõgedevõrk alal nõrgalt välja kujunenud. 76,2 (teistel andmetel 77) km pikkuse Narva jõe keskjooksul on org üle ujutatud ja jõesed uputatud ning uurimiseks kätesaamatud. Veehoidla (järvelise osa) alla jääb 18,4 km jõesängi. Allpool veehoidla tammi on jõeoruks kuiv kanjon (vt foto 11), kus paljandub aluspõhi. Kreenholmi saare põhjaosas on jõeale kujunenud 6,5 m kõrgune, tänapäeval enamasti kuiv kaheharuline juga (fotod 1; 1.11), mida tihti Niagaaraga võrreldud. Joast allavoolu on kanjon veelgi selgem, lõikunud ka liivakivisse ja põhjas isegi savisse, moodustades kokku umbes 3,5 km jooksul Eesti pikima kanjoni (fotod 1–3, 9–11). Klindi ees voolab jõgi madalate, kuid üsna järskude kallaste vahel. Seejuures kukub parem tavaliselt otse veeni, vasakule aga moodustub madal 50–200 m laiune lammiterrass (foto 2.13). Lammisetete – kihiliste, tihti mudaste liivade, aleuriitide ja ka savide paksus võib ületada 8 m. Vähesel määral esineb soodisetteid. Sängisetted koosnevad liivast, milles mõnikord esineb kruusliiva vahekihte. Vahetult enne suuet, suubub Narvasse tema suurim, parempoolne lisajõgi Rosson (vt foto 32). Rossoni jõgi on mitmeski mõttes huvitav. Tegu on ühega vähestest nn bifurkatsioonijõgedest, kus jõe üks haru ühendab kahte, antud juhul siis Luuga (Lauga) ja Narva jõgikonda (Maailma tuntuimaks bifurkatsiooni näiteks on juba A. von Humboldti poolt uuritud Casiquiare jõgi, mis ühendab (Rio Negro kaudu) Orinoco ja Amazonase jõgikonnad). Seejuures muudab Rossoni jõgi aeg-ajalt oma suunda, voolates Narva lahe keskmisest kõrgema veetaseme korral hoopiski Luugasse.

Teised suuremad kaardistavale alale jäävad jõed on Narva vasakpoolsed lisajõed Kulgu, Tõrvajõgi ja Kudruküla oja. Varem Ida-Viru paelava ja Alutaguse piiril idast läände voolanud Kulgu jõe suue jäi Narva veehoidla alla ja alamjooksule on kuhjatud tuhamäed. Jõgi on nüüd suunatud hoopiski põhja-lõuna suunaliselt Kõrgesood läbivasse Kulgu kanalisse (2.12). Tõrvajõgi ja, vähemal määral, Kudruküla oja koondavad levikukujuliselt kokku mitmed vaevumärgatavates, enamasti kraavitatud sängides voolavad paepealsed ojad. Klindilt laskudes on need endale tihti kujundanud lühikesed, mõnikord jugadega (Tõrvajõe, Orasoja) kanjonid (fotod 24–26), veelgi allavoolu on orud taas halvasti välja kujunenud ja kitsad (alla 50–75 m).

Soosetted (bIV) on enimlevinud settetüübiks territooriumil, kattes ligi viiendiku maismaa-alast. Esineb nii raba, siirdesood kui madalsood, kusjuures kaht esimest kujutatakse kaardil tavaliselt koos. Kasutatud turbalasundite ja -liikide klassifikatsiooni vt Orru, 1995.

Peaaegu kogu kaardilehe lõunaosa hõlmab Kõrgesoo (ka Auvere raba), mis siin on sisuliselt Alutaguse maastikurajooni sünonüümiks (fotod 2.10–2.12). Soo lasub jääjärvelistel setetel. Ilmselt Kõrgesoo lõunaserval asuva Auvere läbilõike (Pirrus, 1965) õietolmudiagrammi järgi (vt joonis 2.6) hakkas madalsooturvas siin moodustuma alles Atlantikumis. P. Thomsoni (1929) diagrammi järgi Auvere raba (Kõrgesoo) 7 m paksuse turbakihiga keskosast algas turba moodustumine juba Preboreaali alguses. Üle 60% Kõrgesoost moodustab maksimaalselt 8,5 m paksune rabalasund, mis koosneb 2 m paksusel siirdesoo tarna- ja tarna-sfagnumiturva kihil lasuvast fuskumi- või villpea-sfagnumiturbast. Kohati lisandub lamamise 0,5–1,5 m männi-villpeaturvast. Raba on valdavalt puisraba, lääneosas levib ka laugastega lageraba. Kuni 6 m paksune laigitiselt leviv raba-segalasund koosneb ülemise 0,5 m jooksul fuskumi- või meediumiturbast, all aga siirdesoo tarna-sfagnumi- või sfagnumiturbast. Üksikute laikudena soo lõunaosas esinev siirdesoolasund koosneb puu-sfagnumi-, sfagnumi- ja lehtsamblaturbast. Raba ääristava madalsooriba paksus ulatub 2,5 m-ni. Kõrgesoo asub samanimeline turba perspektiivala (vt Orru, 1975) tööstuslasundi üldpindalaga 3232 ha ja keskmise paksusega 3,8 m. Kogu varu – 18,3 mln tonni – on arvel aktiivse reservvaruna. Soo kirdeosast kaevandas aastatel 1919–1961 Kreenholmi vabrik

tarvis kütteturvast Kõrgesoo turbatehas. Freesalusturvast tootis siit aastatel 1966–1976 Kohtla-Järve EPT (Ramst jt, 2006).

Teisi suuremaid soid, mis ühtlasi on ka turba perspektiivalad või leiukohad, on lühidalt iseloomustatud aruande peatükis 4.2. Pinnakatte maavarad.

Nõlvaseteid (cIV) levivad kaardilehel tavaliselt varingutena nii klindiasangu jalamil kui, selgemalt, Narva jõe kanjonis. Olles enamasti mattunud inimtekkeliste setete alla või hoopis vaheldudes nooremate Balti mere setetega pole nende avamus kaardi mõõtkavas näitamiseks siiski piisavalt suur.

Tehnogeensed setted (tIV) hõlmavad 10% Narva kaardilehe maismaaosast. Võiks isegi öelda – kõigest –, kuna Narva piirkond on inimese poolt enim mõjustatud piirkondi Eestis. Kitsaid joonelisi (teed) ega asustatud punktide ulatuslikke, kuid suhteliselt ühtlaseid õhuke siinimitekkelisi settekihte nende setete seas tavaliselt ei näidata.

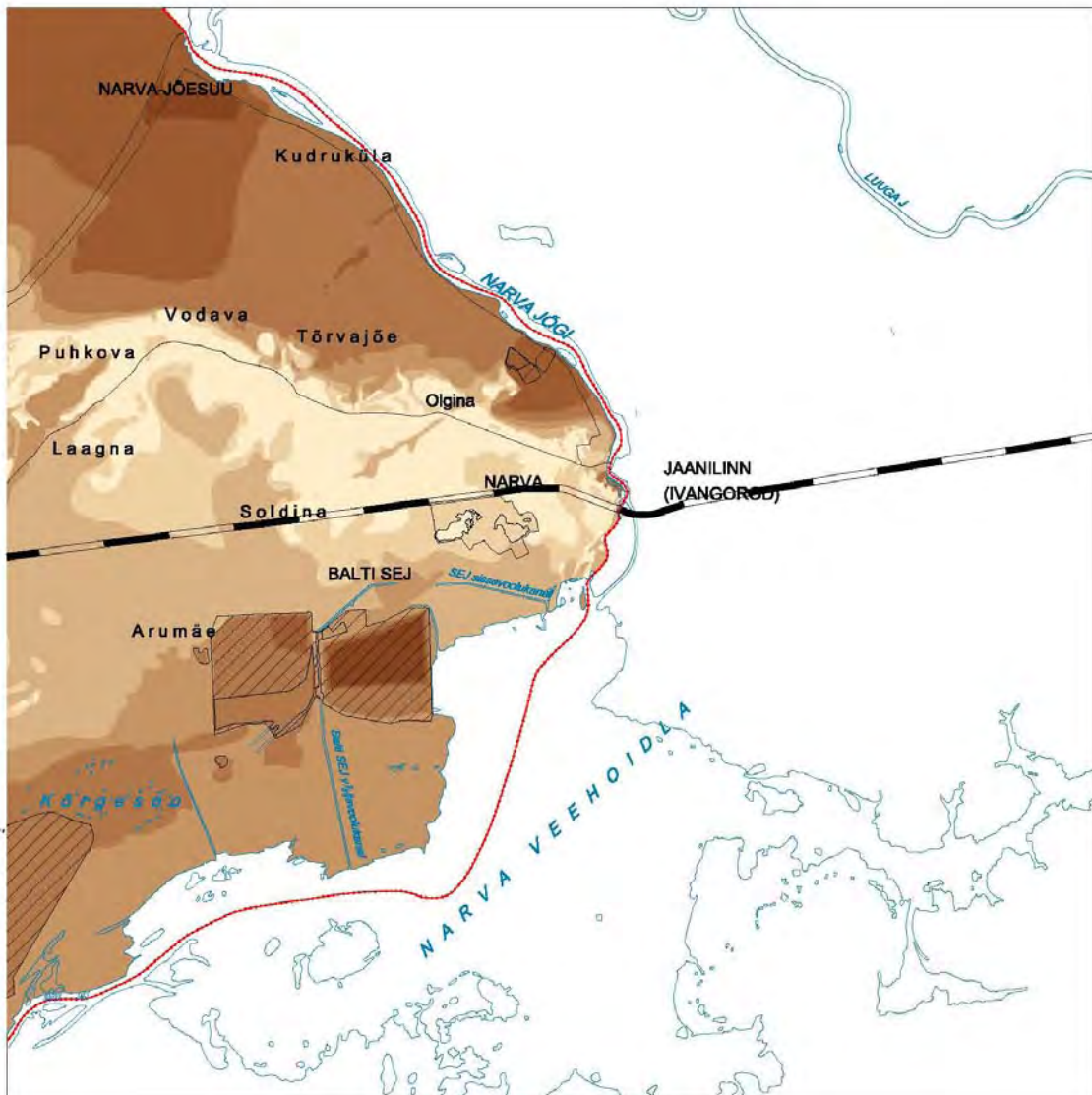
Kõrgeimaks tehispinnavormiks on vastu Narva veehoidlat paiknev Balti SEJ 1. (idapoolne) tuhamägi (fotod 2.15; 2.16; 3.1) absoluutse kõrgusega kirdenurgas isegi üle 80 m. Tehnogeensete setete suurim paksus on seega üle 50 m. Mõnevõrra madalamad on Balti SEJ tänaseks rekultiveeritud 2. (läänepoolne) tuhaväli (fotod 7; 3.3) ja kaardilehe edelanurgas paiknev Eesti SEJ tuhaväli. Tuhamägede setteiks on elektriijaama töö käigus tekkinud ja kokku kogutud tuhk, mis segatakse suure koguse veega ning saadud segu – pulp – pumbatakse ladestuspaika. Esmapilgul suur ja kompaktne, koosneb tuhamäe “töötav osa” omavahel ühendatud settetiikidest. Neist viimasest valgub vesi mäe jalamile selitisse (alumisse selitustiiki). Vastavalt koosneb ka tuhamägi erinevate omadustega tuhakihtidest.

Inimtekkeliste setetena on mainimist väärt Narva linna puhastusseadmed ja nüüdseks suletud prügimägi ning Narva Hermannii linnus oma bastionidega (fotod 3; 16–19).

2.3. PINNAKATTE PAKSUS

Pinnakatte paksuse kaart (vt joonist 2.11) on kaardikomplekti suure praktilise tähtsusega lisakaart, mis on saadud tänapäevasest reljefist aluspõhja reljefi (vt joonist 1.3) lahutamisel. Kaardid koostati marsruutide käigus kogutud ligi 550 vaatluspunkti ja paljandi, geoloogiliste puuraukude andmebaasis sisalduva enam kui 400 puurangu ning puurkaevude andmebaasi 182 puurkaevu andmetel. Aluspõhjani ei ulatunud seejuures kaks kolmandikku paljanditest-vaatluspunktidest, viiendik puurkaevudest ning vaid kümnekond puurauku. Akvatooriumiosa pinnakatte paksuste puhul toetuti ka käesolevate kaardistustööde käigus kogutud seisimokustilise pidevprofileerimise andmetele (S. Suuroja jt, 2008; vt ka joonist 2.5).

Õhukese, vähem kui meetripaksuse pinnakattega alasid on kaardilehe maismaaosas 13%. Need on koondunud klindi servast lõunasse jäävasse peaaegu pidevasse 1–4 km laiusse alvarite vööndisse. Et käesolevas töös vaadeldakse klindist põhja poole jäävaid Tünnerküla ja Pähklime pangassaari diapiiristunud aluspõhja jäänukite, mitte rändpangastena (vt ptk 1.3. Aluspõhja reljefist ja struktuuridest), tuleb needki lugeda õhukese pinnakattega alade hulka. Pinnakatte paksus on alla meetri ka üksikutes voorjates küngastes Ida-Viru lavamaa lõunaserva piiritleval künklikul moreenmaastikul. Kui kõrvalkaardilehte (Sillamäe 6533) iseloomustas aluspõhja paljandumine klindiasangu ees, siis Narva kaardilehel on vaid väikesel alal Meriküla ümbruses pinnakatte paksus klindiesisel madalikul (ning külgneval akvatooriumil) alla 2 m. Suurel osal klindiesisest madalikust on pinnakatte paksus 10 ja 25 m vahemikus. 30 meetrit ületab see Narva linna Sutthoffi, Pähklime ja Siivertsi linnaosa kokkupuutekohas ning suurel alal Kudrukülast Narva-Jõesuuni. Seejuures Narva-Jõesuus ulatub pinnakatte paksus puurkaevude andmetel kohati peaaegu 60 meetrini. Alutaguse madalikul on pinnakatte paksus tavaliselt üle 5 m, Kõrgesoo paksema rabalasundiga lääneosas ka üle 10 m. Enam kui 10 m on paksune pinnakate ka tuhamägedel, küündides Balti SEJ 1. tuhaväljal ilmselt 60 meetrini.



Joonis 2.11. Pinnakatte paksus.
 Figure 2.11. Thickness of the Quaternary deposits.



Foto 2.1. Moreenitasandik kitsa paekattelise pangaskerke ees Sõmerakaldast põhja pool. Taamal, sama seljandiku pikendusel, puuritakse (veidi kõrvalkaardilehele jäävat) puurauku Laagna 3.
Photo 2.1. Moraine plain at the foot of narrow limestone-covered uplift north of Sõmerakallas.



Foto 2.2. Pinnakate puuraugus Laagna 4 (eelmisel fotol nähtavast puuraugust lõunas, lubjakiviseljandiku taga): 0–0,6 m – teekate ja muld; 0,6–1,8 m – vähese hajusa kruusa ja rikutud kihilisusega liivane viirsete; 1,8–3,3 m – viirsavi, 2,0–2,6 m – jäme-keskliiva vahekiht; 3,3–7,2 m – savimoreen.

Photo 2.2. Quaternary deposits in the Laagna 4 drillcore (close to the western boundary of the territory): 0–0,6 m – road fill and soil; 0,6–1,8 m – sandy varved deposit with rare dropstones; 1,8–3,3 m – varved clay, 2,0–2,6 m – coarse-medium sand; 3,3–7,2 m – clayey till.



Foto 2.3. Balti jääjärve terrassi kruusad Laagna hotelli lähedal.

Photo 2.3. Gravel pit in a coastal terrace of Baltic Ice Lake near Laagna.



Foto 2.4. Rannabarr Sininõmme antsulusjärve-ealise maasääre põhjanõlval.

Photo 2.4. Offshore bar on the northern slope of Sininõmme Spit.



Foto 2.5. Sininõmme maasäärel ja sellele kuhjunud luitestikus asub nii samanimeline kalmistu ...

Photo 2.5. Cemetary ...



Foto 2.6. ...kui Riigiküla liivakarjäär.

Photo 2.6. ... and sand pit in the covered with dunes deposits of the Sininõmme spit.



Foto 2.7. Antsülsjärve (või Litoriinamere?) rannanõlva setted Sininõmme maasääre tagaküljel.

Photo 2.7. Deposits of Ancylus Lake (Littorina Sea?) on the landward slope of Sininõmme spit.



Foto 2.8. Narva-Jõesuu plaaž 2008. a vihmasel suvel.

Photo 2.8. Famous beach of Narva-Jõesuu.



Foto 2.9 a, b. Narva-Jõesuu liivaranda ääristavad aktiivsed eelluite-”hakatised”.
Photo 2.9 a, b. Sandy beach at Narva-Jõesuu is bordered by a belt of active embryonic foredunes.



Foto 2.10. Kõrgesoo. Vaade Eesti SEJ tuhamäelt Balti SEJ suunas.
Photo 2.10. Kõrgesoo Bog.



Foto 2.11. Kõrgesoo. Vaade piki Balti SEJ väljavoolukanalit. Ees madal soo, taga, metsane, – raba.
Photo 2.11. Kõrgesoo Bog.



Foto 2.12. Kulgu jõgi (kanal) lõikab nii Kõrgesood kui Vääska saari.

Photo 2.12. Both Kõrgesoo Bog and Vääska Islands are cut by artificial lower reaches of Kulgu River.



Foto 2.13. Tegelikult pole Narva jõgi oma alamjooksul nii kitsas. Pildil vasakul varjab vaadet Kaunissaar.

Photo 2.13. View at the Kaunissaar Island at the lower reaches of Narva River.



Foto 2.14 a, b. Suurel osal Narva veehoidla (ja jõe keskjooksu) kaldast levib peaaegu läbimatu pilliroo- ja kõrkjaõõtsik.

Photo 2.14 a, b. On the swampy the coast of Narva Reservoir mainly thatch and bulrush grows.



Foto 2.15. Balti SEJ tuhamägi ja selle lubjarikkad setted. Roheline – alumine settetiik; tagaplaanil Narva veehoidla.

Photo 2.15. Carbonaceous sediments in the ash hill of Baltic Thermal Power Station. Narva Reservoir on the background.



Foto 2.16. Kuid elu on võimalik selliseski naabruses.

Photo 2.16. About the possibility of life...

3. HÜDROGEOLOOGIA JA PÕHJAVEE KAITSTUS

Hüdrogeoloogiline ja põhjavee kaitstuse kaart on koostatud, nii nagu teisedki, suures osas varasemate keskmise- ja suuremõtkavalise geoloogilise kaardistamise ning otsingu- ja uuringutööde materjalide põhjal. Kasutatud on veel põlevkivi töötlemise ettevõtete seireandmeid ning põhjaveevarude kinnitamise aruandeid (Belkina jt, 1980; Savitski ja Vallner, 1999; Savitski ja Savva, 2001). Valdav hüdrogeoloogiline andmestik pärineb 182 andmebaasi "Põhjavesi–Puurkaev"(edaspidi tekstis nimetusega kataster) kantud tarbepuurkaevust ja vaatluspuurkaevust. Veepunktide keskmine tihedus on üle 1 puurkaevu 1 km² maismaa kohta, kuid põhiline osa neist paikneb territooriumi tihedama asustusega põhja- ja idaosas ning paarkümmend on nüüdseks likvideeritud. Lisaks kasutati ka 3 välitöödel uuritud allika andmestikku.

Kaartide koostamisel oli aluseks geoloogilise kaardistamise juhend (Juhend..., 2009), milline tugineb rahvusvahelisele tugilegendile "Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend" (Struckmeier ja 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 Ida- Eesti vesikonna Viru alamvesikonnas ning hüdrogeoloogiliselt Balti arteesiabasseini põhjaosas, kus põhjavesi esineb pinnakattes, aluspõhja ja kristalse aluskorra kivimeis. Suurima mahu ja levialaga neist on aluspõhja kivimitega seotud põhjavesi. Ala hüdrostratigraafiline liigestus on toodud tabelis 3.1. Hüdrostratigraafiline liigestus põhineb digitaalse geoloogilise kaardistamise juhendi (Juhend, 2009) seletuskirjale.

Tekstis kasutatakse nimetust Ordoviitsiumi veekompleks juhendis nõutud ja kaardil kasutatud Siluri–Ordoviitsiumi (S–O) veekompleksi asemel, arvestades Siluri kivimite puudumist.

Kaardilehe piires liigub põhjaveevool toitealalt, Jõhvi kõrgustikult, radiaalselt väljeala suunas, Soome lahte ja ka Narva jõe suunas. Maapinnalähedasi veekihte mõjutavad enim elektriyaamade tuhapiustangud ja jõgedevõrk, sügavamaid veekihte aluspõhjakivimeisse lõikunud mattunud org ja tektoonilised rikked.

Kvaternaari (pinnakatte) setetes esinevad nii surveta vett sisaldavad ja vahetult meteoroloogilistele mõjuritele alluvad poorsed põhjaveekihid kui ka survelehed põhjaveekihid. Narva-Jõesuu mattunud org on kaardil näidatud oruna, kus vaid kohati võib glatsiofluviaalsetes setetes paiknev veekiht olla alternatiiviks aluspõhja veekihile. Pinnakattesse tungib kogu infiltratsioon ja seda läbib suurem osa põhjavee äravoolust.

Pinnakatte ülemine osa või kaardilehel sageli kogu pinnakate kuulub aeratsioonivöösse, kus peale filtratsioonivoolude liigub hulk vett auruna või kapillaarjõudude toimel (Perens, 1998). Suuremal osal alast esineb maapinnalt esimene aluspõhjaline veekiht Ordoviitsiumi lõhelistes ja karstunud karbonaatseis kivimeis, kus põhjavee liikumise kiirus on suur lõheded ja maapinnalähedastes karstiõõnsustes. Siin levivad katkendlikud, kihilisusega paralleelsed, enamasti 1–2 m paksused suhteliselt tugevasti lõhestunud vööd, mille kaudu põhjavesi liigub lateraalsuunas ka puurkaevudesse. Puurkaevu poolt avatud kivimikompleksist hõlmavad lateraalsed veevööd, mis jagunevad läbilõikes võrdlemisi ebahühtlaselt, keskmiselt vaid 13% (Perens, 1998). Ala põhjapiiril moodustavad esimese maapinnalähedase aluspõhjalise veekihi poorsed terrigeensed kivimid ja mõnevõrra kõrgendatud mineraalsusega vee liikumiskiirus on väike. Aluskorra lõheded esinev kõrgendatud mineraalsusega vesi on praktiliselt liikumatu.

Tabel 3.1. Hüdrostratigraafiline liigestus.

Table 3.1. Hydrostratigraphical units.

Regionaalne strat. skeem	Kohalikud ühikud	Hüdrogeoloogilised stratonid			Valdav paksus, m	Veetase maapinnast, m	Deebit, l/s	Alandus, m	Eri-deebit, l/s*m
		Vee-kompleks	Veekiht	Veepide					
Kvaternaar	Järva	Kvaternaari (Q)			2–35	0–10			
Devon	Vadja-Leivu			Narva (Vadja-Leivu) veepide (D ₂ vd–lv)	5–8				
Ordoviitsium (O ₃₋₂) (O ₁₋₂)		Ordoviitsiumi (S–O)	Ordoviitsiumi liigestamata		5–35	0–5,5	0,05–5	0,3–19,5	0,01–9,4
				Ordoviitsiumi veepide	2–4				
Kambrium (Ca ₁₋₃)	Kallavere Tiskre	Ordoviitsiumi–Kambriumi (O–Ca)	Ordoviitsiumi–Kambriumi (O–Ca)		15–20	1–10	0,1–9	3,6–20	0,01–1
	Lükati Lontova			regionaalne veepide (Ca ₁ lk–Ca ₁ ln)	75–100				
	Ediacara (V ₂)		Kambrium–Vendi (Ca–V)	Voronka (V ₂ vr)		15–30	10–50	1,4–11	2,1–32
				Kotlini	30–40				
Gdovi (V ₂ gd)					40–60	3–30	1,5–9	7,5–24	0,5–1,3
Proterosoikum (PP–MP)			Aluskorra murenemiskoorigu ja lõhelise vööndi (PP–MP)		5–60				
				lõhedeta aluskord (PP–MP)					

Kui põhjaveekiht on suhteliselt homogeenne ühik, siis veekompleksi all mõistetakse fatsiaalselt ja aneliseltselt koostiseltselt kirjjut, valdavalt ühte liiki veeläbilaskvusega, kuid erinevate filtratsiooniomadustega kihindit.

Veepidemetena eristatakse kihte, mille transversaalne (kihipindadega ristuv) filtratsioonikoefitsient (K) on väiksem kui 10^{-2} m/d. Tegelikult veevarustuse seisukohalt eristatakse piisavalt vettandvaid veekihte ning veekomplekse (kaevude valdav erideebit $q > 0,1$ l/(s×m), $K > 1$ m/d) ning piiratud levikuga nõrgalt vettandvaid veekihte ja veekomplekse ($q < 0,1$ l/(s×m), $K < 1$ m/d). 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. Filtratsioonikoefitsiendi, milline iseloomustab kivimite, setete vee läbilaskvust (veejuhtivust), mõõtühikuks on m/ööpäevas (m/d). Tootlikkuse mõõtühikuna kasutatakse veetarbimises lisaks l/s ka m^3 /ööpäevas (m^3 /d).

Tabelis 3.1. pole katsepumpamiste puudumisel pinnakatte piiratud (sporaadilise) levikuga ega ilma olulise põhjaveevaruta kihid toodud.

3.1. KVATERNAARI VEEKOMPLEKS

Kvaternaari veekompleksi suurimaks puuduseks on selle väike reostustaluvus. Kaardipildis on tingmärgiga antud mattunud Narva-Jõesuu org, millises võivad kohati olla alternatiivseks veevarustuse allikaks glatsiofluviaalsed setted. Põhiliselt on pinnakatte setted sügavamasse Ordoviitsiumi veekompleksi filtreerivate sademete regulaatoriks. Enamik allpool kirjeldamist leidvaid veekihte on olulise põhjaveevaruta ja setete levikut võib jälgida kaardikomplekti pinnakatte kaardil ja läbilõigetel. Sageli on pinnakatte vesi ülavee iseloomuga ja salvkaevud või kaevised kuivavad suveperioodil.

Tuulesetetest kuuluvad vaid kaardilehe kagunurgas esinevad rannavalle katvad luited aeratsioonivõõsse (on veetud).

Tehnogeensed setted levivad Narva linnas täitepinnastena ning Eesti Elektriijaama ja Balti Elektriijaama (foto 3.1) tuhaväljadel.

Balti Elektriijaama tegutsev tuhaladestu (-plato) ulatub 68 m ümp üle (lisaperved 80 m) ning tuhaplato pindala on üle 2 km² (Vaarik, 2009). Setete veejuhtivus tuhamägedes varieerub olenevalt terajämedusest, kuid valdavaks on peentuhk, milline moodustab vett peaaegu mitteläbilaskvaid kihte. Balti Elektriijaamas on saadud tihedate kihtide $K = 0,19-16,1 \times 10^{-9}$ m/d (Arro jt, 2002). Läänepoolse tuhaplato ülaosas puuritud 10 m sügavuses puuraugus (Syrlié jt, 2005) saadi veetasemeks 9,3 m maapinnalt, mis viitab võimalikule läätsete olemasolule plato ülaosas või polnud tuhasete veel küllaldaselt kivistunud. Balti Elektriijaama läänepoolne tuhaplato saneeriti (korrastati) 2009. a alguseks, millega välistati ladestatud materjali otsene kokkupuude sademetega.

Jõesetete (aQ_{IV}) ja järvesetete (IQ_{IV}) olulise põhjaveevaruta kihid levivad klindiesisel ning ulatuslikumana üleujutatud Narva jõe kallastel. Setete veeandvust pole uuritud, kuid hüdrauliliselt seotuna jõeveega või sooveega ei vasta põhjavesi joogivee nõuetele organoleptilistelt omadustelt. Oluline on vettpidava iseloomuga järvemuda, mida esineb Kurtna järvede põhjas keskmise paksusega 2–4 m.

Soosetete (bQ_{IV}) olulise põhjaveevaruta kiht levib kaardi lõunaosas Kõrgesoos ja klindiesisel Leekova soos ning valdavad madalsood. Kõrgesoos ulatub turba paksus 7 meetrini. Veetaseme sügavus looduslikus seisundis soodes ei ületa poolt meetrit ja veekihi tusedus, olenevalt turbalasundi paksusest, on 1–3 m. Veehoidla soojussaastamine heitvetega ja toimuvad anaeroobsed protsessid soodustavad turba pinnaletõusu veehoidlas (foto 3.2).

Looduslik rabavesi on happelise reaktsiooniga (pH kuni 4), kuid enamusel kaardilehest on põlevkivitööstuse mõjul toimunud leeliseline reostumine ja vete pH ületab 6 (katastri puurkaevudes nr 19937 ja 19938 isegi 7). Humiinaainest on põhjustatud soovete suur orgaanikasisaldus. Praktilist kasutust soosetete veekiht ei ole leidnud, kuid on väga oluline sademete akumulatsioon.

Meresetete (mQ_{IV}) olulise põhjaveevaruta kiht levib vaid kaardilehe põhjaosa klindiesisel alal. Praktilist kasutust leiab veekiht vaid eraisikute salvkaevudega. Liivade tüsedus on kuni 10 m, veetase 0,5–3 m maapinnalt ning vee mineraalsus vaid 0,2 g/l (Belkina jt, 1980). Setete filtratsioonikoefitsient jääb alla 2–4 m/d ning vesi on kõrge rauasisaldusega (Riige, 1990), rannavallid on peamiselt veetud.

Jääjärve setete (lgQ_{III}) olulise põhjaveevaruta kiht levib laiguti kogu lehe ulatuses. Vettisaldavaks on peenliivad filtratsioonikoefitsendiga 0,1, harvemini kuni 1 m/d. Vesi on survetu või soosetete all nõrgalt survealine. Põhjavesi on väga muutliku keemilise koostisega ja kõrge rauasisaldusega (valdavalt esineb raud Fe^{2+} kujul). Väikese veeandvuse tõttu pole veevarustuseks sobiv. Jääjärvelised **savid (lgQ_{III})** eraldatakse traditsiooniliselt välja veepidemena ($K < 10^{-4}$ m/d) ning vettpidavate setete tüsedus ulatub ligi 10 m nii klindiesisel Ordoviitsiumi-Kambriumi veekompleksi avamusalal kui ka kaardilehe kaguosas, Kulgu sadamast läänes.

Glatsiofluviaalsete (fQ_{III}) setete veekiht teadaolevalt kasutamist ei leia ning puuduvad ka andmed veeandvuse kohta. Veekihi paksus ulatub 10 meetrini Narva-Jõesuus ja klindiesisel (vaata joonis 2.4). Setete filtratsioonikoefitsient on analoogia põhjal naaberlehega üle 10 m/d, positiivsed pinnavormid kaardilehe keskosas moodustavad suuremas mahus aeratsioonivöö. Enamusel alast on veekiht survetu iseloomuga.

Moreeni (glatsiogeensete setete – gQ_{III}) sporaadilise levikuga veekihti ei ekspuuteerita. Vettisaldavaks on vaid alumine, lokaalmoreeni osa või üksikud moreenis esinevad liivaläätsed. Kaardilehe kaguosas on lokaalmoreen esindatud jämeperdse materjaliga.

Vesi on HCO_3 - SO_4 - Ca - Mg - tüüpi, kõrge rauasisalduse ja mineraalsusega kuni 1 g/l. Erinevalt liivsetetes esinevast põhjaveest on moreenis leiduv vesi kare või väga kare. Tavaliselt on moreenid veevaesed, kuid kaardilehe piires on lokaalmoreeni saviliivade filtratsioonikoefitsient sageli üle 1 m/d.

Suuremal osal kaardilehest ja ka läbilõikest võib moreeni käsitleda **suhtelise (nõrga) veepidemena** kuni väga väikese läbilaskvusega veekihina ja filtratsioonikoefitsient küünib liivsavimoreenidel 10^{-3} m/d. Balti Elektriijaama rajamisel määrati liivsavimoreenide $K=0,0006-0,01$ m/d.

3.2. ALUSPÕHJA JA ALUSKORRA VETTANDVAD JA VETTPIIDAVAD KIHID

Devoni Vadja kihistu karbonaatkivimite ja savide kompleks levib vaid kitsas kaardilehe edelanurgas ja on vastavalt kaardistamise juhendi (Juhend..., 2009) seletuskirjale välja eraldatud veepidemena. Praktikas on avamusalal karbonaatsete kivimite kuni 5 m paksune ülaosa siiski lokaalselt (sporaadiliselt) vettandev. Ka keskkonnaministri 2004. a määrusega kinnitatud veekogumite loetelus on sinne Devoni kivimite avamusala loetud Kesk–Alam-Devoni põhjaveekogumisse.

Ordoviitsiumi veekompleks levib kogu alal, välja arvatud klindiesine ala kaardilehe põhjaosas ja loodeosa savidiapiiride piirkond, hõlmates kogu karbonaatkivimite lasundi. Veekompleks on praktiliselt kõikjal survetu. Peamine surve tekkeala – Jõhvi kõrgustik – jääb kaardilehest läände.

Ordoviitsiumi veekompleksis on hüdrogeoloogilisel kaardil loobutud vettpidavate ja vettandvate veekihtide eristamisest ja vaadatakse Ordoviitsiumi veekihte liigestamata kompleksina. Põhiargumendiks on, et avamusalal sõltub karbonaatkivimite veeandvus peamiselt lõhelisusest, aga mitte nende litoloogiast. Pindalaliselt esineb lõhelisus peamiselt tektooniliste rikete piirkonnas. Läbilõikes on nii lõhelisus kui karstumus väga ebahühtlane.

Lubjakivilasundi enim karstunud ja murenenud ülemise osa – murenemisvöö – paksus on enamasti 1–3 m. Eesti karbonaatkivimite kompleksi avavatest (ca 300) puuraukudest tehtud vooluhulga karotaažid näitavad (Perens, 1998), et ülemine 15 meetrit annab ligi poole kogu puurauku tungivast veest.

Veekompleksi ülemise kuni 100 m paksuse meteoroloogiliste tegurite aktiivse mõjuvöö saab jagada kaheks alamvööks. Ülemine, tugevalt karstunud kivimitega alamvöö haarab maapinnalähedased veekihid kuni sügavuseni 30 m ehk antud kaardilehe puhul praktiliselt kogu karbonaatse kompleksi. Balti Elektriijaama vaatluspuurkaevudega jälgitakse eraldi põhjavee keemilist koostist ülemises kihis (avatud Uhaku lade ja selle kontakt Lasnamäe lademega) ja alumises kihis (avatud Kunda lade).

Puurkaevude erideebitid kõiguvad vahemikus 0,01–9 l/s×m. Suuremad väärtused on seotud Uhaku lademe väljakiildumise esise vahetu avamusalaga, kus erideebitid on 1–3 l/s×m. Minimaalsed erideebitid on määratud klindiasangul ja puurkaevudes, kus ülemine vettandvam osa on manteldatud. Kadastiku karjääri hüdrogeoloogiliste tingimuste uuringul (Gartvitš, 1986) saadi veevool kõikjal Aseri ja Kunda lademe piirilt, erideebit olenevalt lõhelisusest 0,05–12 l/s×m (viimase puhul oli puuraugus nr 43 küll alandus alla 0,7 m) ja vee mineraalsus 0,85 g/l ning üldkaredus 12,5 mg-ekv/l.

Karbonaatses kompleksis on looduslik vesi mage, HCO_3 (või $\text{HCO}_3\text{-SO}_4$)-Ca-Mg- tüüpi, mineraalainete üldsisaldusega 0,4–0,5 g/l. Suurem on põhjavee mineraalsus reostusest tingituna elektriijaama tootmisalal ja tuhaväljade ümbruses ning ka Narva linnas, kus muutub ka vee tüüp ($\text{HCO}_3\text{-Cl-K-}$) ja vesi on kare või väga kare, mineraalsusega üle 1 g/l ning sageli kõrge rauasisaldusega. Kuna tööstuspiirkonnad hõlmavad enamuse kaardialast, on põhjavee mineraalsusega alla 0,5 g/l aladena hüdrogeoloogilisel kaardil toodud vaid Laagna servamoodustiste piirkond ning Narva jõe sissevool Narva veehoidlasse. Viimase puhul on paaril viimasel aastal saadud vaatluspuurkaevus katastrinumbriga 19508 üldmineraalsuseks ka 0,6 g/l.

Ordoviitsiumi veekompleks on hajaasustuse eratarbijate veevarustuse allikaks klindipealsel, kus leiab kasutamist harva madalate salvkaevudega ning sagedamini puurkaevudega. Ordoviitsiumi veekompleksis on kaitsmata aladel sageli manteldatud puurkaevude vettandvam ülaosa ja sellistes, kohati anaeroobsetes tingimustes põhjaveega puurkaevudes, on suurem mineraalainete sisaldus, väiksem veeandvus ja sisaldub üle 1 mg/l rauda.

Ordoviitsiumi veepideme moodustavad Varangu kihistu savid ja Türisalu kihistu diktüoneemakilt ja traditsiooniliselt ka Toila kihistu glaukoniitlubjakivid koos lamamiks oleva glaukoniitliivakiviga, tusedusega 2–4 m. Kaardilehe piires on parimate vettpidavate omadustega Türisalu kihistu paksus vaid 1–1,5 m. Veepideme läbilaskvus on teravalt anisotroopne. Kui lateraalne (külgsuunaline) filtratsioonikoefitsient võib muutuda 0,001–1,0 m/d, siis transversaalne on enamasti suurusjärgus 10^{-6} – 10^{-5} m/d või isegi 10^{-7} m/d (Savitski, Vallner, 1999).

Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleks (O–Ca) levib enamikul alast, olles maapinnalt esimeseks aluspõhjaliseks vaid klindiesisel alal ja kohati sinisavi kerkealadel. Kallavere (Ordoviitsium) ja Tiskre kihistu (Kambrium) peeneterisest liivakivist ja jämeterisest aleuoliidist koosneva kompleksi paksus on 15–20 m. Veekompleks toitub nii Jõhvi kõrgustikult (kaardilehest läänes) kui ka läbi Ordoviitsiumi veepideme. Tinglikult on veekompleksi kuuluvaks loetud ka sinisavide kerkevööndi alad, kus läbilõikes valdavad liivakivi pangased. Veekompleks on survealine, muutudes survetuks vaid avamusalal. Filtratsiooniomadused on välja peetud: $K=1\text{--}5$ m/d ja $q=0,1\text{--}0,5$ l/s meetri alanduse kohta. Erideebitid alla 0,1 l/s×m esinevad vaid Soldina rikkevööndi piires ning lääneosa klindiasangul ja üle 1 l/s meetri alanduse kohta endiste Kadastiku karjääride ümbruses. Kompleksi põhjavee survetase ühtib Narva linnas ja Balti Elektriijaama ümbruses Ordoviitsiumi veetasemega ja viimastel aastatel on kohati sellest 0,3 m kõrgemal.

Keemiliselt koostiselt on põhjavesi $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-}$ tüüpi lahustunud mineraalainete üldsisaldusega 0,4–0,7 g/l ja ala lõunapiiril hakkab mineralisatsiooni kasvades üle 0,5 g/l valdama katioonidest Na-ioon

ning vee tüüp muutub $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg-}$ või kohati tuhamägede ääres $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na-ks}$, mineraalsus 1 g/l. Veekompleks leiab tarbimist eraisikuile kuuluvate puurkaevudega.

Lükati–Lontova regionaalne veepide levib kogu alal ja on esindatud eelnimetatud kihistute argilliidilaadse saviga. Lontova kihistu Sämi kihistik, mida sageli loetakse Kambriumi–Vendi veekompleksi kuuluvaks, on kaardilehe piires samuti esindatud sinisavidega. See on läbilõike tusedaim (80–90 m, Soome lahe rannikul Narva-Jõesuus mittetäieliku paksuse puhul vaid 25 m) ja suurima isolatsioonivõimega veepide – transversaalne filtratsioonikoefitsient on enamasti $10^7\text{--}10^5$, maksimaalselt 10^{10} m/d (Savitski, Vallner, 1999). Sinisavi kerkealadel ulatub veepideme paksus isegi 110 meetrini.

Kambriumi–Vendi veekompleksi (Ca–V) kandjaks on eelnimetatud ladestute liivakivid ja aleuroliidid. 30–40 m paksused Kotlini kihistu savid jaotuvad veekompleksi kaheks: ülemiseks – Voronka ja alumiseks – Gdovi veekihiks. Veepideme suurimad paksused on seotud kaardilehe idaosaga, kus katastri puurkaevus nr 4111 ulatub savide paksus kuni 45 m. Kotlini veepideme transversaalne filtratsioonikoefitsient on analoogne Lükati–Lontova omale, näidates tugevat isolatsioonivõimet. Tavaliselt on Voronka veekihile omane väiksem veeandvus kui Gdovi veekihil. Voronka veekihi puurkaevude erideebitid (q) on keskmiselt 0,5 l/s meetri alanduse kohta, suuremad Narva linnas. Gdovi veekihis aga $q=1$ l/s meetri alanduse kohta, väiksemad Narvas. Sinisavi kerkealadele on iseloomulik väiksem veeandvus, seda mõlema veekihi puhul. Kuna piirkond pole täpselt piiritletav, ei ole hüdrogeoloogilise kaardi läbilõikel siiski veekompleksi väiksema puurkaevude erideebitiga vahemikku klindiasangul välja eraldatud.

Veekompleksi vesi on mage Voronka veekihis (mineraalsus 0,45–0,7 g/l, kasvades ida suunas), kuid märgatavalt suurema mineraalsusega alumise, Gdovi veekihi puhul. Gdovi veekihis levib juba soolakas vesi mineraalsusega 2 g/l. Vesi on Cl-Na-Ca- või isegi Cl-Na-tüüpi Gdovi veekihis ja Cl- HCO_3 -Na- tüüpi Voronka veekihis. Gdovi veekihis on probleemiks suur kloriidide sisaldus põhjavees, samuti radionukliidide sisaldus ning ülemäärane raua sisaldus, milline iseloomustab ka ülemise veekihi põhjavett. Kaardileht jääb ulatusliku Ca–V survepinna alanduslehtri piiresse ning veekompleksi survepind on 10–27 m (viimast Narvas, Kreenholmis) allpool merepinda. Selline survetase iseloomustab Voronka veekihti. Gdovi veekihi survetase oli 1949. a geoloogilise puuraugu 312N (joonisel 1.1) rajamisel 0,3 m ümp (Eesmaa, Lepik, 1964) ning veel 1970. a Narvas ligi 20 m kõrgemal Voronka veekihi survepinnast. Erinevus on ilmselt vähenenud veevõtu järsu vähenemisega Voronka veekihist viimase 30 aasta jooksul. Veekompleks on peamiseks ühisveevarustuse allikaks kaardilehe piires, klindiesisel mererannikul (Narva-Jõesuu, Meriküla, Siiverti) isegi ainsaks võimalikuks ning tarbitakse vaid Voronka veekihi põhjavett.

Aluskorra murenemiskooriku ja lõhelise vööndi (PP-MP) põhjavesi on kõrgsurveline, kaardilehe piires uuritud vaid mineraalvee puurauguga nr 2346. Põhjavesi on suure mineraalsusega, väga väikese veeandvuse tõttu ei oma mingit tähtsust veevarustuses, küll aga mineraalvee otsinguiks. Murenemiskooriku tusedus on suurem kaardilehe lõunaosas, kus läheneb 60 m, väiksem kaardilehe põhjaosas, kus ei ületa 10–20 m (katastri puurkaevus 2346 vaid 9 m). Pindalaliselt on hüdrogeoloogias oluline, kas murenemiskooriku savikas intervall on säilinud või kulutatud.

Puurkaevust 2346 saadi Cl-Na-Ca- tüüpi vett mineraalsusega 3 g/l. Tavaliselt on aluskorra puuraukudest proovitud põhjavesi mitu korda suurema mineraalainete sisaldusega. Puurauk oli sel sügavusel praktiliselt veetu, deebitit ei õnnestunud määrata, kuigi veetaset alandati 79 m (Tsheban jt, 1976). Staatileine põhjavee survetase oli 1975. aasta lõpus 5 m amp. Murenemiskoorikust pärinev raadium põhjustab põhjavee (ka lasuvas põhjaveekompleksis) ülemäärase efektiivdoosi.

3.3. PÕHJAVEE TARBEVARU JA SELLE KASUTAMINE

Kaardilehe piires on kinnitatud tagatud põhjaveevaru Voronka veekihi Narva-Jõesuu linnale ja Narva linnale, vastavalt 2500 ja 3500 m³/d. Prognoosvaru on kinnitatud Narva linnale Ordoviitsiumi–Kambriumi veekihi. Varud on kinnitatud keskkonnaministri 2006. aasta (6.04.2006) käskkirjaga kasutusajaga kuni 2020. a.

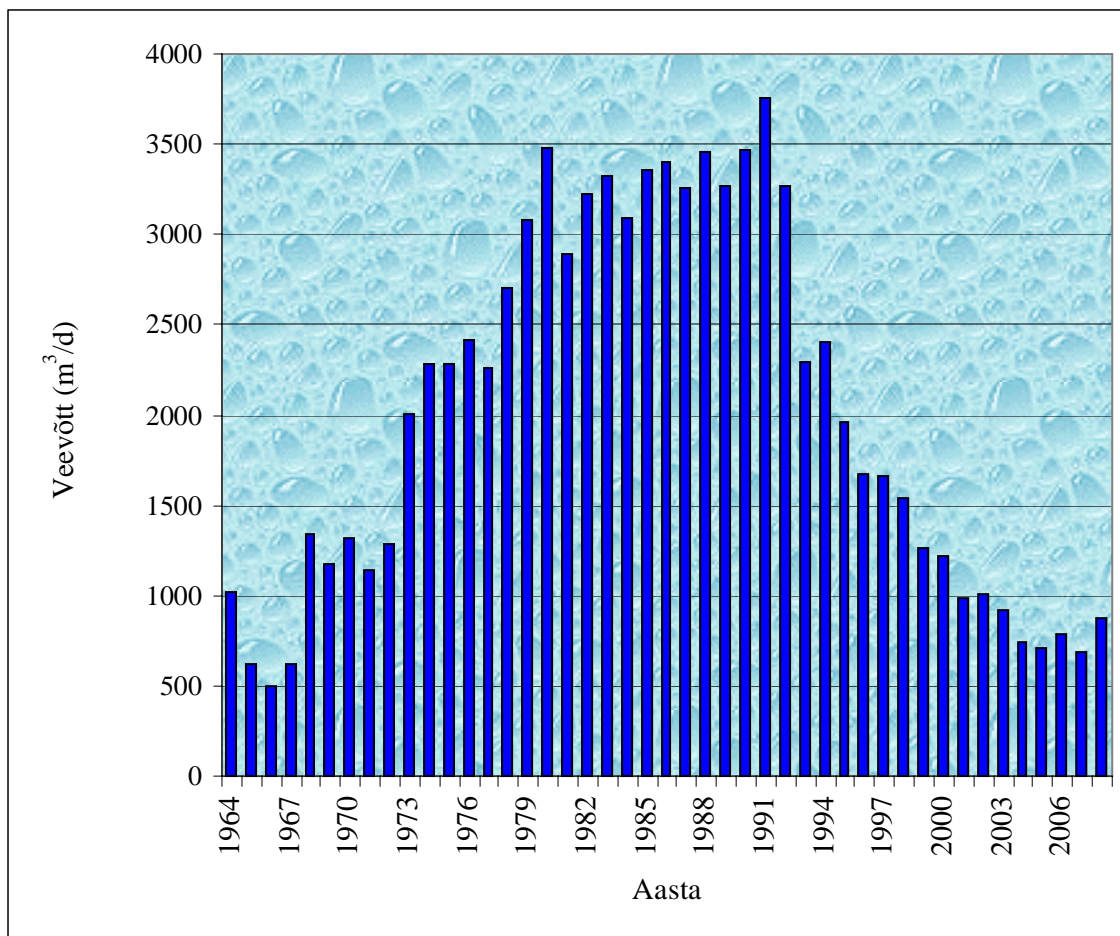
Hüdrogeoloogilisel kaardil on toodud veetarbimine 2007. a lõpu seisuga ja arvestatud on vaid puurkaeve veetarbimisega üle 5 m³/d.

Kvaternaari veekompleksi vett kasutavad üksiktarbijad salvkaevudega põhiliselt Narva-Jõesuus, Merikülas ja kaardilehe piires paiknevais arvukais aiandusühistuis. Kuna Narva-Jõesuu keskosa paikneb mattunud oru piires, on siin paljudel suvilatel rajatud ka puurkaeve pinnakattesse, kuid viimaste sügavuse ja veeandvuse ning vee kvaliteedi kohta andmeid ei ole.

Ordoviitsiumi veekompleks leiab kasutamist üksiktarbijate (talud) üksikute salvkaevude ja arvukate puurkaevudega. Põhiliselt on puurkaevud alla 20 m sügavad ning riiklikku veearestust nende tarbimise hulga kohta ei peeta. Sügavamaid puurkaeve on üksikmajapidamistele puurinud põlevkivi töötlemise ettevõtted. Tarbepuurkaevudes on ülemine osa karbonaatsest kompleksist sageli manteldatud ja tarbitakse vaid veekompleksi alumise osa enamkaitstud põhjavett. Puhkova ümbruses ja Merikülas kuivasid paljud salvkaevud ja puurkaevud paarkümmend aastat tagasi tehtud maaparandustööde käigus. Ebasanitaarses seisundis on puurkaevud Soldinast läänes, Tuleviku külas. Vaivara vallal on kavas viia läbi ümbruskonna kaevude inventeerimine ja rajada elanikele uusi puurkaeve riikliku hajaasustuse veeprogrammi alusel.

Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleks leiab kasutamist arvukate eraisikute puurkaevudega ning lisaks võtab Balti Elektriijaama territooriumil kalakasvandus Maseko (puurkaev nr 2118) ligi 10 m³/d ning Peeterristi elamud ligi 5 m³/d põhjavett. Kuna kaardilehe idaosas ei tarbi tööstusettevõtted juba aastaid selle veekompleksi vett, on survetase tõusnud ja ühtib kohati Ordoviitsiumi veekompleksi veetasemega.

Peamine põhjavee tarbimine ühisveevarustuses toimub Ca–V veekompleksist. Suuremaks veetarbijaks on Narva-Jõesuu linn, tarbides 2008. a 902 m³/d. Suurim oli veevõtt siin 20 aastat tagasi – ligi 4000 m³/d. Praegu toimub veevõtt vaid Voronka veekihi, kuid aastani 2003 tarbiti ka sügavama Gdovi veekihi põhjavett ning veel sajandivahetusel võeti sellest üle 400 m³/d. Survetase veekompleksis oli 50-ndail aastail 1–5 m allpool merepinda, langes siis 30 aasta tarbimisega üle 30 m (38 m amp katastri puurkaevus nr 2089 1985. aastal) ja on nüüd tarbimise vähenemisega tõusnud tasemeni 11–15 m amp Voronka veekihi. Viimase paari aasta jooksul on Meresuu Spaa käikuandmisega mõnedes puurkaevudes märgata uut survetaseme langust.



Joonis 3.1. Veevõtt Ca–V veekompleksist Narva linnas 1964–2008.

Figure 3.1. Groundwater abstraction from Cambrian–Vendian aquifer system in Narva.

Narva linnas tarbiti veel 30 aastat tagasi veekompleksist üle 2000 m³/d ning arvestades ka veevõttu Balti Elektri jaamas ning ümbruskonnas (Olgina, Siivertsi) kuni 3000 m³/d. Seejärel anti käiku veejuhe Narva jõest ning üle 95% joogivee vajadusest rahuldatakse nüüdseks pinnaveest (elanikkond tarbib vee puhastusjaamast tulevat pinnaveet üle 8000 m³/d). Käesoleval aastal alustati ka linna joogivee- ja kanalisatsioonitrasside uuendamise viimase etapiga. Kui praegu tarbib veekompleksi põhjavett veel Siivertsi linnaosa (üle 90 m³/d), siis edaspidi rahuldab kogu joogivee vajaduse pinnaveehaare (pumpla 23 km linnast ülesvoolu). Tööstus tarbib veel Kambriumi-Vendi veekompleksi vett Kreenholmi linnaosas, kuid järjest vähenev veevõtt oli 2008. a kolme puurkaevu peale kokku alla 40 m³/d. Balti Elektri jaamas on veevõtt veekompleksist langenud alla 5 m³/d ning puurkaevud, nagu ka Narva linnas, on valdavalt reservis hädaolukordadeks. Põhiline veevõtt Balti Elektri jaamas toimub oma pumplatega Narva veehoidlast ning vajalikku jahutusvett võetakse ligi 1 milj. m³/d. Voronka veekihi põhjavee survetase oli Narva linnas algselt 1–2 m ümp 1950-ndail (puurkaev nr 4113) langenud ligi 40 meetrit 1978. aastaks (seirekaev nr 2110). Seejärel asendus veetaseme langus aeglase tõusutrendiga ning survetase on nüüdseks ligi 25 m amp.

Lisaks toimub kaardilehe piires veevõtt Ca–V veekompleksist 15 m³/d aiandiühistuis (puurkaev nr 2965), ligi 50 m³/d Olgina ja üle 10 m³/d Laagnas.

3.4. PÕHJAVEE RIIKLIK VAATLUSVÕRK JA PÕHJAVEETASEME MUUTUMINE

Põhjavee riikliku tugivõrgu seirega on kaardilehe piires haaratud kõik veekompleksid ning vaatlusväljakud paiknevad intensiivse veevõtu ning tööstusliku reostuse mõju tingimustes (Ida-Viru seirepiirkond). Vaatluskaevud avavad sageli kõrvuti eri veekomplekse ja Ordoviitsiumi veekompleksi eri sügavustel paiknevaid veekihte (-horisonte). Kuna vaatluskaevud paiknevad gruppina ja põhjaveekatastris arvel olevate vaatluskaevude üldarv ületab 80, on hüdrogeoloogilisele kaardile kantud vaid põhilised tegutsevad seirekaevud.

Survetu põhjavee vabapinna kõikumine sõltub peamiselt sademeist, ala looduslikust ja tehnogeensest dreeneritusest ning on jälgitavad kevadine ja hilissügisene taseme maksimum ja talvine ning suvelõpu miinimumtase. Sügavamate aluspõhjakihtide vee survepinna kõikumine järgib maapinnalt esimese veekihi oma väikese hiline misega ning taseme sesoonsete kõikumiste amplituudid vähenevad vastavalt kihi sügavuse suurenemisele ega ületa Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksis 0,5 m ja Kambriumi–Vendi veekompleksis paarikümnet cm looduslähedastes tingimustes.

Praegu tegutsevais Ordoviitsiumi veekompleksi avavais vaatluspuurkaevudes on aastane veetaseme amplituud 0,5–1,5 m. Vaatluste teostamist kaardilehe piires organiseerib AS Narva Elektri jaamad. Korduvalt täienenud seirevõrk tegutseb pidevalt 1989. aastast. Iga-aastased seirearuanded on koostatud kahe põhiautori poolt (Sahnovski, 1992 kuni Kivit, 2008). Vaatlused toimuvad 4 vaatluskaevust Eesti Elektri jaama tuhaväljadel, 20-st Balti Elektri jaama tuhaväljadel ja 12-st elektri jaama tootmisalal. Enamuse vaatluskaevude kõrval paikneb ka madalam puurauk pinnakatte veetaseme jälgimiseks ja vee keemilise koostise seireks.

Põhiliseks seireliigiks ongi põhjavee keemilise koostise jälgimine, kusjuures määratakse ka fenoolide ja naftaproduktide sisaldust ning mõõdetakse põhjavee temperatuuri. Lisaks neile Ordoviitsiumi veekompleksi avavaile puurkaevudele jälgitakse 7 vaatluskaevuga Ordoviitsiumi–Kambriumi põhjavee keemilist koostist Balti Elektri jaama tuhaväljadel ja 4 kaevuga Eesti Elektri jaama tuhaväljadel.

Riikliku seirevõrgu vaatluskaevudega jälgitakse Kambriumi–Vendi veekompleksi põhjavee keemilist koostist ja survetaset. Tegutsevaks seirekaevuks on Narva-Jõesuus paiknev puurkaev nr 2088. Survetaseme kõikumine on siin ligi 2 m aastas, kuna kaev paikneb tegutseva veehaarde piires. Vee keemiline koostis määratakse kord aastas. Varasemaist aastaist on seireandmed sadama puurkaevu nr 2090 kohta aastaist 1958 kuni 1980. Narva linnast on pikk seiretsükkel puurkaevust nr 2110 kuni aastani 1992, kusjuures jälgiti ka põhjavee kvaliteedi muutumist. Mineraalveepuurkaevu 2346 veetaseme seire toimus aastail 1976 kuni 1994. Lisaks jälgitakse Ordoviitsiumi veekompleksi vee keemilist koostist endise Narva asfaltbetoonitehase alal vaatluskaevudest 19849 ja 19850 riikliku jääkreostuskollete seire käigus.

Kambriumi–Vendi veekompleksi põhjavee survepinna on oluliselt alandanud ka intensiivne veevõtt Ivangorodis ja Slantsõs, mistõttu põhjavee liikumine on komplitseeritud ja on võimalik soolaka põhjavee ülespoole suunatud liikumine. Seetõttu on oluline riigipiiri ületava põhjavee seire, mille koordineerimiseks teevad koostööd Eesti-Vene ühiskomisjoni liikmed. 2006. a lõpuks valmis piiriülese Peipsi järve valgala veemajandusprogramm, kus piiriülesteks veekogumiteks kinnitati Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi Voronka veekogumid ning leiti, et Eesti põhjavee seire võrgustik vajab täiendavalt 1–2 seirejaama Narva linna ja Narva veehoidla vahelisele alale. Juba kümme aastat tegutseva ühiskomisjoni tegevuse põhisuunaks on siiski piiriveekogude kaitse.

3.5. PÕHJAVEE KAITSTUS

Põhjavee kaitstuse kaardi koostamise aluseks olid antud kaardikomplekti kuuluvad pinnakatte ja aluspõhja geoloogiline kaart ning ka Riikliku Põhjaveekatastri 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). 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 vettläbilaskvate setetega ja seejuures lähtutakse nende tüsedusest, litoloogiast ning siit tulenevalt filtratsiooniomadustest ja aeratsioonivöö tüsedusest. Olulise tegurina arvestatakse pinnase- ja põhjavee tasemete vahetega. 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. Siia alla kuuluvad alvarid ja üle 2 m pinnakatte paksusega glatsifluviaalsete setete levikualad.

2. Nõrgalt kaitstud (reostusohklikud) alad. Siia kuulub suurem osa Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi avamusalast, madalsoo ala Peeterristol kaardilehe keskosas, väikese savide paksusega alad lõuna pool raudteed kaardilehe lääneosas ning Kulgu tammi piirkond, kus savikad pinnased vahelduvad tehnogeensetega. Samuti vaadeldakse nõrgalt kaitstuna Vaivara dislokatsioonide vööndi seda osa, kus läbilõikes valdavad liivakivi ja pae pangased ning enamust pangaskergetest (veetud pangassaared).

3. Keskmiselt kaitstud (mõõdukalt reostusohklikud) alad. Aladeks on savidiapiiride ala kaardilehe loodepiiril, kus väga deformeeritud, pangaseid sisaldavad aluspõhja savid avanevad vahetult pinnakatte all ning ulatuslikumana enamuse Kõrgesoost. Samuti Devoni kivimite avamusala kaardilehe edelanurgas.

4. Suhteliselt kaitstud (vähe reostusohklikud) alad. Välja on eraldatud Eesti Elektriijaama tuhaplatoo kirdeosa ja selle esine seliti üle 20 m suhteliselt vettpidava tsementeerunud tuhaga. Samuti Balti Elektriijaama tuhaplatoo nr 1 põhjaosa ja läänepoolne suletud (saneeritud) tuhaplatoo nr 2. Kuna kehtiv kaardistamise juhend ei näe ette alla 100 m laiuste alade eristamist, pole kujutatud suhteliselt kaitstud ala piires vähemalt üks aste nõrgema kaitstusega alana väljavoolukanalit. Sama kehtib ka keskmiselt kaitstud alale jäävate tuhaväljade transportvee kanalite ja piirdekraavide kohta.

5. Kaitstud (reostuskindlad) alad. Hõlmab kaardilehe põhjaosa – Lükati–Lontova regionaalse veepideme avamusala. Enamus tihedama asustusega kaardialast on siiski kaitsmata või nõrgalt kaitstud.

Põhjavee kaitstus oleneb sadevetega kantavate reoainete infiltreerumise kiirusest antud piirkonnas. Tuleb aga arvestada, et põhjaveekihti sattununa sõltub reoainete levik külgsuunalistest (lateraalsetest) filtratsiooniomadustest ja on eriti kiire hüdrogeoloogilisel kaardil suurema erideebitiga eristatud aladel.

3.6. PÕHJAVEE KOOSTIS

Eesti põhjaveekogumite seas on kogu Ida-Viru põlevkivibasseini lubjakivikompleks, milline hõlmab ka antud kaardilehe lõunapoolseimat osa, välja eraldatud rikitud seisundiga põhjaveekogumina, mille kvalitatiivne ja kvantitatiivne seisund on halb ning hea seisundi saavutamine pole lähiajal reaalne. Selle vee kõrge mineralisatsioon, üldkaredus ja kaaliumi ning kloriidide sisaldus tuleneb põlevkivi

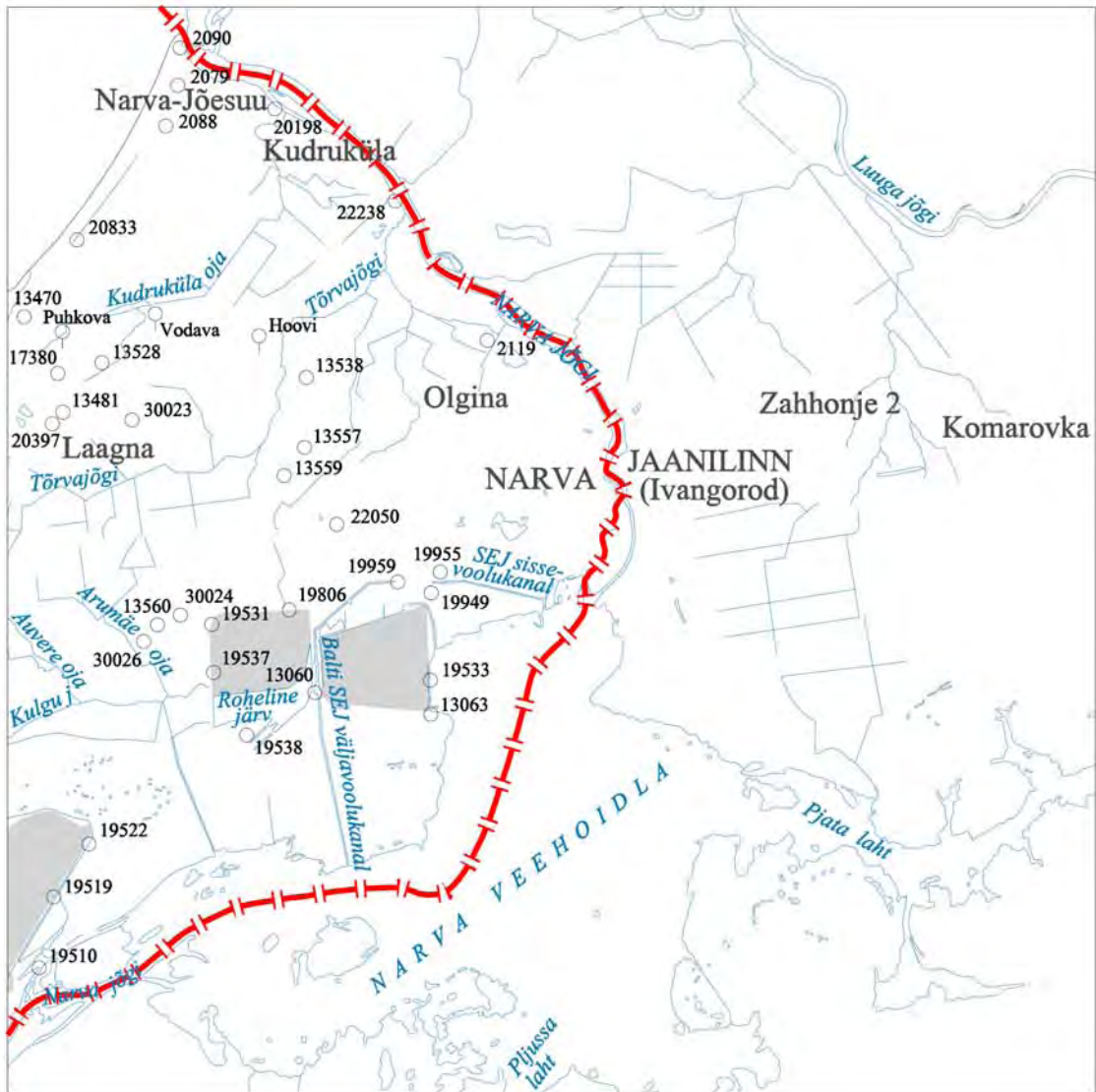
töötlemisega kaasnevast saastumisest põlevkivituhaga ning koosmõjust suuremate reostuskolletega (foto 3).

Põhjavee looduslik kaitstus peaks peegelduma ka lämmastikühendite sisalduses põhjavees. Joonistel 3.3 ja 3.4 on kujutatud lämmastikühendite sisaldust peamiselt tarbepuurkaevude vees, maapinnalt esimeses aluspõhjalises veekompleksis. Seirepuurkaevude puhul on arvestatud vaatlusrea mediaanväärtusega. Elektriijaamade tuhaväljade vaatluskaevude puhul on kasutatud vaid viie viimase aasta andmeid.

Nitraate üle 15 mg/l on tuvastatud vaid kolmes veepunktis Laagnal, kus põhjavee kaitstus on nõrk või puudub. Samuti esinevad sellised sisaldused tõenäoliselt kogu Olgina–Narva vahelises lubjakivikompleksis, kus tarbitakse sügavamate kihtide põhjavett või on tarbijateni veetud tsentraalse veevarustuse trassid. Elektriijaamade tuhaväljade ümbruses on nitraatide sisaldus nii põhjavees kui kanalite pinnavees alla määramistäpsuse. Veel 15–20 aastat tagasi sisaldus nitraate kanalite vees kohati üle 50 mg/l. Reostuse allikaks olid siis Balti Elektriijaama idapoolse tuhavälja põhjapiiril elektriijaama tootmisjäätmete prügila ja läänepoolse tuhavälja läänepiiril nahatööstuse prügila (suleti aastal 2002) ja Narva linna prügila (suleti aastal 2006). Viimasele ladestati aastaid ka linna puhastusseadmete jääkmuda.

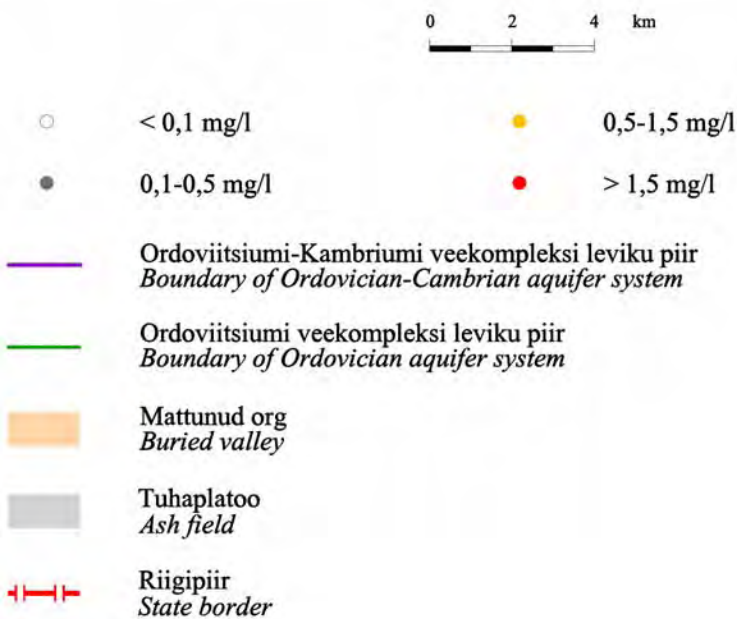
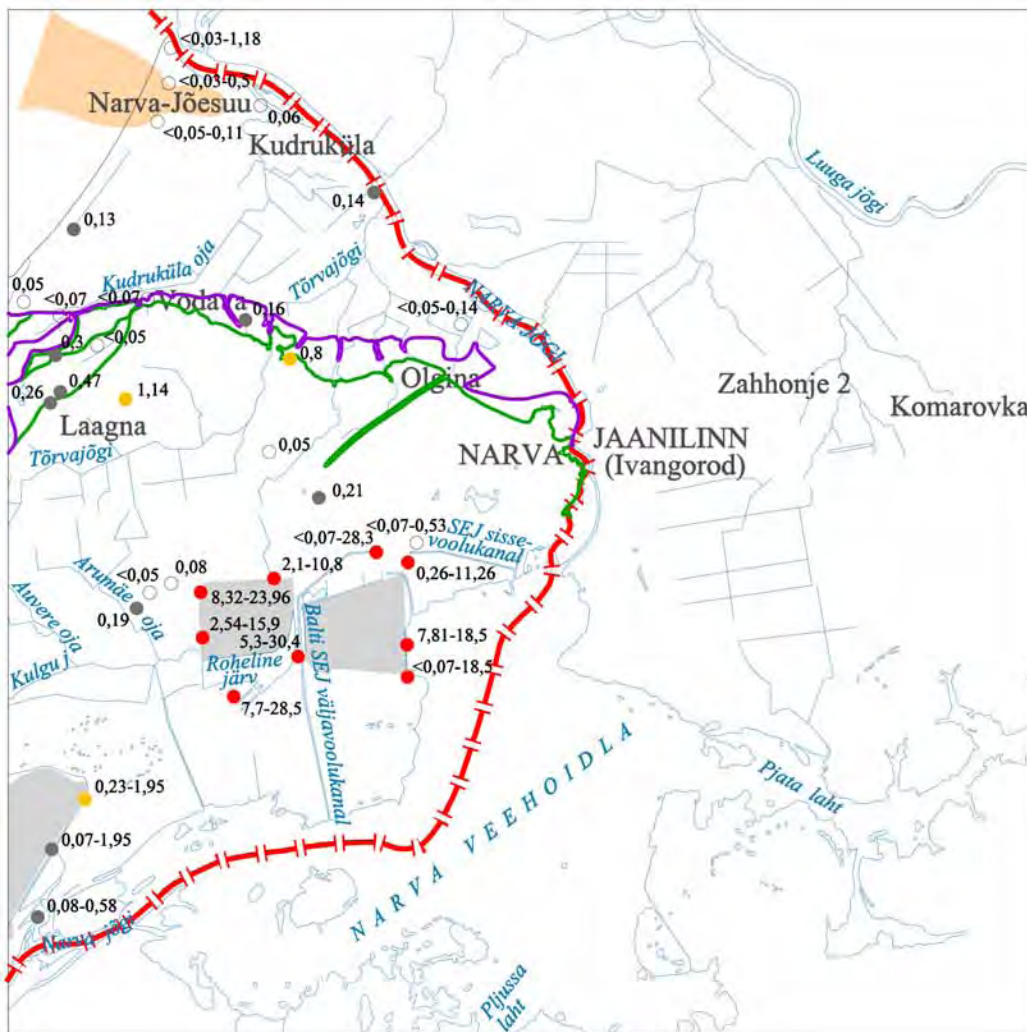
Nitritite sisaldus on puurkaevudes (paari erandiga) ja ka allikate vees alla 0,05 mg/l. Vaid Laagna puurkaevus nr 13481 ja Arumäe nr 13560 määrati sisaldused vastavalt 0,28 ja 8,0 mg/l.

Paeplatool on reostunud veega 12 m sügavune puurkaev nr 30023, kus ammooniumisisaldus põhjavees oli 1,14 mg/l. Soome laheni ulatuval klindiesisel alal on maapinnalt esimese veekompleksi põhjavesi anaeroobseis tingimustes, kus joogiveele lubatav NH_4^+ -sisaldus on kuni 1,5 mg/l. Eesti Elektriijaama tuhaplato ja eriti Balti Elektriijaama seirekaevudes viitavad kõrgenenud ammooniumisisaldused samuti anaeroobsele keskkonnale ja toimuvale (toimunud) denitrifikatsioonile. Anaeroobsed bakterid on hakanud elutegevuseks ära kasutama juba sulfaadihapnikku ning sulfaatide redutseerimise tulemusena on tuhaväljade ümbruses põhjavees sageli SO_4^{2-} -sisaldus alla määramistäpsuse. Siiski on elektriijaama ümbruses sulfaatide sisaldus pindalaliselt muutlik ja vaatluspuurkaevudes nr 19949, 19955 ja 19537 pidevalt üle 100 mg/l. Põhjapoolisel paeplatool on sulfaate puurkaevude vees väljapeetult 20-50 mg/l.

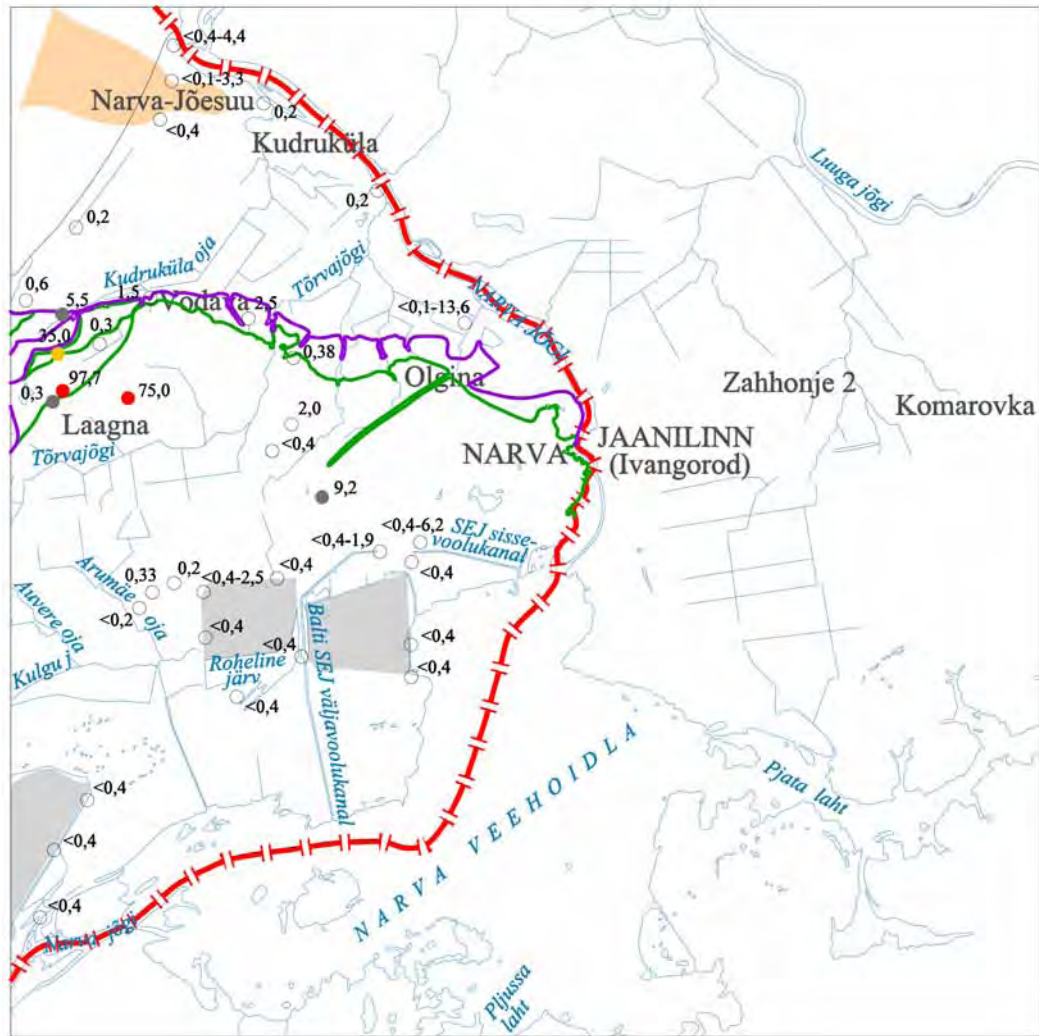


- 13063 Puurkaev ja selle number andmebaasis "Põhjavesi-Puurkaev"
Well and its number in the database "Groundwater-Well"
- ♀ Puhkova Allikas
Spring
- Tuhaplatoo
Ash field
- +—+—+ Riigipiir
State border

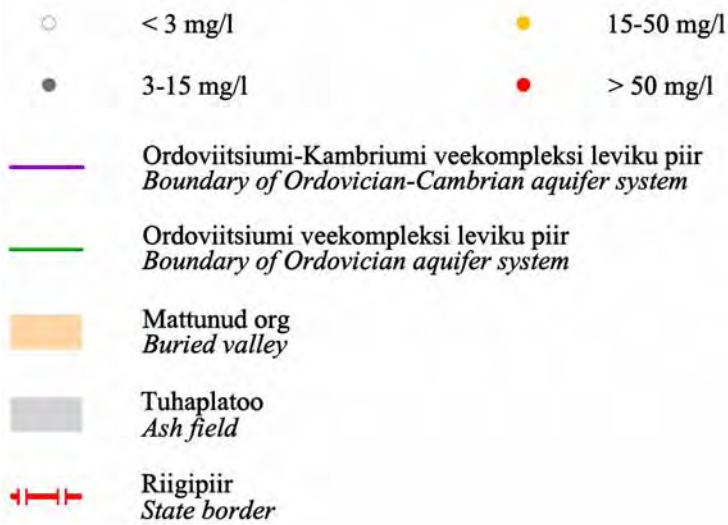
Joonis 3.2. Veepunktide paiknemise skeem Narva kaardilehel (1991–2009 a veeanalüüsid).
 Figure 3.2. Location of water points on sheet 6534 (Narva).



Joonis 3.3. NH_4^+ sisaldus maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavees.
 Figure 3.3. NH_4^+ content in the uppermost aquifer system in bedrock.

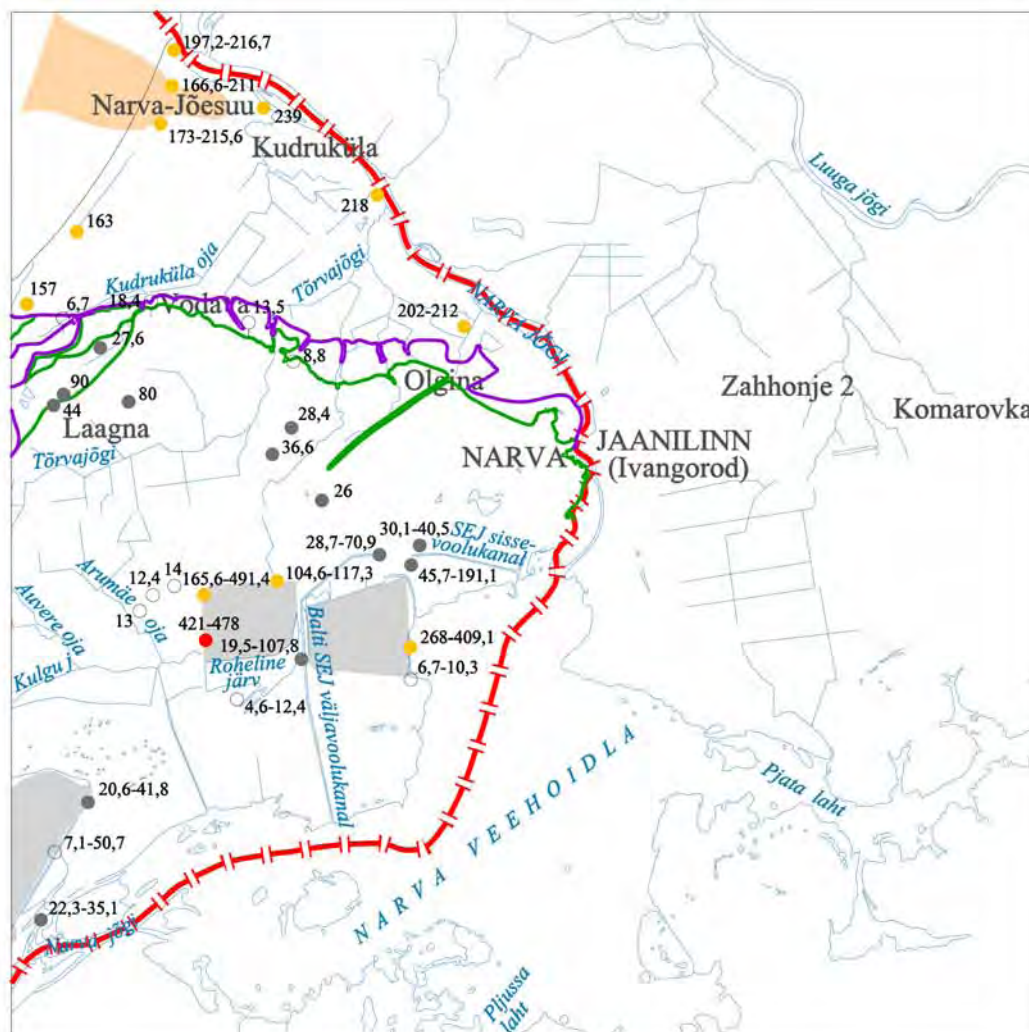


0 2 4 km

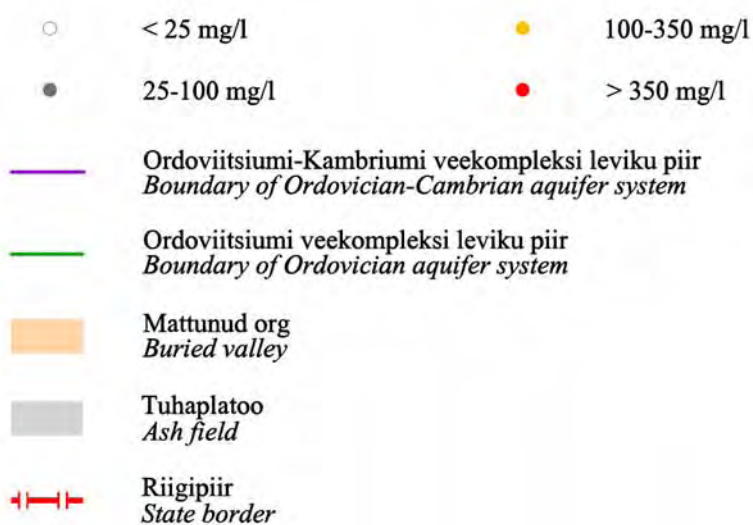


Joonis 3.4. NO_3^- sisaldus maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavees.

Figure 3.4. NO_3^- content in the groundwater of the uppermost aquifer system in bedrock.



0 2 4 km



Joonis 3.5. Cl sisaldus maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavees.
 Figure 3.5. Cl content in the groundwater of the uppermost aquifer system in bedrock.

Kloriidide sisaldust maapinnalt esimese aluspõhjalise veekompleksi põhjavees on kujutatud joonisel 3.5. Enamusel kaardistusalaal on kloriidide sisaldus põhjavees alla 50 mg/l, Kambriumi–Vendi veekompleksi avamusalal kõikjal üle 100 mg/l, kuid tuhaväljade läheduses reostunud Ordoviitsiumi põhjavees kohati üle 400 mg/l. Kaaliumi sisaldus põhjavees on kõrge kõikjal Balti Elektriijaama ümbruse põhjavees, ulatudes tuhamägede põhjapoolseil nõlvadel 100–500 mg/l ja suletud (saneeritud) läänepoolse tuhamäe lääneserval ajuti üle 500 mg/l (maksimaalsena vaatluskaevus 19537=500–1000 mg/l). Tuhaväljade ja settetiikide vesi ise on tugevalt leeliseline, väga kare, mineraalsusega 5–15 g/l ja pH=11–13. Kaaliumi sisaldus ulatub selles viimasel aastal 2–5 g/l, kloriidide sisaldus 0,5–1 g/l ja sulfaate on 0,2–2 g/l.

Raua, nagu ka H₂S sisaldus ei sõltu tavaliselt põhjavee looduslikust kaitstusest, vaid piirkonna hüdrogeoloogilistest tingimustest. Tavaliselt on üle 1 mg/l rauasisaldused põhjavees seotud mattunud orgudega ja rikkevõondite esinemisega, kuid tuhaväljade ümbruses anaeroobsete tingimustega ning kogu selle ala paiknemisega Kõrgesoo piires. Sügavamaid Ordoviitsiumi–Kambriumi või Kambriumi–Vendi veekompleksi tarvivate puurkaevude puhul on paigaldatud rauaärastusfiltrid viimasel aastal Olgina, Soldina ja Kudruküla tsentraalseis pumbamajades.

Kogu kaardilehe piires on peamiseks ühisveevarustuse allikaks olevas Kambriumi–Vendi veekompleksis probleemiks ka kõrge radionukliidide sisaldus ja on mindud üle vaid ülemise, Voronka veekihi kasutusele. Peamiseks probleemiks, miks ei kasutata enam Gdovi veekihi põhjavett, on siiski selle suured kloriidide sisaldused, mis jäävad vahemikku 700–1700 mg/l.

3.7. KARST JA ALLIKAD

Allikad esinevad vaid kaardilehe põhjaosas ja on seotud klindias tanguga. Suurim vooluhulk on Vodaval, Orasoja joastikust kirdes klindias tagu alt väljavoolaval allikal – kuni 5 l/s. Allikalt on veetud torutrass kuni põhjapoolsete aianduskruntideni ja allika vesi leiab sealsete elanike poolt pidevat kasutamist. Kuigi torutrass algab liivakivide avamuselt, pärineb üle poole veest klindias tangu lubjakividest ja suurvee ajal lisandub Kodukalda talu kraavitusega ärajuhitav vesi. Tarbitav vesi on HCO₃-SO₄-Ca-Mg-tüüpi, mineraalsusega 0,45 g/l ja üldkaredusega 5,8 mg-ekv/l (karbonaatne karedus 4,9 mg-ekv/l).

Teine suur allikas kaardilehe piires on on Tõrvajõe suudme lähedal neoliitilise asulakoha Riigiküla-3 kohal otsmoreeni katvatest liivadest väljuv Riigiküla allikas vooluhulgaga üle 2 l/s. Riigi küla ega ka hilisemaid metskonna hooneid enam pole, kuid on jäänud allikas. Perele, kelle krundilt see alguse sai, pandi kunagi pärisnimeks Allik (Orav, 1991). Kapteeritud allika (foto 3.6) vesi on mineraalsusega 0,36 g/l ja üldkaredusega 3,8 mg-ekv/l.

Väiksem allikas suvise vooluhulgaga 0,01 l/s voolab paest välja Hoovi klindisaare läänenõlval, Tõrvajõe joast lääne pool. Allika (foto 3.5) vesi on HCO₃-Ca-Mg- tüüpi mineraalsusega 0,54 g/l. Hüdrogeoloogilisele kaardile pole kantud klindias tangu all kaardi lääneservas paiknevat Puhkova allikat, milline on nüüdseks süvendatud ja põhjavee väljavoolu ei ole. Küll on see aga toodud joonisel 3.2 ja allikakoht jäädvustunud talunimes Allika. Vanadel uuringutöödel (Perepuskova jt, 1947) mainitakse mitmeid langeallikaid Narva jõe vasakkaldas. Nüüdseks on Narva jõe kuivas sängis ainsa allikakohana täheldatav soonik Georgi saarest (ketrusvabrikust) ja Kreenholmi sadevete väljalasust põhja pool. Kuigi 2009. a suvel siin põhjavee väljavool polnud täheldatav, tegutsevat allikad piirivalvurite sõnul suurvee ajal ja ei jäätu talvel kunagi.

Varasemal geoloogilistel uuringutel (Stumbur jt, 1963; Gartvitš, 1986) mainitud Soldina allika kohal on nüüdseks Väike-Kadastiku järv (endine paekarjäär Kadastiku-II). Endisest Olgina lennuväljast

idas oli minevikus allikajärvik (Pritska vahikoht). Allikas on jäänud talunimesse Alliksaare, talu ise asub jõe (Sornaoja ehk Soldina peakraav) vasakul kaldal (Orav, 1991).

Karstilehtreid pole kaadilehe piires täheldatud. Juba Narva jõe uuringuil hüdroelektrijaama rajamiseks (Perepuskova jt, 1947) on mainitud, et erinevalt oma lisajõest Pljussast ei esine Narva jõe ääres pindmist karsti.

3.8. MINERAALVESI

Mineraalvee otsingud Narva-Jõesuu lähedal Merikülas toimusid 1975. aastal katastri puurkaevust nr 2346. Rajati 254 m sügavune puurauk, kuid kuna kristalliinne kompleks oli praktiliselt veetu, siis tamponeeriti puurauk 208 meetrist sügavamal. Avatuks jäi 18 m intervall Gdovi liivakivide kontaktil aluskorra murenemiskoorikuga (Tšeban jt, 1976). Pumpamiskatsel saadi erideebitiks 0,46 l/s meetri alanduse kohta ning vesi oli Cl-Na-Ca- tüüpi mineraalsusega 2,2 g/l. Mikroelementidest sisaldus fluori 0,6 mg/l ja broomi 3,4 mg/l. Kuna vees sisaldus mikroelemente veidi vähem, kui oli tollal nõutav ravitoimelise mineraalvee puhul, loeti vesi Värska-2 tüüpi laua-joogiveeks.

Puurauk renoveeriti 1995. aastal ja firma Subvater sõlmis 1997. a lõpul kolmeks aastaks lepingu puurkaevu rendiks. Jõhvis AS Viru Joogid valmis 10 000 pudelist proovipartii mineraalvett Auga. Kuni 2001. a alguseni pumbati vaheaegadega mineraalvett kuni 5 m³/d. Keskkonnaministri 2006. aasta (6.04.2006) käskkirjaga kinnitati ka mineraalvee tarbevaru 100 m³/d Narva-Jõesuu puurkaevust aastani 2035. Kuigi praegu mineraalvesi tarbimist ei leia, on Narva-Jõesuu kehtivas arengukavas kinnitatud soovi ennistada mineraalvee tootmine.



Foto 3.1. Balti Elektriijaama tuhamägi.
Photo 3.1. Ash hill of Baltic Thermal Power Station.



Foto 3.2. Narva veehoidla.
Photo 3.2. The Narva Reservoir.



Foto 3.3. Üldvaade Narva Soojuselektrijaama tuhaväljadele.
Photo 3.3. General view to the ash fields of the Baltic Thermal Power Plant.



Foto 3.4. Sadevee juhtimine
kuiva Narva jõe sängi.
*Photo 3.4. Directing of draining
water into the dry bed of Narva
River.*



Foto 3.5. Hoovi allikas.
Photo 3.5. Hoovi Spring.



Foto 3.6. Riigiküla allikas.
Photo 3.6. Riigiküla Spring.

4. MAAVARAD

4.1. ALUSPÕHJA MAAVARAD

FOSFORIIT. Narva perspektiivala (Prokofjev ja Dantšenko, 1963; Lugus ja Gulova, 1966; Raudsep, 1974; Mardim ja Ploom, 1998) asub Narva linnast lääne pool ja kattub osaliselt Narva lubjakivimaardlaga. Põhjas piirneb ala klindiasangu, idas Narva jõe ja lõunas Narva veehoidlaga. Maavara paikneb Ordoviitsiumi ladestu Pakerordi lademe Kallavere kihistu nõrgalt tsementeerunud puudulikuliste brahhiopoodide (ooboluste) kojapoolmeid sisaldavas kvartslüvivakivis. Kohati esineb õhukesi enam-vähem tervetest kojapoolmetest koosnevaid ooboluskonglomeraadi kihte. 35 km²-se perspektiivala fosforiidi varu oli 1974. aasta andmetel 66,09 mln t. Kasuliku kihi keskmine paksus oli 1,31 m ja kattekihi paksus 14,2 m. Aastatel 1972–1974 tehtud järeluuringud näitasid, et vaatamata fosforiidi suhtelisel kõrgele fosfori sisaldusele ei saa perspektiivala kasutusele võtta, sest sealne fosforiit on suhteliselt rauarikas ja halvasti rikastatav. Kuna kaevandada tulnuks karjääriviisiliselt (kuni 30 m sügavuselt), kujunes takistuseks ka ala vahetu piirnemine Narva linnaga. Potentsiaalse leiukoha territooriumil on arvukad aianduskooperatiivid ja seda läbib raudteemagistraal. Fosforanhüdrüidi (P₂O₅) sisaldus toormes on 5–12% (keskmiselt 8,13%). P₂O₅ varu on 4,84 mln t, koos reservvaruga 5,96 mln t. MgO sisaldus fosforiidis on keskmiselt 0,95%. MgO ja P₂O₅ suhe fosforiidis on alla 0,4. Püriiti on keskmiselt 1,3% ja rauda (Fe₂O₃) 1,18%.

EHITUSLUBJAKIVI. Narva lubjakivimaardla (registrikaart 0052, 1996; Lugus ja Gulova, 1966; Mustjõgi, 1967; Sinisalu, 1994; Mardim ja Ploom, 1998) asub Narva linnast edelas ja raudteest 0,5 km lõuna pool. Maardla pindala on 100,62 ha. Maavaraks on Väo ja Kandle kihistu lubjakivi ning kasuliku kihi keskmine paksus on 5,2 m. Kunda lademe keskmine paksus on 7,2 m. Katendi keskmine paksus on 1,4 m. Lubjakivi survetugevusmark on 400 ja külmakindlusmark 50 (Kunda lademel 25). On kasutatav ehituskivi ja killustiku tootmiseks, viimastel aastatel restauraatorite poolt ka müüri- ja seinakivina. Kasulik kiht jääb enamasti allapoole põhjavee taset. Kivim on lõheline. AS BARK karjääris (Kadastik-II) on seni kaevandatud ainult Väo ja Kandle kihistu lubjakivi. 1984. aastal detailuuringute käigus uuriti ka Kunda lademe lubjakivi. AS ESTO murdis ehituskivi pealpool veetaset, st Väo kihistu ülemist poolt. Seisuga 01.01.2009 oli ehituslubjakivi aktiivne tarbevaru 550,9 tuh.m³ ja aktiivne reservvaru 3117,0 tuh.m³.

Laagna perspektiivala (Jürgenson, 2003) asub Vaivara vallas Laagna mõisa lähistel Rene Vinkleri kinnistul, Tallinna–Narva maanteest 1,5 km põhja pool, Sinimägedest 7 km ida pool Lasnamäe lademe avamusel. Kasulik kiht koosneb Väo ja Kandle kihistu lubjakivist ning Kunda lademe ülemisest osast. Lubjakivist valmistatud killustiku survetugevuse mark on 400–800, külmakindluse mark F-25, kuluvuse mark II-III. Killustikku saab kasutada ehitusbetooni valmistamiseks ja asfaltbetooni segudes. Lubjakivi aktiivne tarbevaru 24,67 ha-l on 2023 tuh.m³. Kasuliku kihi keskmine paksus on 8,2 m ja kattekihi paksus 1,2 m. Hüdrogeoloogilised tingimused on võrdlemisi rasked – 98% varust lasub allpool veetaset. Vett saab pumbata Tõrvajõkke.

Puhkova leiukoht (Stumbur jt, 1960) asub klindiasangu ääres Puhkova külast ida pool ja Narva linnast 9 km loodes. **Soldina leiukoht** asub Narvast 2 km lääne pool. Maavaraks on mõlemal pool Kandle kihistu keskise- kuni paksukihiline ooidlubjakivi. Kasuliku kihi keskmine paksus on 2,3 m. Maavara sobib kasutamiseks ehituskivina ja oma keemiliselt koostiselt ka tsemenditoormeks.

4.2. PINNAKATTE MAAVARAD

KRUUS. Laagna kruusamaardla (registrikaart 0770, 2004; Rudnik, 1961; Maantoa, 1970; Maantoa, 1973; Rahumäe, 1982; Kattai, 2003) asub Vaivara vallas, Laagna külast läänes Laagna oja paremal kaldal. Maardla pindala on 33,25 ha. Põhimaavaraks on ehituskruus, mille keskmine paksus on 2,1 m. Sobib teede muldkehade ehitamiseks. Mahajäetud mäeeraldised, mille pindalaks on 21,50 ha, vajavad täiendavat uurimist. Maardla paikneb liustikujõetekkelistel põhja-lõunasuunalistel seljandikel, mida eraldavad soostunud alad. Kasuliku kihi lamamiks on 1. ploki piires lubjakivi, lamami pind on lame (36–37 m ümp), veetaseme abs kõrgus 34,7 m. 2. ploki piires on lamamiks moreen (abs kõrgus 33,5–34,6 m ümp). Veetaseme keskmine kõrgus on 35,2 m. Kruus ning sellest tehtud killustik on madala kvaliteediga, sest labori andmetel on kaalukadu kruusa purustamisel 35,9–37,4%, samas kui IV kl kruusal võib see olla kuni 35%. Reservvaru uuringu detailsus (EGF 1566) vastab tarbevarule esitatud nõuetele, kuid 1961. a uuringuaruande graafiline materjal ning puudulik teave väljakaevandatud aladest võivad põhjustada ebatäpsusi varu leviku kujutamisel digitaliseeritud plaanil. Kattekihi paksus on 0,3 m. Kruusa peensusmoodul on keskmiselt 2,1. Savi- ja tolmuosakesi on 2,1%, kruusa umbes 57,8%. Kruus sobib teede muldkehade ehitamiseks. Seisuga 01.01.2009 oli Laagna ehituskruusa aktiivne tarbevaru 78,0 tuh.m³ ja passiivne tarbevaru 26,0 tuh.m³. Aktiivne reservvaru oli 556,0 tuh.m³.

Puhkova kruusamaardla (registrikaart 0713, 2000; Šutov, 1961; Mardim ja Ploom, 1998) asub Vaivara vallas, Narva linnast 8 km loode pool. Maardla pindala on 33,17 ha. Põhimaavaraks on ehituskruus, mille keskmine paksus alal on 1,7 m. Kaevandamistingimused on soodsad – kasulik kiht on pinnasevee tasemest kõrgemal. Kattekihi paksus on 0,1–0,6 m (keskmiselt 0,4 m). Kruusa peensusmoodul on keskmiselt 2,8, savi- ja tolmuosakesi 1,6%, kruusa umbes 44,9%. Kruus sobib purustatult ehituskruusaks. Seisuga 01.01.2009 oli Puhkova ehituskruusa aktiivne reservvaru 557,0 tuh.m³.

Vodova leiukoht (Stumbur jt, 1960; Mardim ja Ploom, 1998) asub Narvast 10 km lääne pool Mereküla ja Tallinna–Narva maantee ristil. Kasulikuks kihiks on eriteraline tolmjas liiv kruusa ja veeriste vahekihtidega. Paksus on kuni 6,5 m, kattekihil 0,5 m. Ala pindala on 2 ha ja varu ligikaudu 10 tuh.m³. Kruusa saab kasutada teede remondiks.

LIIV. Riigiküla perspektiivala (Šutov, 1961; Kosk jt, 1980; Mardim ja Ploom, 1998) asub Narva linnast 8 km loode pool Narva jõe kaldal. Tegemist on litoriinamere rannavalliga. Seisuga 01.01.1980 oli mäeeralduste varu pinnasevee tasemeni ammendatud, karjääri põhi tasandatud ja osaliselt metsastatud. Kaevandamata on 285 tuh.m³ veealuseid varusid. Veetase esineb 2,5–7,5 m sügavusel maapinnast. Kattekihiks on kasvukiht, kasuliku kihi lamamiks hallikas saviliiv. Kasulik kiht on esindatud väga- ja ülipeentraliste liivadega, mis muutuvad peentralisemaks sügavuse suurenedes. Liiva keskmine peensusmoodul on 0,9, savi- ja tolmuosakeste keskmine sisaldus 17,0. Maavara sobib looduslikul kujul liivlahjendajaks, krohviliivaks ja teede muldkeha ehitamiseks. Kasuliku kihi keskmine paksus on 3,0 m, kattekihi paksus 0,8 m ja veetaseme keskmine sügavus 3,8 m maapinnast. C₂-kategooria varu on 7,8 ha-l 397,8 tuh.m³, kusjuures allapoole pinnaseveetasest jääb 163,8 tuh.m³. Kattekihi maht on 62,4 tuh.m³. Prognoosne varu on arvatud 21 ha suurusel pindalal, kus kasuliku kihi paksuseks on 10 m. Prognoosvaru suurus on 2100 tuh.m³. Enne käesolevas aruandes esitatavate varude kasutuselevõtmist tuleks kindlasti ammendada eelnevate mäeeralduste veealused jääkvarud.

Arumäe kruusliiva leviala (Mardim ja Ploom, 1998) asub Soldina raudteejaamast lõuna pool ja koosneb kahest osast. Suurem ala pindalaga 308 ha jääb jaamast 1 km edela poole ja väiksem pindalaga 24,4 ha ca 1 km kagu poole.

Olgina kruusliiva leviala (Mardim ja Ploom, 1998) asub Olgina külast 0,5 km lõuna pool. Ala pindala on 49,8 ha.

Peeterristi kruusliiva leviala (Mardim ja Ploom, 1998) asub Soldina raudteejaamast 3 km loode pool. Pindala on 6 ha.

SAVI. Pähkliimäe perspektiivala (Veksljar, 1947; Stumbur jt, 1960) asub Narva jõest 2 km loode pool otse linna külje all, Tallinna–Peterburi maanteest mõnisada meetrit vasakul. Tegemist on liivsaviga. Põhjavee tase on kõrge. Uuritud varu suuruseks on 595 tuh.m³. Liivsavi paksus on 10–12 m, katendiks turvas paksusega 0,20–0,30 m. Maavara sobib tellisetööstuses kasutatavate segude valmistamiseks.

Ridaküla leiukoht (Stumbur jt, 1960) asub Auvere jaamast 3,5 km loode pool. Tegemist on glatsiaalse liivsaviga. Sobib kasutamiseks ehituses.

Auvere leiukoht (Stumbur jt, 1960; Mardim ja Ploom, 1998) asub Auvere jaamast 1 km lõuna pool. Leiukoha pindala on umbes 1,58 x 3 km, savi paksus 1 m. Selline savi ei sobi tööstulikuks kasutamiseks suure karbonaatsete lisandite ja jämeperu sisalduse tõttu.

Kreenholmi leiukoht (Stumbur jt, 1960; Mardim ja Ploom, 1998) asub Narva jõe vasakul kaldal, Kulgu jõe suudmest kõrgemal. Maavaraks on limnoglatsiaalne viirsavi. Katendiks on tolmliid. Kasuliku kihi keskmine paksus on 2,5–3 m ja kattekiht 0,5–0,8 m. Orienteeruv varu on 450–500 tuh.m³.

Sillamäe leiukoht (Stumbur jt, 1960) asub Sõtke jõe vasakul kaldal Tallinna–Narva maantee ääres. Maavaraks on limnoglatsiaalne viirsavi, mille paksuseks 3,0 m. Orienteeruv varu on 40–50 tuh.m³.

Olgino-Kahula leiukoht (Stumbur jt, 1960; Mardim ja Ploom, 1998) asub 4,5 km Narvast loodes ning 1,5 km Tallinna–Narva maanteest põhja pool. Maavaraks on tihe limnoglatsiaalne viirsavi, mis sisaldab liivaläätsi. Kasuliku kihi keskmine paksus on 5–6 m, kattekiht 0–2 m paksune. Leiukoha pindala on 1,5 km² ja orienteeruv varu 75000 tuh.m³. Savi on kergelt sulav, mahumassiga 0,2g/cm³. Viirsavi kasutamist takistab karbonaatsete lisandite rohkus.

TURVAS. Soldino perspektiivala (Orru jt, 1975; Mardim ja Ploom, 1998) asub Narvast 8 km lääne pool Tallinna–Narva maantee ääres. Maardla põhilises osas on madal soo, põhjaosas väikesel pindalal ka raba. Perspektiivala pindala nullkontuuri piires on 467,3 ha ja tööstuslasundi pindala 21,4 ha. Tööstuslasundi keskmine paksus on 1,1 m, lagunemisaste 32% ja varu 46,4 tuh.m³. Madal soolasund koosneb puu- ja pillirooturbast keskmise paksusega 0,4 m ning lagunemisastmega 30%. Rabasegalasund esineb suhteliselt väikese koldena maardla põhjaosas. Ala on lasundi väikese paksuse ja ebasobiva asendi (asub põldude vahel) tõttu sobiv kultuuristamiseks.

Leekova leiukoht (Mardim ja Ploom, 1998) asub 7 km Narvast loodes Kudruküla aianduskooperatiivi territooriumil. Üldpindala on 718 ha, tööstuslasundi pindala 330,5 ha. Soo keskmine sügavus on 1,9 m ja prognoosvaru 1155,6 tuh.t.

Kudruküla leiukoht (Mardim ja Ploom, 1998) asub Narva jõest 0,5 km kaugusel, Kannissaarest 0,5 km lõunas. Üldpindala on 22 ha, tööstuslasundi pindala 5,5 ha. Soo keskmine sügavus 1,0+ m ja prognoosvaru 11,0 tuh.t. Valdab rabalasadund.

Puhkova leiukoht (Mardim ja Ploom, 1998) asub Puhkova küla lähistel, 1 km kaugusel klindiasangust. Üldpindala on 35 ha, tööstuslasundi pindala 26,7 ha. Soo keskmine sügavus on 1,9 m ja prognoosvaru 93,4 tuh.t.

Soldina leiukoht (Mardim ja Ploom, 1998) asub 3,5 km Soldina raudteejaamast kirde pool, aianduskooperatiivi idapiiril. Üldpindala on 61 ha, tööstuslasundi pindala 11,0 ha. Soo keskmine sügavus on 1,9 m ja prognoosvaru 38,5 tuh.t.

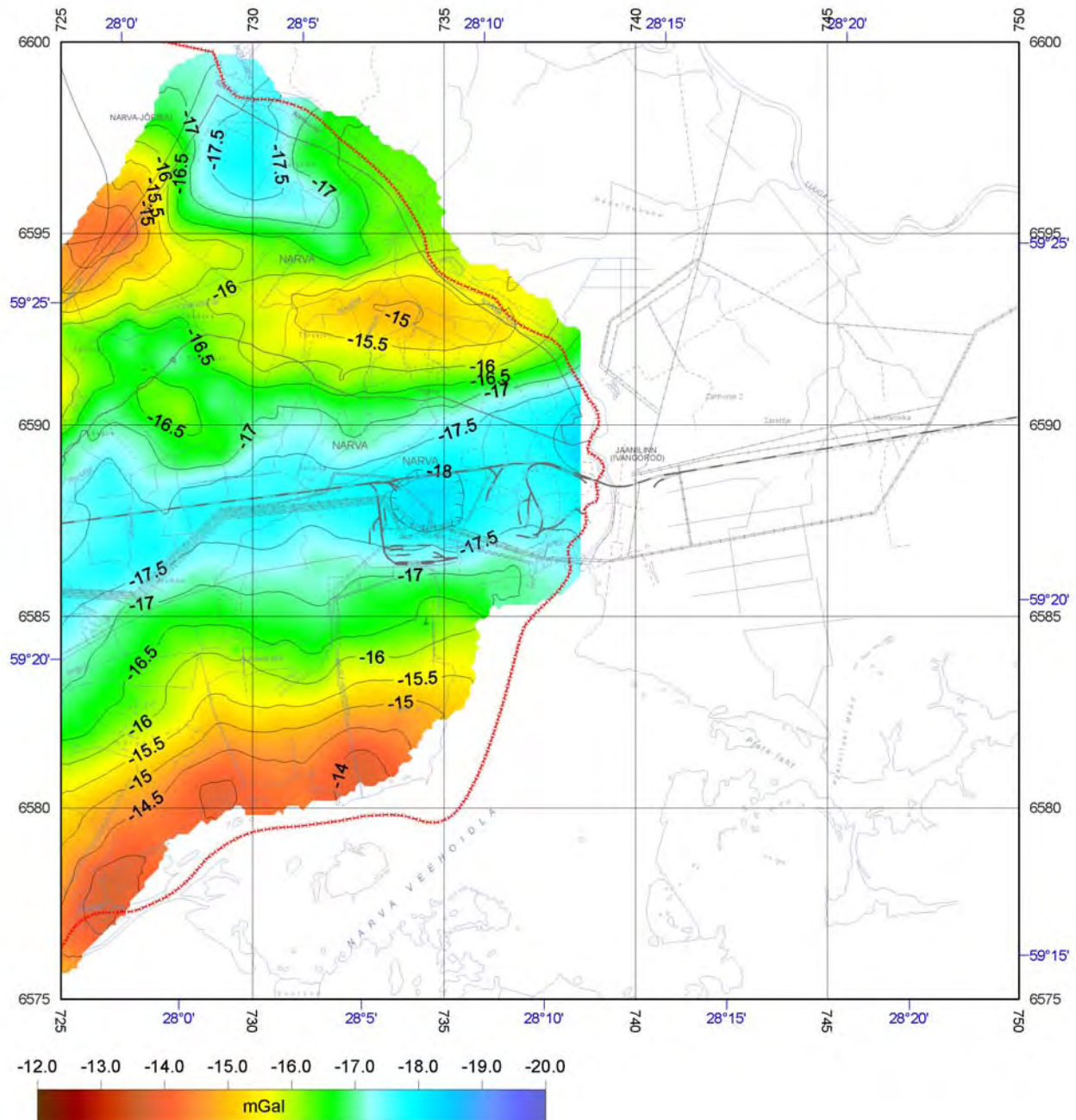
MEREMUDA. Leekova meremuda e. diatomeesapropeeli perspektiivala (Balanin, 1952; Mardim ja Ploom, 1998) asub Narva linnast 7–8 km loode pool Leekova soos. Meremuda lasub 1,5 meetrise turbakihi all ja hõlmab peaaegu kogu soo, st ca 500 ha. Enamjaolt on meremuda paksus üle 1 m ja

kolmandikul alal üle 2 m. Lasundi alumises osas on meremuda liivakam ja sisaldab vähem orgaanikat. See ongi kahe kihi väljaeraldamise põhjuseks. Ülemise kihi keskmine paksus on 0,59 m. Varu 500 ha-l on 7917 tuh.m³. 31.10.1977 arvati kogu kinnitatud varu 3496 tuh.m³ ulatuses maavarade bilansist maha seoses diatomiidi madala kvaliteedi ja ala hoonestamisega (Kudruküla aianduskooperatiiv). Detailselt on uuritud vaid osa perspektiivalast, kus 20 ha-l on diatomeesapropeeli lasundi paksus 1,3–3,2 m (keskmiselt 2,4 m). Diatomeesapropeelist saab kuivatamise ja rikastamise teel diatomiiti, mida omakorda on võimalik kasutada täite-, isoleer- ja absorbeeriva materjalina. Leekova soo diatomeesapropeeli mahukaal, soojusjuhtivuse koefitsient ja mehaaniline tugevus ei vasta soojusisolatsioonimaterjalidele esitatavatele nõuetele. Selleks, et kasutada Leekova diatomiiti toiduainetetööstuses absorbendina kahjulike lisandite eraldamiseks, tuleks teda eelnevalt rikastada. Uuritud on senini diatomeesapropeelis esinevat diatomiiti. Kuigi selle diatomiidi tehnilised omadused on madalad, tuleb ikkagi silmas pidada, et tegu on Eesti ainukese ja põhjalikult uuritud diatomeesapropeeli maardlaga.

5. GEOFÜÜSIKALISED VÄLJAD

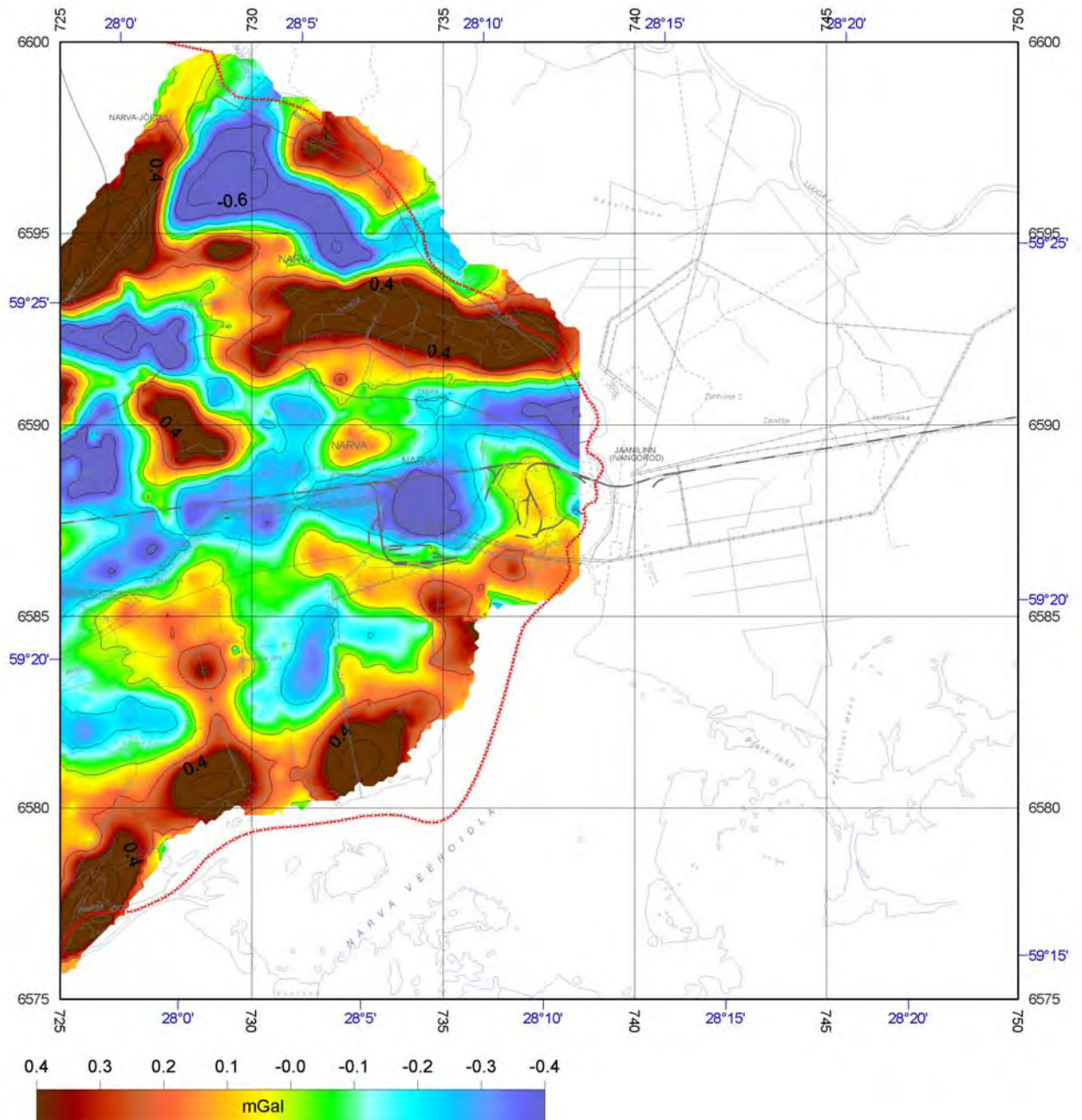
Raskusjõu- ja magnetvälja anomaaliad, anomaaliate omavahelised suhted ning väljamuster peegeldavad peamiselt kristalse aluskorra ehitust. Siiski seonduvad raskusjõuvälja anomaalsed efektid osaliselt ka settelise pealiskorra ja kvaternaarisetete ehituse ja paksusega. Viimasel juhul on tegemist eelkõige anomaaliate spektri lühema lainepikkusega anomaaliatega. Et viimaseid paremini esile tõsta, on raskusjõuvälja anomaaliate puhul filtreeritud välja pika lainepikkusega (enam kui 2 km) anomaaliad, kasutades keskmistamise meetodit, keskmistamise 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 pudedataitematerjali 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 ning selle pealispinna reljeefist, siis reeglina välistab harmoneeruvate magnet- ja raskuskiirendusanomaaliate esinemine tema seose pealiskorra ehitusega.

Magnet- ja raskusjõuväljad on kaardilehe piires suhteliselt monotoonsed. Raskusjõu anomaaliate (Δg_a) väärtused kaardilehe piires jäävad vahemikku $-14...-18$ mGal (joonis 5.1), st territooriumil levib vaid Bouguer' anomaaliate negatiivne väli. Bouguer anomaaliate madalad väärtused $-17...-18$ mGal on iseloomulikud Jõhvi struktuurivööndi kivimite graniidistumistsoonidele ning kõrgemad väärtused $-14...-16$ mGal Jõhvi struktuurivööndi Vaivara kompleksi tüüpilistele kivimitele (peamiselt pürokseen- ja kvarts-päevakivigneisid, joonis 1.1) (Koppelmaa, Kivisilla, 1997). Ka Vaivara ja Alutaguse komplekside piirialale on iseloomulik Bouguer anomaaliate suhteline maksimum, mille piires välja väärtused tõusevad tasemele -14 mGal. See komplekside piiriala on raskusjõu jääkanomaaliate kaardil markeeritud positiivsete anomaaliate ahelikuga, anomaaliate amplituud ulatub kuni $+0,4$ mGal'ni (joonis 5.2). Magnetiliste anomaaliate kaardil (joonis 5.3) on kaardilehe piires jälgitav vaid üks intensiivne positiivne anomaalia, amplituudiga $+1000$ nT, mis asub Narvast kirdes ning mille tsentrum jääb Eesti territooriumilt välja. Ülejäänud kaardilehe osas on tegemist ühtlaselt kaardilehe lääne- ja lõunaserva suunas langeva väljapildiga, mis esimesel juhul on seotud postorogeensete graniitide osakaalu suurenemisega Vaivara kompleksi kivimite läbilõikes ja teisel juhul Vaivara kompleksi kivimite asendumisega Alutaguse kompleksi kivimitega. Siinjuures tuleb märkida, et magnetvälja anomaaliate kaart on koostatud 1966. aasta kaardistamistulemuste alusel, kuivõrd aastatel 1987–1992 toimunud aeromagnetilise kaardistamise käigus antud piirkonnas töid ei teostatud. Varasemate tööde puhul oli suurem lennu kõrgus (300 m, 1992. aastal 100 m) ning aparatuuri täpsus oli vaid 10–15 nT (1992. aastal 1 nT), mistõttu see andmestik kajastab vaid kristalse aluskorra ehituse põhijooni, kuid mitte detaile.



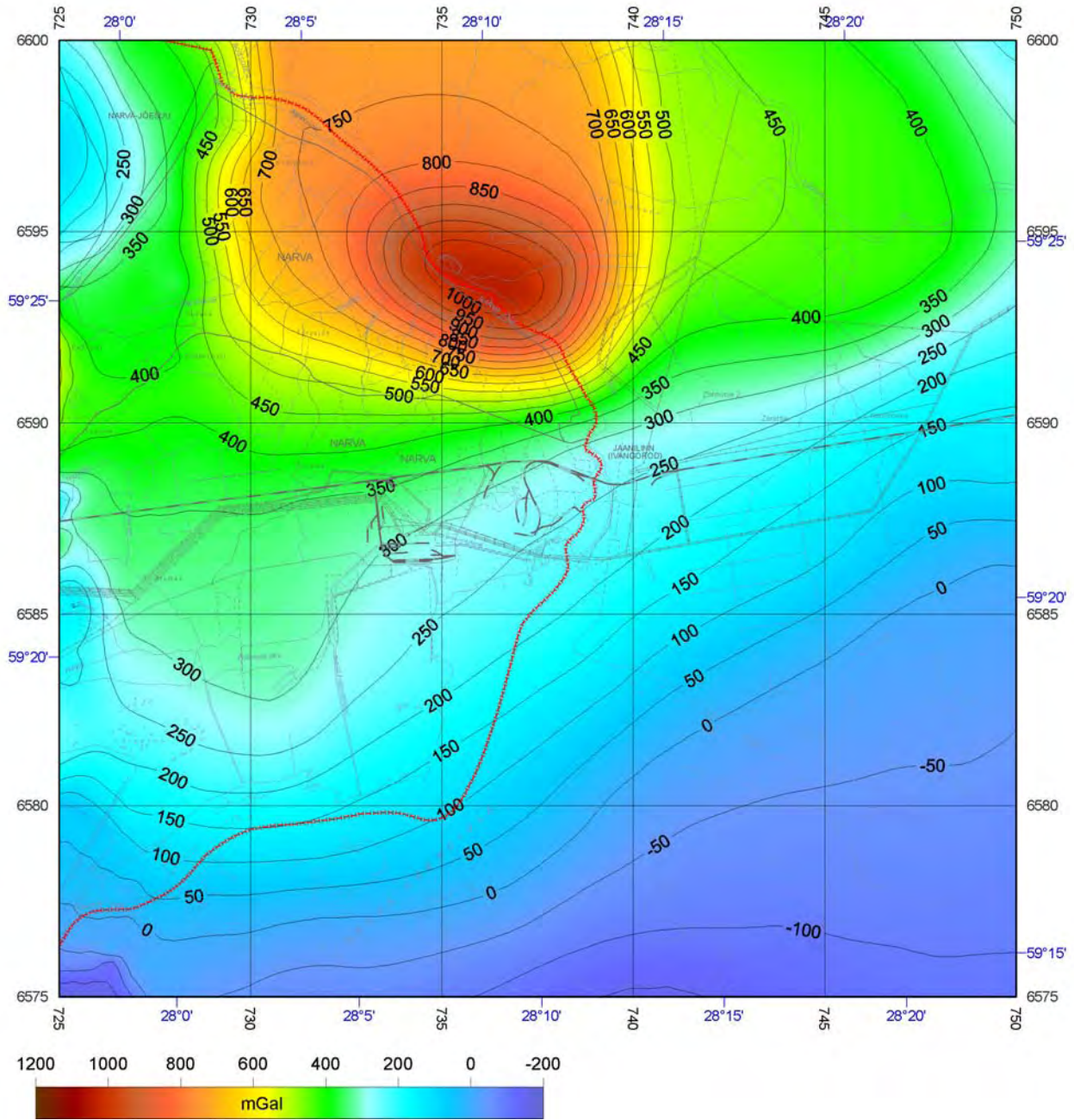
Joonis 5.1. Narva (6534) kaardilehe Bouguer anomaaliad (IGSN 71 gravimeetriline süsteem, rahvusvaheline normaalvälja valem, vahekihi tihedus $2,3 \text{ g/cm}^3$, L-Est97 5 km koordinaatvõrk).

Figure 5.1. Bouguer anomalies of the Narva (6534) sheet (IGSN 71 gravity system, International Gravity Formula, Bouguer density 2.3 g/cm^3 , L-Est97 5 km grid).



Joonis 5.2. Narva (6534) kaardilehe raskusjõuvälja jääkanomaaliad (keskendusraadius 2 km, isoanomaalide samm 0,2 mGal, L-Est97 5 km koordinaatvõrk).

Figure 5.2. Residual gravity anomalies of the Narva (6533) sheet (averaging radius of 2 km, isoanomalms after 0.2 mGal, L-Est97 5 km grid).



Joonis 5.3. Narva (6534) kaardilehe aeromagnetilised anomaaliad (IGRF 85, isoanomaalide samm 50 nT, L-Est97 5 km koordinaatvõrk).

Figure 5.3. Aeromagnetic anomalies of the Narva (6534) sheet (IGRF 85, isoanomals after 50 nT, L-Est97 5 km grid).

KASUTATUD MATERJALID

- Afanasjev, B. L., Volkolakov, F. K. 1981.* Arusaamade muutustest Baltikumi lokaalsete struktuuride arengust (vene keeles). Rmt: Afanasjev, B. (toim.). Baltikumi settekivimitest katte ja struktuuride moodustumise tingimustest. Zinatne. Riia, 19–24.
- All, T., Gromov, O. 2008.* Elektromeetrilised uuringud Sillamäe ja Narva kaardilehtedel. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn. EGF 8012.
- Allikvee, H., Allikvee, J., Kask, H., Orgla, K., Orru, M. 1972.* Kohtla-Järve rajooni soode uurimise välimaterjalid.
- Allikvee, H., Matvejenkova, M., Orgla, K., Rešetnikova, J., Širokova, M., Viigand, A. 1974.* Kohtla-Järve rajooni soode otsingulise ja otsingulis-uuringulise uurimise välimaterjalid.
- Arro, H., Prikk, A., Pihu T. 2002.* Balti elektrijaamade tuhaväljade keskkonnaohtlikkuse vähendamine. Keskkonnatehnika, 4.
- Arvisto, E., Väärsi, A. 1969.* NSVL riiklik geoloogiline ja hüdrogeoloogiline kaart mõõtkavas 1:200 000. Balti seeria. Leht O-35-X (vene keeles). EGF 3125.
- Asatkin, B. 1937.* Leningradi oblasti lääneosa tektoonika küsimusi (vene keeles). Problemy sovetskoj geologii 7. 140–154.
- Balanin, B. 1952.* Aruanne geoloogilistest uuringutöödest "Leekovo soo" diatomiidimaardlas Narva linna lähedal ENSV piires (vene keeles). EGF 279.
- Barankin, V. 1976.* Plaan uraani orienteeruvate varude arvutamiseks Narva fosforiidimaardla diktüoneemakildas (vene keeles). EGF 3424.
- Belkina, V., Nikiforova, N., Saaremäe, A., Savva, V. 1980.* Põhjaveevarude ümberarvutamine tegutseval Narva-Jõesuu veehaardel (seisuga 01.01.1979) (vene keeles). EGF 3663.
- Bock, I. 1868.* St. Peterburi kubermangu alamsiluri ja devoni süsteemi geognostiline kirjeldus (vene keeles).
- Boiko, N. 1991.* Otčet o rezul'tatah aèromagnitnoj s'emki, provedennoj partiej 6 aerogeofizičeskoj ekspedicii 33 v 1988–1990 godah na južnom sklone Baltijskogo ščita po geologičeskomu zadaniju 33/6–16–1/2. Nevskgeologia, EGF 4449, 172.
- Brezgunov, 1954.* Kokkuvõtte ehitusgeoloogilistest tingimustest Balti HEJ alal (variant IIa) ning elamurajoonides 1 ja 2 (eeluuringud) (vene keeles). EGF 383.
- Donner, J. 1995.* The Quaternary History of Scandinavia. Cambridge University Press, Cambridge, 210 pp.
- Eesmaa, R., Lepik, A. 1964.* Aruanne hüdrogeoloogilistest uurimustest veevarustusprojekti koostamiseks Narva ja Ivangorodi linnale. Puurkaevuprojekt, EGF 2070, 58 lk.
- Eichwald, E. 1825.* Geognostico-zoologicae per Ingriam marisque Baltici provincias nec non de trilobites observationes (ladina keeles). Kaasan. 58 p.
- Erisalu, E. 1963.* Aruanne hüdrogeoloogilisest kaardistamisest Eesti NSV kirdeosa rannäärtsel alal 1960. a (vene keeles). EGF 1959.
- Erisalu, E., Tassa, V. 1965.* Aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:50 000 (vene keeles). EGF 2540.
- Eskel, J., Liivrand, H., Kivimägi, E. 1975.* Aruanne fosforiidisisalduse hinnangust Ida-Eestis aastail 1971–1974 (vene keeles). EGF 3348.
- Fischer, J. 1784.* Zusätze zu seinem Versuch einer Naturgeschichte von Livland, nebst einigen Anmerkungen zur physischen Erdbeschreibung von Kurland. Riga.
- Gartvitš, V. 1986.* Aruanne detailuuringust kaevandatavas Narva karbonaatkivimite maardlas, karjääri Kadastik-II mäeeraldise piires 1984. a, varude arvutus seisuga 01.06.1984. 44 lk. EGF 4182.

- Gibbard, P. & van Kolfschoten, T. 2004.* The Pleistocene and Holocene epochs. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. (eds). A Geologic Time Scale. Cambridge University Press, Cambridge, 441–452.
- Giere, W. 1932.* Morphologie der estländischen Nordküste. Königsberg, Gräfe und Unzer 119.
- Greiser, E., Daško, R., Kotlukova, I., Malahovskyi, D. 1980.* Duderhofi kõrgustike (Leningradi ümbrus) ehitus ja päritolu (vene keeles). Izvestija Vsesojuznogo Geografičeskogo obščestva 112, 138–146.
- Grewingk, C. 1868.* Aluspõhjalise kivisöe leiust Läänemere äärses provintsis (vene keeles). Gor. žur. III, 172–174.
- Gromov, O. 1993.* Sostavlenie gravimetričeskikh kart masštaba 1:50 000 i 1:200 000 i magnitometričeskoy karty masštaba 1:200 000 Severo-Vostočnoj Éstonii. Tallinn, EGF 4686.
- Haltenberger, M. 1926.* Landeskunde von Eesti. 1, Die physische Struktur des Landes. Publicationes Instituti Universitatis Dorpatensis Geographici, 6, Tartu (Dorpat), 1–77.
- Hang, T. 2003.* A local clay-varve chronology and proglacial sedimentary environment in glacial Lake Peipsi, eastern Estonia. Boreas, 32, 416–426.
- Hang, T., Kalm, V., Kihno, K. & Milkevičius, M. 2008.* Pollen, diatom and plant macrofossil assemblages indicate a low water level phase of Lake Peipsi at the beginning of the Holocene. Hydrobiologia, 599, 13–21.
- Hang, T. ja Miidel, A. 2008a.* Aluspõhja pinnamood. Raamat: Haberman, J., Timm, T. ja Raukas, A. (toim.). Peipsi. Eesti Loodusfoto, Tartu, 17–19.
- Hang, T. ja Miidel, A. 2008b.* Peipsi järve areng hilisjäajal ja pärast jääaega. Raamat: Haberman, J., Timm, T. ja Raukas, A. (toim.). Peipsi. Eesti Loodusfoto, Tartu, 57–62.
- Heinrichson, T. 1933.* Eesti Loodus 4, 95 lk.
- Heinsalu, Ü. 1977.* Karst ja looduskeskkond Eesti NSV-s. Tallinn, 93.
- Heinsalu, A. 2001.* Diatom stratigraphy and the palaeoenvironment of the Yoldia Sea in the Gulf of Finland, Baltic Sea. Annales Universitatis Turkuensis, 144, Gillot Oy, Turun Yliopisto, Turku, 1–144.
- Helmersen, G. 1860.* Der geologische Beschaffenheit des unter Narovatales und die Versandung der Narovamündung. Bull. Acad. Sci. St. Peterburg. III, 12–49.
- Helmersen, G. 1864.* Der Peipussee und die obere Narowa. Beitr. Kennetn. Russ. Reichs. Bd. 24, 1–88.
- Herbinius, M. J. 1678.* De cataracta Narvensi, Wolochensi & Carelensi. Dissertatio X. Amsterdami.
- Hints, L. 1997.* Aseri Stage. Lasnamägi Stage. Uhaku Stage. Kukruse Stage. Haljala Stage. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds). Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 66–73.
- Holm, G. 1886.* Bericht über geologische Reisen in Estland, Nord-Livland und St.-Petersburger Gouvernement in den Jahren 1883 und 1884. Verh. Russ. Miner. Ges. Ser. 1–31.
- Härmat, E. 1968.* Narva sovhoosi Olgino maaparandusobjekti hüdrogeoloogiliste uurimistööde aruanne. Eesti Maaparandusprojekt, EGF 5387, 5 lk.
- Ilves, E., Liiva, A. & Punning, J.-M. 1974.* Radiocarbon dating in the Quaternary geology and Archeology of Estonia (in Russian). Academy of Sciences of the Estonian S.S.R., Institute of Zoology and Botany, Institute of Geology, Tallinn, 231 pp.
- Indreko, R. 1948.* Die mittlere Steinzeit in Estland. Mit einer Übersicht über die Geologie des Kunda-Sees von K. Orviku. KVHAA Handlingar, 66.
- Jaani, A. (koostaja) 2000.* Narva jõgi ja veehoidla. Tartu, CTC, 147 lk.
- Jaanis, J. 1924.* Virumaa geograafilise ülevaade. Rmt: Virumaa, Rakvere, 225–291.
- Jaanits, L., Laul, S., Lõugas, V. ja Tõnisson, E. 1982.* Eesti esiajalugu. Eesti Raamat, Tallinn, 462 lk.

- Johannes E., Karise V., Pill A., Erg K. 1985.* Antropogeense faktori osa põhjavee keemilise koostise formeerumisel Eesti kirdeosas. Tallinn, EGF 4206.
- Juhend Eesti geoloogiliseks digitaalkaardistamiseks mõõtkavas 1:50 000, 2009. Maa-amet, Tartu.
- Jõgi, S., Mardla, A., Stumbur, K. 1967.* NSVL geoloogiline kaart. NSVL hüdrogeoloogiline kaart mõõtkavas 1:200 000. Leht O-35-IV. Balti seeria (vene keeles). EGF 2987.
- Jürgenson, V. 2003.* Aruanne Laagna lubjakivi uuringualal tehtud geoloogiliste tööde kohta (varu seisuga 01.12.2003). EGF 7547.
- Kajak, K. 1964.* Peipsi nõo geoloogiast ja geomorfoloogiast. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1963. Eesti NSV TA, Tallinn, 20–33.
- Kajak, K. 1999.* Eesti kvaternaarisetete kaart 1:400 000. Eesti Geoloogiakeskus.
- Kajak, K., Kala, E., Koppelmaa, H., Perens, H., Põldvere, A., Raudsep, R., Savitskaja, L., Vingisaar, P. ja Perens, R. 1992.* Eesti geoloogiliste kaartide (mõõtkava 1:50 000) tugilegidid. Tallinn–Keila, EGF 4615.
- Kala, E., Mardla, A., Puura, V. 1979.* Aruanne Kesk-Eesti aerofotogeoloogiliste kaartide koostamise tulemustest (vene keeles). EGF 3585.
- Kalm, V. 2006.* Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 8, 960–975.
- Karukäpp, R. 2008.* Peipsi nõo pinnamood ja maastikud. Raamat: Haberman, J., Timm, T. ja Raukas, A. (toim.). Peipsi . Eesti Loodusfoto, Tartu, 63–72.
- Karukäpp, R. ja Raukas, A. 2008.* Peipsi nõgu jääajal. Raamat: Haberman, J., Timm, T. ja Raukas, A. (toim.). Peipsi . Eesti Loodusfoto, Tartu, 51–56.
- Kasemets, E., Klaamann, A., Kruus, V., Miidel, M., Nugis, S. 1958.* Eesti NSV ehitusmaterjalide maardlate kokkuvõtlik ülevaade 1958. a (Temaatiline töö). Tallinn, EGF 1035.
- Kessel, H. & Raukas, A. 1967.* The Deposits of the Ancylus Lake and Litorina Sea in Estonia (in Russian). Valgus, Tallinn, 134 pp.
- Kessel, H. & Raukas, A. 1979.* The Quaternary history of the Baltic. Estonia. In: Gudelis, V. & Königsson, L.-K. (eds.) The Quaternary history of the Baltic. *Acta Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 1, 127–146.
- Kildjer, P. 1985.* I grupi elamurajoon Narva linna 14. mikrorajoonis (vene keeles). EGF 4111.
- Kildjer, P. 1992.* Narva kanalisatsioonikollektor pumbamajadega. REI, Tallinn, EGA 27245.
- Kildjer, P. 2002.* Hoone juurdeehitus Narva Raja tn 3. OÜ REI Geotehnika, Tallinn, EGA 28752.
- Kink, H. (koostaja) 2003.* Loodusmälestised. 9. Ida-Virumaa. Vaivara, Sillamäe, Toila. Tallinn, 46 lk.
- Kink, H., Andresmaa, E., Orru, M. 1998.* Eesti soode hüdrogeoloogia. Tallinn, 127 lk.
- Kivisilla, J., Niin, M., Koppelmaa, H. 1999.* Catalogue of chemical analyses of major elements in the rocks of the crystalline basement of Estonia. Geological Survey of Estonia. Tallinn.
- Kivit, N. 1998.* Balti Elektriijaama hüdrogeoloogilise vaatlusvõrgu rekonstrueerimistööde dokumentatsioon. Eesti Geoloogiakeskus, 3 lk. EGF 6063.
- Kivit, N. 2007.* Hüdrogeoloogilised vaatlused Balti Elektriijaama tootmisalal 2006. aastal. EGF 7819.
- Kivit, N. 2007.* Hüdrogeoloogilised vaatlused Balti ja Eesti Elektriijaama tuhaväljadel 2006. aastal. EGF 7833.
- Kivit, N. 2008.* Hüdrogeoloogilised vaatlused Balti Elektriijaama tootmisalal 2007. aastal. 41 lk. EGF 7921.
- Kivit, N. 2008.* Hüdrogeoloogilised vaatlused Balti ja Eesti Elektriijaama tuhaväljadel 2007. aastal. 73 lk. EGF 7933.
- Klaamann, E. 1964.* Maavärinaist Eestis. Eesti Loodus 4, 203–206.

- Kont, A. 1996.* Aluspõhi. Maastikud. Inimtegevus. Raamat: Saaber, K. (toim.). Koguteos Virumaa. Lääne-Viru Maavalitsus, Ida-Viru Maavalitsus; Tallinn, 33–50.
- Koppelmaa, H., Kivisilla, J. 1998.* Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart mõõtkavas 1:200 000. Kaart ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn.
- Koppelmaa, H. 2000.* Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart. Mõõtkava 1:400 000. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus.
- Koppelmaa, H. 2002.* Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart. Mõõtkava 1:400 000. Kaart ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn.
- Koppelmaa, H., Kivisilla, J. 1997.* Kirde-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart. Mõõtkava 1:200 000. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus, 37 lk, 17 tabelit, 3 lisakaarti.
- Kotljarov, D. 1947.* Geoloogiline aruanne Narva linna insenergeoloogilisest kaardistamisest (vene keeles). EGF 94.
- Kriiska, A. 1996.* The Stone Age Settlements in the Lower Reaches of the Narva River, North-Eastern Estonia. PACT 51, Rixensart, 359–369.
- Krutikov, P. 1920.* Narva ümbruse geoloogia. Geol. Inst. 6 lk.
- Kupffer, A. 1865.* Bericht über eine geologisch Reise längs der Meeresküste Estlands. Balt. Wschr., Nr. 46 & 47, 811–818.
- Kurman, I., Dunajeva, N., Kijevlenko, V. 1946.* Eesti NSV fosforiidide geoloogiline uuring. 188 lk, EGF 48.
- Lamanski, W. W. 1905.* Die ältesten silurischen Schichten Russlands (Etage B). Tr. Geol. Kom., VII, 203.
- Lebedeva, H. 1958.* Savidiaapiiride moodustamise mehhanismist (vene keeles). Sov. Geologija 11.
- Lepland, Aivo, Hang, T., Kihno, K., Sakson, M., Sandgren, P. & Lepland, Aave 1996.* Holocene Sea-Level Changes and Environmental History in the Narva Area, North-Eastern Estonia. PACT 51, Rixensart, 313–358.
- Liivrand, E. 1991.* Biostratigraphy of the Pleistocene deposits in Estonia and correlations in the Baltic Region. Stockholm Univ. Dept. Quaternary Res. Report 19, Stockholm, 114 pp.
- Liivrand, E. 2008.* Succession of the stratigraphical units of the Upper Pleistocene in Estonia. In: Hints, O., Ainsaar, L., Männik, P. & Meidla, T. (eds). The Seventh Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts and Field Guide. Geological Society of Estonia, Tallinn, 42.
- Linkrus, E. 1998.* Põhja-Eesti rannikumadalik ja Soome lahe saared. EGS, Tartu Ülikooli Geograafia Instituut; Tallinn, 102 lk.
- Lobanov, I. 1976.* Leningradi ümbruse Duderhofi kõrgustike dislokatsioonide päritolust (vene keeles). Geotektonika 6, 89–99.
- Lomtadze, V. 1970.* Vene platvormi loodeosa alamkambriumi sinisavide füüsikalise-mehaanilistest omadustest (vene keeles). Zap. Len. Gor. Int. XXXIV, 154–189.
- Lowe, J., Rasmussen, S., Björck, S., Hoek, W., Steffensen, J., Walker, M., Yu, Z. & the INTIMATE group. 2008.* Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. Quaternary Science Reviews, 27, 6–17.
- Lugus, E., Gulova, H. 1966.* Aruanne geoloogiliste uuringutööde tulemustest 1962.–1965. a Narva fosforiidimaardlal, Eesti NSV (vene keeles). EGF 2904.
- Luha, A. 1924.* Virumaa paekallas. Geoloogiline ülevaade. Virumaa, Rakvere, 292–314.
- Luha, A. 1946.* Eesti NSV maavarad. Tallinn, 192.
- Lutt, J. 1992.* Bottom deposits. In: Raukas, A. & Hyvärinen, H. (eds.). The geology of the Gulf of Finland. Tallinn, 158–218.
- Lutt, J., Raukas, A. (toim.) 1993.* Eesti šelfi geoloogia. Eesti Geoloogia Selts, Tallinn, 192 lk.

- Malahovski, D., Sammet, E. 1982.* Liustiku pangased ja glatsiodislokatsioonid Vene tasandiku loodeosas (vene keeles). Moskva. Materialy glaciologičeskikh issledovanij nr 44, 121–128.
- Markov, K. 1931.* Development of the Relief in the Northwestern part of the Leningrad District (in Russian). Geological Survey of U.S.S.R., 117, Moscow–Leningrad, 256 pp.
- Martin, L. 1966.* Koopad liivakiviklindis. Eesti Loodus 6, 355–358.
- 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 (vene keeles). Valgevene Geoloogiteenistus, Minsk.
- Meidla, T. 1997.* Hunneberg Stage. Billingen Stage. Volkhov Stage. Kunda Stage. In: Raukas, A., Teedumäe, A.(eds). Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 58–66.
- Mens, K., Pirrus, E. 1997.* Vendian. Cambrian. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds). Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 35–49.
- Metsur, M. 1985.* Kohtla-Järve rajooni Narva sovhoosi Laagna maaparandus. Ehitusgeoloogia aruanne. EGF 6910.
- Mickwitz, A. 1896.* Über die Brachiopodengattung *Obolus* Eichwald. Mem. Acad. Sci. St. Petersburg. Vol. IV.
- Mickwitz, A. 1910.* Archaikum, Kambrium, Silur. In: Baltische Landeskunde. Riga. 138–174.
- Miettinen, A. 2004.* Holocene sea-level changes and glacio-isostasy in the Gulf of Finland, Baltic Sea. Quaternary International, 120, 91-104.
- Miettinen, A., Savelieva, L., Subetto, D. A., Dzhinoridze, R., Arslanov, K. & Hyvärinen, H. 2007.* Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Litorina Sea stage of the Baltic Sea history. Boreas, 36, 441–458.
- Miidel, A. 1961.* Holotseensete orgude geoloogilise arenemise seaduspärasusi Põhja-Eestis. ENSV TA Geol. Inst. Uurim. VII, Antropogeeni geoloogia, 147–158.
- Miidel, A., Paap, Ü., Raukas, A., Rähni, E. 1969.* Vaivara Sinimägede (Kirde-Eesti) moodustumisest (vene keeles). ENSV TA Toimetised 18, 370–375.
- Miidel, A. & Raukas, A. 2005.* Slope processes at the North Estonian Klint. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology 54, 4, 209–224.
- Miljukova, N., Švedšikova, N. 1950.* Aruanne detailuuringust kaevandusväljadel 5, 6, 7 ja 9. Eesti põlevkivimaardla (vene keeles). EGF 206.
- Možajev, B. N. 1973.* Vene tasandiku loodeosa nüüdistektoonika (vene keeles). Nedra. 231.
- Mustjõgi, V. 1973.* Ülevaade maavarade maardlate geoloogilisest uuritusest (ajalugu, uurimistöid ja uuringud). Regionaalülevaade. Fosfaatne toore. Eesti NSV. Maardlad: Maardu, Aseri, Narva, Toolse (vene keeles). EGF 3242.
- Mustjõgi, V., Gulova, H. 1967.* Ehituslubjakivide varude arvutamine Narva maardlas. EGF 2929.
- Mäkinen, J., Petroskevicius, P., Sildvee, H., Kaminski, J. 1996.* Absolute-gravity measurements in Lithuania, Estonia and Latvia 1994–1995. European Geophysical Society, Annals Geophysicae, Supplement I to Volume 14.
- Nalivkina, A., Gorlova, V., Raudsep, R. 1974.* Narva maardla fosforiidide tööstuslikud tüübid (vene keeles). EGF 3312.
- Niin, M., Kivisilla, J. 1999.* Eesti ja lähiala kristalse aluskorra õhikute kataloog. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 228.
- Nitski, E. 1963.* Kanalisatsiooni puhastusseadmed Narvas. Insenergeoloogilised uuringud (vene keeles). EGF 1952.
- Orav, V. 1991.* Matkateed Narva lähistel ehk Vaivara radadel. Olion, Tallinn, 93 lk.

- Orav, V.* 1993. Narva-Jõesuu kodu-uurija pilguga. AS Pakett, Tallinn, 144 lk.
- Orgla, H., Nõmmsalu, V., Lepp, A., Kallas, R.* 1984. Kohtla-Järve rajooni Puhatu turbamaardla keskosa detailuuringu aruanne. EGF 5223.
- Orru, M.* 1995. Teatmik Eesti turbasood. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn, 240 lk.
- Orviku, K.* 1927. Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und Tallinna-Stufe I. Tartu.
- Orviku, K.* 1930. Die Glacialschollen von Kunda-Lammasmägi und Narwakalmistu (Eesti). Der Universität Tartu (Dorpat) 36: 174–179.
- Orviku, K.* 1930. Rändpangastest. Loodusvaatleja, 3, 78–81.
- Orviku, K.* 1933. Tuiskliiv. K/Ü Loodus, Tartu, 64 lk.
- Orviku, K.* 1936. Kihitussiidreid Eesti aluspõhjast. Eesti Loodus 2, 71–72.
- Orviku, K.* 1936. Geoloogilisi märkmeid geoloogilis-geograafiliselt õppekursioonilt *Narva* ja selle lähemasse ümbrusse 10–14. juunil 1936. Eesti Loodus, 4, 149–157.
- Orviku, K.* 1958. Kunda ja toila lademe profiile Aseri ja Narva vahemikust. EGF 852.
- Orviku, K.* 1958. Akadeemik Fr. Schmidt'i töödest Põhja-Eesti kvaternaargeoloogia kohta (vene keeles). ENSV TA GI uurimused, III, 269–293.
- Orviku, K.* 1961. Eesti mererannikute ehituse ja arengu seaduspärasustest (vene keeles). ENSV TA Geol. Inst. Uurim. VIII, 97–112.
- Paap, T., Tassa, V.* 1968. Geoloogiliste kaartide komplekt mõõtkavas 1:50 000 Eesti põlevkivimaardla territooriumi kohta (vene keeles). Tallinn, EGF 3011.
- 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). EGF 1570.
- Perens, R.* 1998. Eesti hüdroteoloogiline kaart 1:400 000. Seletuskiri. Tallinn, 40.
- Perens, R.* 2001. Eesti põhjavee kaitstuse kaart 1:400 000. Tallinn, EGF 7120.
- Perens, H.* 2003. Paekihtide ehituslike omaduste hindamine. VI etapp: Ida-Virumaa. Eesti Geoloogiakeskus. Tallinn, EGF 7537.
- Perens, R., Savva, V.* 2007. Eesti–Vene piiriülese põhjavee geoloogiline ja hüdroteoloogiline modelleerimine. EGF 7902.
- 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.
- Perepuskova, L., Täht, G., Nabilkova, J., Saveljev, I.* 1947. Ehitusgeoloogilised tingimused Narva HEJ ehitusel Narva jõel (vene keeles). EGF 1048.
- Petersell, V., Möttus, V., Enel, M., Täht, K., Võsu, M.* 2000. Eesti mulla lähtekivimite geokeemiline atlas. Tallinn, EGF 6833.
- Pirrus, E.* 1968. Eesti viirsavid (vene keeles). Valgus, Tallinn, 144 lk.
- Pirrus, R.* 1965. Viimase jäätumise hilisglatsiaalsete setete stratigraafiast Ida-Eestis. EGF 2434.
- Podražanskaja, R., Bontš-Osmolovski, I.* 1955. Balti HEJ. Aruanne ehitusgeoloogiliste uurimuste tulemustest 1955. a (vene keeles). EGF 760.
- Prokofjev, V., Dantsenko, S.* 1963. Aruanne esialgsetest geoloogilis-uuringulistest töödest Eesti NSV Narva fosforiidimaardlas 1962.–1963. a. EGF 1960.
- Puura, V., Koppelmaa, H., Kivisilla, J., Kuuspalu, T., Perens, H., Mosina, V.* 1967. Kristalse aluskorra uurimise tulemused. II aruanne teemal “Eesti NSV metallogeenia kaart mõõtkavas 1:500 000”. 429 lk (vene keeles). EGF 2982.
- Puura, V., Sudov, B.* 1976. Balti kilbi lõunanõlva platvormse tektoonika aktivisatsioonitsoonidest ja nende metallogeeniast (vene keeles). Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Keemia. Geoloogia 25, 206–214.

- Puura, V., Vaher, R. 1997.* Tectonics. Cover structure. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.), 1997. Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn. 167–177.
- Puura, V., Vaher, R., Klein, V., Koppelmaa, H., Niin, M., Vanamb, V., Kirs, J. 1983.* Eesti kristalne aluskord (vene keeles). Moskva, Nauka, 208.
- Rahumäe, V. 1982.* Aruanne geoloogilistest uurimistöödest Kohtla-Järve rajooni Narva sovhoosi Laagna kruusakarjääri laiendamiseks. EGF 4038.
- Ramsay, W. 1929.* Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia, 52, 2, 1–48.
- Rathlef, K. 1852.* Skizze der orographischen und hydrographischen Verhältnisse von Liv-, Est- und Kurland, ein geographischer Versuch. Reval.
- Raudsep, R. 1974.* Aruanne eeluuringu tulemustest ja fosforiidide tehnoloogilisest iseloomust Narva maardlas 1972.–1973. a. EGF 3297.
- Raudsep, R. 1997.* Phosphorite. In: Raukas, A., Teedumäe, A.(eds). Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn. 331–337.
- Raukas, A. 1978.* Pleistotseeni setted ENSV-s (vene keeles). Tallinn, Valgus, 310.
- Raukas, A., Kajak, K. 1995.* Quaternary stratigraphy in Estonia. Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 44/3, 149–162.
- Raukas, A., Saarse, L., Veski, S. 1995.* A new version of the Holocene stratigraphy in Estonia. Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 44/4, 201–210.
- Reinsalu, E., Toomik, A., Valgma, J. 2002.* Kaevandatud maa, Tallinn, 52–53.
- Reinwald, I. 1934.* Valged liivad ja liivakivid Eestis. Geol. Inst. 12 lk.
- Riige, S. 1990.* Narva-Jõesuu kuurordi kuivendus. Ehitusgeoloogia aruanne. EGF 7209.
- Roemer, F. 1862.* Bericht über eine geologischen Reise nach Russland im Sommer 1861. Dtsch. Geol. Ges. XIV, 178–233.
- Rosentau, A., Hang, T. & Miidel, A. 2004.* Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian. Geological Quarterly 48, 299–307.
- Rosentau, A., Vassiljev, J., Saarse, L. & Miidel, A. 2007.* Palaeogeographic reconstruction of proglacial lakes in Estonia. Boreas, 36, 211–221.
- Rosentau, A., Vassiljev, J., Hang, T., Saarse, L. & Kalm, V. 2009.* Development of the Baltic Ice Lake in eastern Baltic. Quaternary International, 206, 16–23.
- Rudnik, I. 1961.* Aruanne betooniliivamaardlate otsingutest ja uuringust 1961. a Balti HEJ ehituse piirkonnas. EGF 1591.
- Rähni, E. 1962.* Viimase mandrijää servamoodustistest Põhja-Eestis. ENSV TA GI, Tartu. EGF 1933.
- Rähni, E. 1963.* Viirsavide geokronoloogia Ida-Eestis. Materjalid ülemise pleistotseeni ja holotseeni geoloogiast Eestis (vene keeles). ENSV TA GI Toimetised XII, 81–94.
- Rühko, V. 1969.* Aruanne fosforiidimaagi tehnoloogiliste proovide valikust ja uurimisest Toolse, Aseri, Saka ja Narva maardlas (vene keeles). EGF 3041.
- Saadre, T., Suuroja, K. 1993a.* Stratigraphy of the Kukruse Stage in Estonia. Bull. of the Geological Survey of Estonia, 3/1, 25–32.
- Saadre, T., Suuroja, K. 1993b.* Distribution pattern of the beds of the Viivikonna Formation. Bull. of the Geological Survey of Estonia, 3/1, 13–24.
- Saarse, L., Niinemets, E., Amon, L., Heinsalu, A., Veski, S. 2009.* Development of the late glacial Baltic basin and succession of vegetation cover as revealed at palaeolake Haljala, northern Estonia. Estonian Journal of Earth Sciences 58, 4, 317–333.
- Saarse, L., Vassiljev, J. Miidel, A 2003.* Simulation of the Baltic Sea shorelines in Estonia and neighbouring areas. Journal of Coastal Research, 19, 2, 261–268.

- Saarse, L., Vassiljev, J., Miidel, A., Niinemets, E. 2006.* Holocene buried organic sediments in Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 55, 4, 296–320.
- Sahnovski, B. 1992.* Hüdrokeoloogiliste tööde tulemused Balti HEJ-s 1991. a. Eesti Geoloogiakeskus, 45 lk. EGF 4570.
- Salmi, M. 1945.* Ein von der Litorinatransgression Überspültes Torflager in NE-Estland zwischen Narwa und Narwa-Jõesuu. Acta Geographica, 9, 4, 1–13.
- Sauramo, M. 1925.* Über die Bändertone in den ostbaltischen Ländern vom geochronologischen Standpunkt. Fennia, 45, 6, 1–9.
- Savitskaja, L., Savva, V. 2008.* Uuring 210Po- ja 110Pb-sisalduse kohta Kambriumi–Vendi veekompleksi põhjavees. 15 lk. EGF 8024.
- Savitskaja, L., Viigand, A. 1994.* Aruanne Kambriumi–Vendi veekompleksi põhjavee mikrokomponentide ja isotoopkoostise uurimisest joogivee kvaliteedi hindamiseks Põhja-Eestis. EGF 4870.
- Savitski, L. 2005.* Kaevandustest ja karjääridest väljapumbatava vee päritolu. EGF 7696.
- Savitski, L., Savva, V. 2001.* Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi põhjaveevaru regionaalne hindamine Ida-Virumaal kuni 2020. aastani. EGF 7269.
- Savitski, L., Vallner, L. 1999.* Narva ja Narva-Jõesuu veehaarete põhjavee tarbevaru hinnang. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 30 lk. EGF 6351.
- Savitski, L., Vallner, L. 1999.* Ida-Virumaa Kambriumi–Vendi veekompleksi põhjavee tarbevaru hinnang. Tallinn, EGF 6352.
- Schmidt, C. 1857.* Die grauen untersilurischen Tone der Nordküste Estlands. Arch. Naturk. Liv-, Kurl-, u. Estland. 507–516.
- Schmidt, F. 1897.* Excursion durch Estland. In: Guide des excursions du VII Congrès Géologique international. St. Petersb. XII.
- Scupin, H. 1927.* Epirogenese und Orogenese im Ostbaltikum. Acta et Comment. Universitatis Tartuensis (Dorpatiensis) XI.
- Seidlitz, C. 1859.* Der Narowa-Strom und das Peipus-Becken. Arch. Naturk. Liv-, Est- und Kurl. Ser. 1. 384–402.
- Serebrjannõi, L. P. 1965.* Radiosüsiniku meetodi rakendamisest kvaternaargeoloogias (vene keeles). Nauka. Moskva. 272 lk.
- Severgin, V. M. 1803.* Mineraloogilisi, majanduslikke jt ülestähendusi reisist Vene riigi lääneprovintssidesse 1802. aastal (vene keeles).
- Severgin, V. M. 1808.* Teateid Reveli suitsevast mäest. Tehn. Zur. 5, 157–169.
- Siegert, M. J., Dowdeswell, J. A., Hald, M., Svendsen, J. I. 2001.* Modelling the Eurasian ice sheet through a full (Weichselian) glacial cycle. Global and Planetary Change 31, 367–385.
- Sinivalu, R. 1994a.* Narva (Kadastiku-II) lubjakivimaardla jääkvaru arvutus. EGF 4779.
- Sinivalu, R. 1994b.* AS ESTO poolt Narva (Kadastiku-II) lubjakivimaardlast taotletava mäeeralduse varu arvutus. EGF 4780.
- Sinivalu, R., Kosk, A., Otsa, A., Grünberg, R., Eichenbaum, A., Jõgi, V., Türk, M., Kajak, M., Soa, K. 1984.* Eesti NSV liiva ja kruusliiva varude muutused eksploatatsioonilistel andmetel seisuga 01.01.1984. EGF 4058.
- Sinivalu, R., Kukk, M., Kosk, A., Otsa, A., Jõgi, V., Kajak, M., Eichenbaum, A., Grünberg, R. 1982.* Eesti NSV liiva- ja kruusliiva varude muutused eksploatatsioonilistel andmetel seisuga 01.01.1982 (1980. aasta projekt). EGF 3914.
- Soa, K., Valdna, L., Voika, H., Peikre, R., Sinivalu, R., Kajak, M., Rannet, M. 1990.* Eesti liiva ja kruusliiva varude muutused eksploatatsioonilistel andmetel seisuga 01.01.1990. EGF 4402.

- Spiridonov, M., Ryabcuk, D., Kotilainen, A., Vallius, H., Nesterova, E. & Zhamoida, V. 2007.* The Quaternary deposits of the Eastern Gulf of Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 45, Espoo, 5–17.
- Struckmeier, W. F., Margat, J. 1995.* Hydrogeological Maps. A Guide and a Standard Legend. International Association of Hydrogeologists. Hannover, 177.
- Stumbur, K., Viidas, E., Jõgi, S., Mardla, A., Tšeban, E. 1960.* Vaivara Rühma aruanne otsingu-kaardistamistöõde tulemustest Soome lahe kaldaäärses osas Kirde-Eestis 1958.–1959. a (vene keeles). EGF 1286.
- Stumbur, K., Jõgi, S., Mardla, E., Mardla, A., Stumbur, H. 1963.* Aruanne otsingu-kaardistamistöõdest Kirde-Eesti rannaäärses osas 1959.–1961. a (vene keeles). EGF 1958.
- Surlie, J. E., Bitjukova, L., Sether, O. M., Kahru, K. R., Vallner, L., Petersell, V., Razgonjajev, A., Põllumaa, L. 2005.* Eesti põlevkivitööstus. Prügilate riskimõju hindamine keskkonnale (inglise keeles). EGF 7695.
- Suuroja, K. 1997.* Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1:400 000. Tallinn, Eesti Geoloogiakeskus. Seletuskiri, 60.
- Suuroja, K. 2003.* Eesti joad. Ilo, Tallinn.
- Suuroja, K. 2005.* Põhja-Eesti klint. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn.
- Suuroja, K. 2006.* Põhja-Eesti klint Eesti looduse sümbolina. Keskkonnaministeerium, Tallinn.
- Suuroja, K. 2008.* Balti klint – loodus ja ajalugu. Geotrail KS, Tallinn.
- Suuroja, K., All, T., Mardim, T., Ploom, K., Kõiv, M., Otsmaa, M., Kaljuläte, K. 2008.* Eesti geoloogiline baaskaart. Geological basemap of Estonia. Mõõtkava 1:50 000. Leht 6534, Narva.
- Suuroja, S., Talpas, A., Suuroja, K., Ploom, K. 2008.* Kohtla-Järve, Sillamäe ja Narva kaardilehtede akvatooriumi geoloogiline uuring. EGF 8041.
- Svendsen, J., Alexanderson, H., Astakhov, V., Demidov, I., Dowdeswell, J., Funder, S., Gataullin, V. et al. 2004.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Science Reviews, 23, 11–13, 1229–1271.
- Tallinn, K. 1973.* Aruanne kruusliiva otsingute tulemustest Kohtla-Järve rajoonis (vene keeles). EGF 3255.
- Tamm, I. 1987.* Kohtla-Järve rajoon. Narva jõe suudme lainekaitsemuul. Ehitusgeoloogia aruanne (vene keeles). EGF 7025.
- Tammekann, A. 1924.* Koillis-Viron rannikkomaa. Suomen Maantietellisen Seuran aikakauskirja 2–3, 595–596.
- Tammekann, A. 1926.* Die Oberflächengestaltung des Nordestländischen Küstentafellandes. Acta. Univ. Tartu IX, 7, 1–152.
- Tammekann, A. 1940.* The Baltic Glint. Part I. Morphography of the Glint. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis. 24, 103.
- Taratorina, M., Veršinina, V., Rammo, M. 1985.* Aruanne fosforiitide otsingutest Narva maardlas ja selle ümbruses 1984.–1985. a (vene keeles). EGF 4155.
- Tavast, E. ja Raukas, A. 1982.* Eesti aluspõhja reljeef (vene keeles). Valgus, Tallinn, 194 lk.
- Teichert, C. 1927.* Die Klufftektonik der Cambro-Silurischen Schichtentafel Estlands. Geol. Rundschau, XVII nr 4.
- Thomson, P. 1929.* Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Tartu Ülikooli Geol. Inst. Toim., 29, 1–88.
- Thomson, P. 1937.* Narva diatomiit. Eesti Loodus 5, 214–216.
- Thomson, P. 1939.* Tabellarische Übersicht über das Alluvium Estlands. Beiträge zur Kunde Est-, Liv- und Kurlands, Naturwissenschaftliche Reihe 1, 1/2, 32–38.

- Tšeban, E., Kala E., Suuroja, K. 1976.* Aruanne mineraalvee otsingutest Narva-Jõesuus (vene keeles). EGF 3379.
- Turovits, V. 1953.* Geoloogiline aruanne detailuuringust ja struktuuriuuringutest Eesti põlevkivimaardla kaevandusväljadel nr. 43–46 (vene keeles). EGF 376.
- Tuuling, I. 1988.* Pre-Devonian and Pre-Quaternary relief in the eastern part of the Baltic Phosphorite - Oil Shale Basin (Luuga–Narva Lowland) (in Russian). Proceedings of the Academy of Sciences of the Estonian SSR, 37, 4, 145–152.
- Vaarik, M. 2009.* Narva elektrijaamade tuhaärastuse ja tuhaväljade renoveerimise keskkonnamõju hindamine. AS Pöyry Entec, Tallinn, 72 lk.
- Varep, E., Maavara, V. 1984.* Eesti maastikud. Eesti Raamat, Tallinn, 184 lk.
- Vaher, R., Puura, V., Erisalu, E. 1962.* Kirde-Eesti tektooniline ehitus (vene keeles). ENSV Ta Geol. Inst. Uurim. IX, 319–335.
- Valler, V. 1962.* Fosfori sisaldusest ja fosforväärtiste vajadusest Põhja-Eesti fosforirikkas pinnases (vene keeles). Tartu. 378–379.
- Vallner, L. 1996.* Kirde-Eesti hüdrogeoloogiline mudel. I etapp: Kambriumi–Vendi ja Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi intensiivkasutuse perspektiivid. Tallinn, EGF 5498.
- Varep, E. 1966.* Alutaguse maast ja rahvast. Eesti Loodus 2, 65–68.
- Varep, E. ja Maavara, V. 1984.* Eesti maastikud. Eesti Raamat, Tallinn, 184 lk.
- Veksljar, J. 1947.* Aruanne liiva-kruusamaardlate otsingust Hoovi, Sininõmme, Riigi piirkonnas ja liivsavi otsingutest Pähklimeel (vene keeles). EGF 75.
- Veksljar, J., Miljukova, N. 1946.* Aruanne lubjakivi otsingutest Narva linnas (vene keeles). EGF 28.
- Venjukov, P. N. 1883.* Põhja-Eesti mõningatest jugadest (vene keeles). St. Peterburi Loodust. Ühing. XIII, 229–244.
- Vilbaste, G. 1938.* Järskranniku moodustisi Põhja-Eestis. Loodusvaatleja 4/5, 114–121.
- Volin, A. 1974.* Leningradi ümbruse diapiirsed struktuurid (vene keeles). Prirodnaja obstanovka i fauna prošlogo 8, 142–150.
- Voolma, E. 1961.* Antropogeeni maavaradest ENSV-s. ENSV TA Geol. Inst. Uurim. VII 203–210.
- Väärsi, A., Kajak, K., Kajak, H., Kõrvel, N., Põlma L. 1961.* Peipsi Rühma aruanne geoloogilisest ja hüdrogeoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:200 000 Eesti NSV kirdeosas (leht O-35-X) 1958.–1961. a (vene keeles). EGF 1754.
- Walker, M., Björck, S., Lowe, J., Cwynar, L., 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.
- Öpik, A. 1929.* Studien über das estnische unterkambrium (Estonium) I–IV. Acta Univ. Tartu 15, 56 lk.
- Öpik, A., Thamm, N. 1933.* Über ein anstehendes Eruptivgestein aus Estland. Pub. Of the Geol. Instit. of the University of Tartu nr 33.

TUGIPUURAUГУ F-169 (MERIKÜLA) SÜDAMIKU GEOLOOGILINE KIRJELDUS

Puurauk asub Ida-Virumaal, Narva-Jõesuu linnas, L. Koidula teest 160 m põhja pool Laagna oja kaldal.

Koordinaadid: **59°23,022' N ja 27°52,927' E**; LEST X = 6593434, Y = 725156.

Puuraugu suudme kõrgus: **4 m ümp.**

Puuraugu sügavus: **254,0 m.**

Puuriti 1975. aastal Narva-Jõesuus mineraalvee otsingute käigus ENSV Geoloogia Valitsuse poolt.

Esmakirjelduse on koostanud Kalle Suuroja 1976. aastal. Käesoleva kirjelduse autor Kalle Suuroja.

Esmakirjeldus aruandest: Tšeban E., Kala E., Suuroja K. 1976. Aruanne mineraalvee otsingutest Narva-Jõesuu asulas. EGF 3379.

Puursüdamik (säilinud on vaid kristalse aluskorra puursüdamik) asub Lääne-Virumaal EGK Arbavere puursüdamikehoidlas.

PINNAKATE

0,0–3,5 m (3,5/3,5)* Q (m IV) (Kvaternaar, Holotseen, merelised setted):

0,0–2,0 (2,0/2,0) m – Peeneteraline kollakashall kvartslüiv vähese päevakivi ja vilguga. Kvartsi terad on keskmiselt kuni hästi ümardunud.

2,0–3,5 (1,5/1,5) m – Kruuslüiv kristalsetest kivimitest veeristega. Intervalli alguses on valdavaks peenteraline liiv, lõpus – kruus. Veeriseid kuni 20% mahust. Veerised on keskmiselt kuni hästi ümardunud ja valdavaks on graniitne materjal.

ALUSPÕHI

3,5–40,0 m (36,5/21,9) – Ca₁InK (Lontova kihistu Kestla kihistik):

3,5–9,5 (6,0/4,4) m – Rohekashall argilliidilaadne aleuriidikas savi (sinisavi), intervalli lõpuosas harvade hajusate violetsete laikudega. Sinisavis on peenikesi (1–2 mm läbimõõdus) mudasööjatest organismide püriidistunud käike (linte) ning foraminifeeri *Platysolenites antiquissimus* fragmente.

9,5–40,0 (30,5/17,5) m – Kirjuvärviline (rohekashall punakaspruunide ja violetsete laikudega) argilliidilaadne aleuriidikas savi (sinisavi). Sinisavis on rohkesti peenikesi (1–2 mm läbimõõdus) mudasööjatest organismide püriidistunud käike (linte) ning foraminifeeri *Platysolenites antiquissimus* fragmente. Esineb ka üksikuid ca 45° all kaldu nihkepeegleid.

40,0–78,0 m (38,0/25,5) – Ca₁InM (Lontova kihistu Mahu kihistik):

40,0–61,0 (21,0/11,5) m – Rohekashall argilliidilaadne kuni õhukesekihiline aleuriitne savi (sinisavi) arvukate peente kuni keskmiste (1–3 mm läbimõõdus) mudasööjatest organismide püriidistunud käikudega ning foraminifeeri *Platysolenites antiquissimus* fragmentidega, mida on eriti palju sügavusel 52,0 m. Kihipindadel rohkesti vilgulehekesi. Sagedased on ka püriidi (markasiidi ?) konkretsioonid 1–2 cm läbimõõdus. Eriti palju on viimaseid intervalli alaosas süg. 60,0–61,0 m.

61,0–78,0 (17,0/14,0) m – Rohekashall argilliidilaadne kuni õhukesekihiline aleuriitne savi (sinisavi), milles on vilgurikka aleuroliidi õhukesi (alla 1 cm) läätsjaid vahekihte ja kilesid. Sinisavis on palju peenikesi kuni keskmisi (1–3 mm läbimõõdus) mudasööjatest organismide püriidistunud käike (linte) ja ka foraminifeeri *Platysolenites antiquissimus* kitiinseid kesti.

78,0–89,6 m (11,6/4,5) – Ca₁InS (Lontova kihistu Sämi kihistik):

Rohekashall aleuriitne argilliidilaadne kuni peenelt horisontaalkihiline savi (sinisavi) eriteralise nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud glaukoniiti sisaldava kvartslüivakivi vahekihtidega. Lüivakivi kihtide paksus on 0,5–50 cm ja nii nende paksus kui osakaal suurenevad kihistiku

alumise piiri suunas. Sügavuselt ca 85 m on leitud musta kitiinse koorikuga kaetud ussilaadse vormi *Sabellidites cambriensis* eksemplare.

89,6–101,0 m (11,4/6,0) – V_2vrK (*Ütem-Vend, Voronka kihistu Kannuka kihistik*):

Helehall, nõrga kollaka varjundiga, nõrgalt kuni keskmiselt tsementeerunud peenteraline kvartsliaivakivi.

101,0–109,2 m (8,2/3,3) – V_2vrS (*Voronka kihistu Sirgala kihistik*):

Aleuroliit ja peliitne aleuroliit, aleuroliitsavi, savika aleuroliidi ja peenteralise kvartsliaivakivi õhukeste vahekihtidega. Kivim on kirjuvärviline, helehallist kuni punakaspruunini. Intervalli alaosas 5 cm tugevasti tsementeerunud kiht eriteralist päevakivi-kvartsliaivakivi.

109,2–112,0 m (2,8/1,4) – V_2ktL (*Kotlini kihistu, Laagna kihistik*):

Kollakashall aleuroliit halli peliitse aleuroliidi vahekihtidega intervalli keskosas. Sügavusel 109,2–109,5 m on aleuriitsavi murenenud, st ookerkollast värvi.

112,0–143,6 m (31,6/31,5) – V_2ktM (*Kotlini kihistu, Meriküla kihistik*):

Hall aleuriitsavi, horisontaalselt mikrokihiline, aleuroliidi harvade õhukeste (0,2–2,0 cm) läätsjate vahekihtide ja pruunikate laminariitsete kiledega. Intervalli alaosas on eriteralise päevakivi-kvartsliaivakivi õhemaid läätsi. Aleuriitsavi kihipindadel on rohkesti vilgu, st muskoviidi ja biotiidi, väikesi lehekesi.

143,6–149,7 m (6,1/6,0) – V_2ktJ (*Kotlini kihistu, Jaama kihistik*):

Hall aleuriitsavi, horisontaalselt mikrokihiline, laminariitsete kiledega. Kivimi savikus väheneb sügavuse suurenedes. Alumine piir üleminekuline.

149,7–194,3 m (44,6/40,5) – V_2gdU (*Gdovi kihistu, Uusküla kihistik*):

Kirjuvärviline (rohekashall, pruunikate ja violetsete vööde ning laikudega) peliitne aleuroliit, vilgurikas, mikrokihiline. Peliitse aleuroliidi lasundis leidub aleuroliidi ja liivaka aleuroliidi 1–10 cm vahekihte ja läätsi, intervalli ülaosas aga peene- ja eriteralise liivakivi vahekihte-läätsi. Viik (biotiid ja muskoviit) paikneb kivimis ebaühtlaselt ja on kontsentreerunud enamasti kihipindadele. Kirjuvärvilise peliitse aleuroliidi lasundis on intervallide (156,0–158,0; 172,5–173,9; 182,0–184,0 m), mille piires kivim on massiivsem, rohekashall ning aleuroliidi ja liivakivi vahekihtideta. Aleuroliidi ja liivakivi vahekihid hõlmavad 5–20% intervallist.

194,3–205,2 m (10,9/6,3) – V_2gdM (*Gdovi kihistu, Moldova kihistik*):

194,3–197,3 (3,0/0,5) m – Pruunikashall keskmiseteraline päevakivi-kvartsliaivakivi, nõrgalt tsementeerunud. Kvartsi ja päevakivi terad on keskmiselt kuni hästi ümardunud.

197,3–200,0 (2,7/2,0) m – Kirjuvärviline aleuriitsavi (ca 60%) roosakashalli aleuriitse liivakivi ja hallikaspruuni eriteralise tugevalt tsementeerunud päevakivi-kvartsliaivakivi vahekihtidega.

200,0–202,2 (2,2/2,0) m – Pruunikashall eriteraline päevakivi-kvartsliaivakivi, keskmiselt tsementeerunud.

202,2–203,8 (1,6/0,8) m – Kirjuvärviline (punakaspruun rohekashallide laikudega) aleuriitsavi, mis sisaldab kvartsi ja kaaliumpäevakivi jämeda liiva (2–5 mm) hästi ümardunud teri.

203,8–205,2 (1,4/1,0) m – Pruunikashall eriteraline keskmiselt tsementeerunud päevakivi-kvartsliaivakivi.

205,2–207,0 m (1,8/1,0) – V_2gdO (*Gdovi kihistu, Oru kihistik*):

Ümbersettinud murenemiskoorik: punakaspruun savikas-liivakas vilgurikas aleuroliit, mis sisaldab kvartsi jämeliiva ja kruusa fraktsioonis (2–20 mm) keskmiselt kuni hästi ümardunud teri, päevakivi-kvartsliaivakivi mõnesentimeetriste vahekihtidega.

KRISTALNE ALUSKORD

207,0–216,8 m (9,8/8,5) – PPal (Paleoproterosoikum, Alutaguse kompleks, murenemiskoorik):

207,0–209,0 (2,0/1,0) m – Murenemiskoorik (III aste): Tugevalt murenenud kirsipunane varigraniit. Esmased kivimitmoodustavad mineraalid on valdavalt asendunud savimineraalide rauahüdroksiidide poolt läbiimmutatud massiga.

209,0–209,5 (0,5/0,5) m – Murenemiskoorik (II aste): Tugevalt murenenud biotiitne mikrogneiss granaadiga. Kivim on värvuselt roheka varjundiga helehall. Esmased kivimitmoodustavad mineraalid on valdavalt asendunud savimineraalidega (kaoliniit, illiit, kloriit). Gneisjas tekstuur 80–90°.

209,5–212,5 (3,0/3,0) m – Murenenud jämekristalne (5–20 mm) punakaspruun varigraniit. Kvarts ja kaaliumpäevakivi on suhteliselt värsked, plagioklass ja tumedad mineraalid on täielikult asendunud savimineraalidega.

212,5–213,5 (1,0/1,0) m – Murenemiskoorik (I aste): Nõrgalt murenenud varigraniit vähese granaadiga. Kivim on ebaühtlaselt murenenud: nõrgalt murenenud kivimi foonil esineb ka tugevamalt murenenud kivimi läätsi. Harvad lõhed ja nihkepeeglid. Esmane tekstuur 80–90°.

213,5–216,8 (3,3/3,0) m – Nõrgalt murenenud kvarts-kaaliumpäevakivi-plagioklass varigraniit, keskmisest kuni jämekristalseni ja vähese granaadiga. Süg. 215,2–215,6 m on kivim tugevamalt murenenud ja lõhede ning nihkepeeglitega. Esmane tekstuur 80–90°.

216,8–219,5 (2,7/2,6) m – Muutumata kivim: Õhukesekihiline migmatiit, milles 0,5–2 cm paksused granaati sisaldava biotiitgneissi kihid vahelduvad kvarts-plagiograniidi kihikestega. Tekstuurid 80–90°.

219,5–221,9 (2,4/2,4) m – Tumehall roosaka varjundiga biotiitne mikrogneiss granaadi ja pürokseeniga. Gneiss koosneb: Bi (20–25%); Pl (35–40%); Q (25–30%); Gr (ca 5%); MPy (2–3%); Ap (ca 1%). Granaat paikneb kivimis ebaühtlaselt, kogumikena. Tekstuurid ca 80°.

221,9–229,6 (7,7/7,0) m – Roosakashall erikristalne migmatiitgraniit (keskmisest kuni jämekristalseni) vähese granaadiga, mis on tekkinud biotiitgneissi arvel. Intervalli lõpus on migmatiidis mikrogneissi hajusaid läätsi. Biotiit on kivimis kohati kloritiseerunud. Kivimit läbivad arvukad mikrolõhed.

229,6–230,5 (0,9/0,7) m – Tumehall roosaka varjundiga biotiitne mikrogneiss granaadiga ja nõrgalt välja kujunenud gneisja tekstuuriga 80–90° all. Kontaktid teravad ja endokontakti tsoonis õhuke (ca 2 mm) tremoliidi ning monokliinse pürokseeniga rikastunud vöö.

230,5–232,2 (1,7/1,0) m – Hallikasroosa erikristalne mikrokliinne migmatiitgraniit, kohati granaadiga ja kataklaseerunud.

232,2–235,3 (3,1/2,9) m – Vööline erikristalne kvarts-mikrokliinne migmatiit biotiit-amfiboolgneissi järgi.

235,3–236,8 (1,5/1,5) m – Tumehall roosaka varjundiga biotiitne mikrogneiss tumehalli biotiit- amfiboolgneissi õhukeste (2–3 cm) soontega. Viimane koosneb: Amf (tremoliit) 30–40%; Bi (30–40%); Pl (andesiin-labrador 15–20%); Q (15–20%), aktsessorsetena granaat, pürokseen, seritsiit, püriit, apatiit.

236,8–240,5 (3,7/3,5) m – Hallikasroosa pegmatoidne mikrokliingraniit. Koostis: mikrokliin (pertiit) 50– 70%; Q (20–30%); Bi (kuni 10%); aktsessorsetena granaat, seritsiit, plagioklass, karbonaat.

240,5–241,6 (1,1/1,0) m – Tumehall roosaka varjundiga biotiitne mikrogneiss tugevalt migmatiidistunud ja kiltja biotiit-amfiboolgneissi soontega. Kontaktid ümbriskivimiga üleminekulised.

241,6–246,0 (4,4/4,3) m – Hall erikristalne migmatiitgraniit granaadiga, nõrgalt väljendunud orienteeritud tekstuuriga ca 80° all. Süg. 244,6 m ca 10 cm-ne monomineraalse lõhelise (lõhetäiteks biotiit, seritsiit) granaadi kogumik.

- 246,0–252,6 (6,6/4,7) m** – Tumehall roheka varjundiga biotiit-amfibool-kahepürokseenne kiltja tekstuuriga gneiss. Koostis: Py (valdab MPy) 30–35%; Amf (Hbl) 10–20%; tremoliit (kuni 10%; Bi (10–15%); Q (10–15%); Pl (bitauniit 5–10%); aktsessorsetena apatiit, maakmineraalid. Süg. 247,2–247,5 m on gneiss lõheline ja murenenud. Orienteeritud tekstuurid ca 80° all.
- 252,6–254,0 (1,4/1,3) m** – Tumehall roheka varjundiga keskmisekristalne biotiit-amfibool-pürokseengneiss, tugevalt migmatiidistunud. Pürokseenidest on valdav hüpersteen, mis esineb suurte (kuni 10 cm läbimõõdus) tugevalt muutunud porfüürsete eraldistena. Migmatiseeriv materjal koosneb kvartsist ja plagioklassist. Kivim on lõheline ja nõrgalt murenenud.

MERIKÜLA TUGIPUURAUUGU (F-169) PUURSÜDAMIK (Sügavusel 98,0–197,3 m)



Kastid nr. 14–17



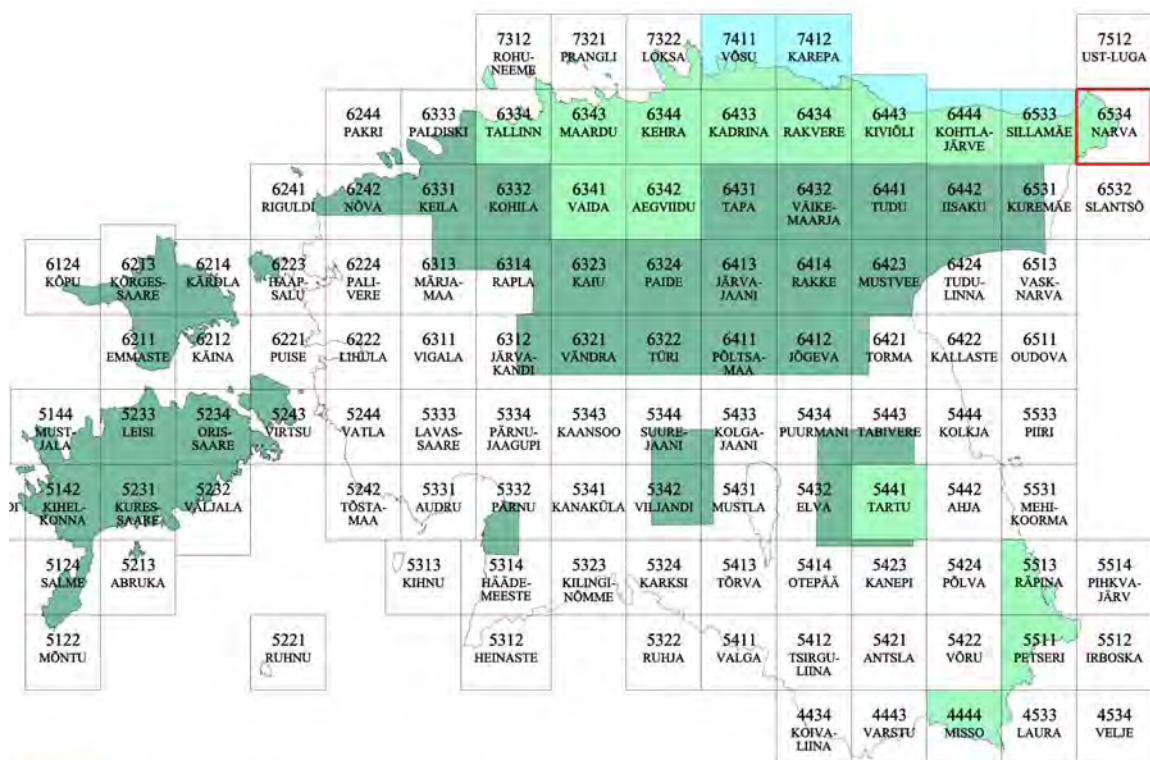
Kastid nr. 18–21



Kastid nr. 22–25



Kastid nr. 26–29



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