

Tartu Ülikool
Loodus- ja tehnoloogiateaduskond
Ökoloogia ja Maateaduste instituut
Geograafia osakond

Magistritöö geoinformaatikas

**Antsülusjärve ja Litoriinamere paleogeograafia Tolkuse-
Rannametsa piirkonnas setete ja aerolaserskanneerimise
kõrgusandmete alusel**

Hando-Laur Habicht

Juhendajad: Raivo Aunap PhD

Alar Rosentau PhD

Kaitsmisele lubatud:

Juhendaja:

Osakonna juhataja:

Tartu 2014

Sisukord

Sissejuhatus	4
1. Läänemere pärastjääaegne areng	6
1.1 Läänemere veetaseme muutused ja pärastjääaegne maakerge	6
1.2 Balti jääpaisjärv ja Joldiameri	6
1.3 Antsülusjärv	6
1.4 Litoriinameri	7
2. Uurimisala	9
3. Metoodika	11
3.1 Modelleerimine	11
3.2 Välitööd ja setete kirjeldamine	14
3.3 Lito- ja biostratigraafilised meetodid	14
3.4 Dateeringud	15
3.5 Georadari kasutamine setete leviku uurimisel	15
4. Tulemused	18
4.1 Soometsa luited	18
4.2 Tolkuse nõgu	20
4.2.1 Esimene kompleks	20
4.2.2 Teine kompleks	20
4.2.3 Kolmas kompleks	21
4.2.4 Neljas kompleks	24
4.2.5 Viies kompleks	24
4.3 Rannametsa luited	24
4.4 Modelleerimine ja paleogeograafilised rekonstruktsioonid	29
4.4.1 Pinnavormide eemaldamine	29
4.4.2 Turbalasundi eemaldamine	34
4.4.3 Litoriinamere ja sellele eelnevate arengustaadiumite pinnad	35
4.4.3 Paleogeograafilised rekonstruktsioonid	37
5. Tulemuste arutelu ja järeldused	39
5.1 Modelleerimine ja metoodika arendus	39
5.2 Arengulugu	40

5.3 Järeldused	45
Kokkuvõte	46
Summary	47
Tänuõnad	48
Kirjandusloend	49
Lisad	56

Sissejuhatus

Alates mandrijää taandumise algusest Läänemere nõo lõunaosast umbes 17 000 – 18 000 aastat tagasi (Houmark-Nielsen & Kjær 2003, Björck 2008) on Läänemeri olnud pidevas muutuses, mõjutades tugevalt ümbritsevat keskkonda. Läänemere pärastjääaegses arengus on kindlaks tehtud viis põhilist arengufaasi - Balti jääpaisjärv, Joldia meri, Antsülusjärv, Litoriinameri ja Limneameri (Saarse & Vassiljev 2010), mis kõik on olnud erineva veetaseme, keskkonna ja kestvusega (Björck 1995, Björck 2008) ning on jätnud jälje tänapäeva maastikule (nt. Raukas 2000, Reimann et al. 2011, Rosentau et al. 2011).

Läänemere ajalugu on uuritud juba üle sajandi (Björck 1995) ning erinevate arengufaaside ajaline ja ruumiline ulatus on tänapäevaks võrdlemisi täpselt kogu Läänemere piires teada (Björck 2008). Geinfosüsteemide areng, üha detailsem kaugseireandmestik (nt. LiDAR-kõrgusandmed) ja geofüüsikalised meetodid (nt. georadari (GPR) uuringud) pakuvad uusi võimalusi detailsete paleogeograafiliste rekonstruktsioonide tegemiseks (Bates et al. 2007), kuid täpseks paleomaastiku kajastamiseks on need andmed vaja siduda geoloogilise andmestikuga (De Smedt et al. 2013). Kuigi meetodikad uute täpsete andmestike ning klassikalise puurimisandmestiku kombineeritud kasutamiseks on välja pakutud juba mitmeid aastaid tagasi (Bates & Bates 2000), on need lahendused leidnud kasutust valdavalt vaid lokaalsetel sedimentoloogilistel uuringutel, suurema ala paleorekonstruktsioonide tegemisel on neid siiski vähe rakendatud (De Smedt et al. 2013).

Täpsed dünaamilise rannavööndi paleogeograafilised rekonstruktsioonid pakuvad uut töömaterjali ka teistele distsipliinidele nagu näiteks arheoloogia. Läänemere ümbrus on tihedaima säilinud mesoliitilise ja neoliitilise asustusega regioon Euroopas (Zvelebil 2006) ning muistne inimasustus on olnud tihedalt seotud rannikuvööndiga, sealhulgas jõgede suudmealade ja laguunisüsteemidega (Fischer 2007, Miotk-Szpiganowicz et al. 2010, Rosentau et al. 2011, De Smedt et al. 2013). Eesti üheks rikkalikuma kiviaja rannasidusa asustusega piirkondi on Pärnu ümbrus, kus asuvad Pulli (ca. 11 000 aastat vana), Sindi-Lodja (ligi 9000 aastat vana), Lemmetsa, Malda ja Jõekalda (ligi 6000 aastat vanad) muinasasulad, mis peegeldavad Läänemere veetaseme muutuseid Antsülusjärve ja Litoriinamere arenguetappidel (Veski et al. 2005, Rosentau et al. 2011). Käesoleva magistritöö uuringuobjektiks on Pärnust umbes 10 – 15 km lõuna pool paiknev Tolkuse raba koos seda ümbritsevate Antsülusjärve ja Litoriinamere rannamoodustiste ja luitevallidega. Varasematest geoloogilistest töödest on teada, et Litoriinamere transgressiooni ajal ligikaudu 8500 – 7300 aastat tagasi kujunes Tolkuse raba kohale paleolaguun, mille rannavöönd võis olla kiviaja inimestele atraktiivne paik asulakoha valikul (Rosentau et al. 2011). Tolkuse-Rannametsa piirkonda on kiviaja arheoloogia seisukohast senini väga vähe uuritud, kuid on teada, et uute rannasidusate kiviaja asulakohtade avastamisel on võtmetähtsusega võimalikult täpse omaaegse rannavööndi paiknemise teadmine (prof. A. Kriiska, isiklik informatsioon, 02.12.2013). Varasemad uuringud Eestis sh. Pärnu piirkonnas on rõhutanud vajadust arvestada paleogeograafiliste rekonstruktsioonide koostamisel hilisemate settimis- ja erosiooniprotsessidega.

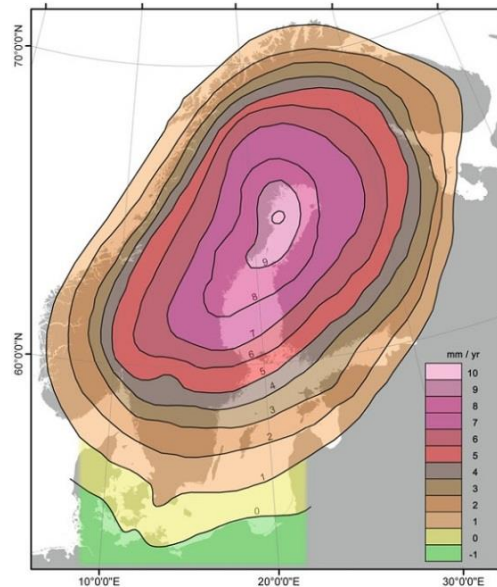
Magistritöö eesmärgiks ongi rakendada eelpool mainitud komplekslahendust sidudes puurimise, georadari ja LiDAR-andmestikud, selgitamaks rannavööndi muutuseid Antsülusjärve ja Litoriiinamere arenguetappidel Tolkuse-Rannametsa piirkonnas. Käesolev uurimus on edasiarendus autori bakalaureusetööst teemal „LiDAR-kõrgusandmete kasutamine Läänemere paleogeograafiliste rekonstruktsioonide koostamisel Tolkuse-Rannametsa piirkonna näitel“, kus töötati välja meetodid LiDAR-andmetest loodud digitaalsete kõrgusmudelite (DEM) alusel paleogeograafiliste rekonstruktsioonide loomiseks, mida täiendatakse ja arendatakse edasi käesolevas töös. Magistritöös dateeriti radiosüsinikumeetodil uusi setteläbilõikeid, geoloogiliste puurimistega ja georadariga täpsustati Tolkuse raba turba ja jütja (järve- ja laguunimuda) levikut ja paksuseid ning arendati edasi GIS-põhiseid lahendusi paleorekonstruktsioonide tegemisel. Töö käigus adresseeriti mitmeid bakalaureusetöös esinenud probleemseid kohti ning rekonstruktsioonide täpsuse ja kvaliteedi parandamiseks töötati välja optimaalne meetod tänapäevaste antropogeensete pinnavormide nagu kuivenduskraavid ja teetammid eemaldamiseks. Uurimistöö tulemusena soovitakse luua paleomaastikumudelid, mis oleks rakendatavad arheoloogilise uurimise lähtematerjalina uute kiviaja asulakohtade avastamisel. Uurimus on valminud Eesti Teadusfondi projekti „Läänemere rannavööndi pärastjäähäegsed muutused ja selle seosed kiviaja asustusega Eestis“ ja PUT456 uurimistoetuse „Holotseeni meretaseme muutused ja kiviaja asustus Fennoskandia maakerke äärealal Läänemere idaosast Valge mereni“ raames.

1. Läänemere pärastjääaegne areng

1.1 Läänemere veetaseme muutused ja pärastjääaegne maakerge

Põhilisteks Läänemere arengufaktoriteks on olnud Skandinaavia jääkilbi taandumine ja sellega kaasnevad keskkonnamuutused, glatsioisostaatiline maakerge (joonis 1) ning ühendus maailmamerega – selle ulatus või puudumine üldse. Eespool mainitud tulenesid muutused mere tasemes ja soolsuses – langenud veetaseme ja pikaajalise maakerke tulemusel võib Eestis varasemate faaside rannamoodustisi kohata kuni 150 km kaugusel sisemaal (Raukas 2000).

Maakerge ei kulgenud pidevalt samas tempos, olles olnud kiireim vahetult pärast mandrijää taandumist – näiteks Loode-Eestis, kus maakerke kiirus on tänapäeval kuni 2 mm aastas (Kall et al. 2014), oli see Antsülusjärve staadiumi ajal umbes 9 mm aastas ning Litoriaamere ajal ca. 4,5 mm aastas (Raukas 2000).



Joonis 1. Diferentseerunud tänapäevane maakerge Fennoskandias (Harff et al. 2011).

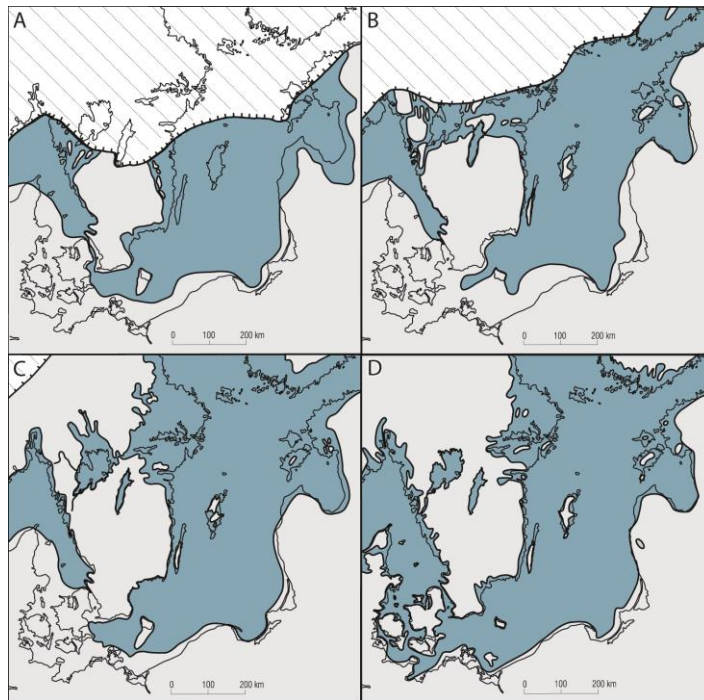
1.2 Balti jääpaisjärv ja Joldiameri

Mandrijää taanumisel hakkas sulamisvesi kogunema jää alt vabanenud Läänemere nõkku, pannes ca. 16 000 aastat tagasi aluse magedaveelisele veekogule, Balti jääpaisjärvele (joonis 2a), mis 11 700 aastat tagasi tõusis toonasest maailmamere tasemest ca. 25 meetrit kõrgemale ning seejärel leidis endale väljavoolu maailmamerele, mida tuntakse Billingeni sündmusena (Andrén et al. 2011). Veetasemete ühtlustudes ja järk-järgulisel soolase vee sissevooluga sai alguse lühikest aega (ca. 900 aastat) kestnud riimveeline faas – Joldiameri (joonis 2b), mis lõppes ühenduse katkemisel maailmamerega maatõusu tagajärjel (Björck 2008).

1.3 Antsülusjärv

Maatõusu tagajärjel järjest ahenev ja lõpuks katkenud ühendus ookeaniga pani ca. 10 700 aastat tagasi aluse Antsülusjärvele, mille veetase järk-järguliselt tõusis (Björck 1995). Antsülusjärv, mis on saanud oma nime teo *Ancylus fluviialis*'e järgi (Björck 1995), oli magedaveeline veekogu, mille kõrgeim veetase oli (joonis 2c) Eesti aladel oli umbes 10 200 aastat tagasi, ulatudes käesoleva töö uurimisala piirkonnas ca. 7 – 11 meetrit kõrgemale tänapäeva keskmisest meretasemest (Rosentau et al. 2011). Aeglustunud maakerge ja kiire

maailmamere taseme tõus (2-2,5 mm/a) tähendasid seda, et umbes 9800 aastat tagasi oli Antsülsjärve tase ühtlustunud maailmamere tasemega (Andrén et al. 2011).



Joonis 2. Läänemere staadiumid Läänemere kesk – ja lääneosas: (A) Balti jääpaisjärv, (B) Joldia meri, (C) Antsülsjärve ja (D) Litoriinameri (Tikkanen & Oksanen 2002, autori kohandus).

1.4 Litoriinameri

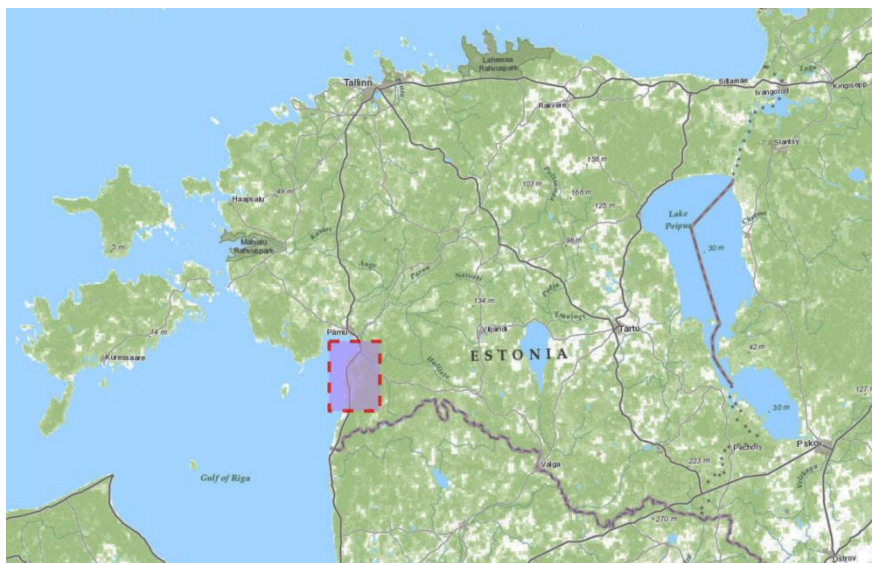
Üleminekut mageveeliselt Antsülsjärvelt riimveelisele Litoriinamerile ligi 9800 aastat tagasi nimetatakse Varajaseks Litoriinamereks, seda on varasemalt nimetatud ka Mastogloia mereks (Björk 2008). Enamasti ei vaadelda antud perioodi siiski eraldi staadiumina, vaid rohkem osana Antsülsjärve või Litoriinamere staadiumist (Miettinen 2004). Siiski kestis see pigem magedaveelise keskkonnaga võrdlemisi ebamäärane üleminekuperiood, mille alguses sulasid viimased Skandinaavia jääkilbi alles jäänud osad, enam kui tuhat aastat (Andrén et al. 2011). Esimesed viited riimveelisusele esinevad umbes 9000 aastat tagasi Läänemere lõunaosas, kuid kuna ülemineku protsess oli aeglane ja keerukas, siis on Antsülsjärve lõpupiiriks seatud 8500 aastat tagasi (Björk 2008), mil Balti basseinis algas kiire mereliste mõjude kasv.

Vahemikus 8500 – 7500 aastat tagasi algas Litoriinamere transgressioon (Berglund et al. 2005, Björk 2008), mille põhjustas ühelt poolt glatsioisostaatilise maakerke jätkuv aeglustumine ning teiselt poolt maailmamere taseme tõus liustike ja jääkilpide (eriti Põhja-Ameerikas (Miettinen 2004)) sulamise tagajärjel Kesk-Holotseeni termalse maksimumi ajal (Saarse et al. 2009). Eesti alal saabus transgressiooni maksimum umbes 7300 aastat tagasi (joonis 2d), küündides vaatluse all olevas Pärnu lahe piirkonnas ca. 6 – 8 meetrit kõrgemale tänapäeva keskmisest meretasemest (Rosentau et al. 2011).

Litoriinameri oli Läänemere kõige kõrgema soolsusega periood, soolsusmaksimumiga umbes 6800 – 6200 aastat tagasi (Berghlund et al. 2005), pärast mida hakkas soolsus merevee sissevoolu vähenemise, suvetemperatuuride jahenemise ja sademete hulga suurenemise tagajärjel vähenema (Björck 2008). Regresseeruva Litoriinamere staadiumit on varasemalt kutsutud ka Limneamereks (Saarse et al. 2010).

2. Uurimisala

Paleorekonstruktsioonide aluseks olev ala (joonis 3), kogupindalaga 825 km², asub Edela-Eestis Tolkuse raba ja Rannametsa luidete ümbruses. Uurimisala läänepoolne külg ulatub merele, piirdudes 24° 8' 15'' pikkuskraadiga, idas on Antsülusjärve staadiumil tekkinud rannamoodustised (Hyvärinen et al. 1992) ja nende lähiümbrus ning lõunast Rannametsa rannamoodustiste ots, põhjast ei ole uuritav ala konkreetselt piiritletud. Maksimaalne meresügavus uuritaval alal on 12,6 m.

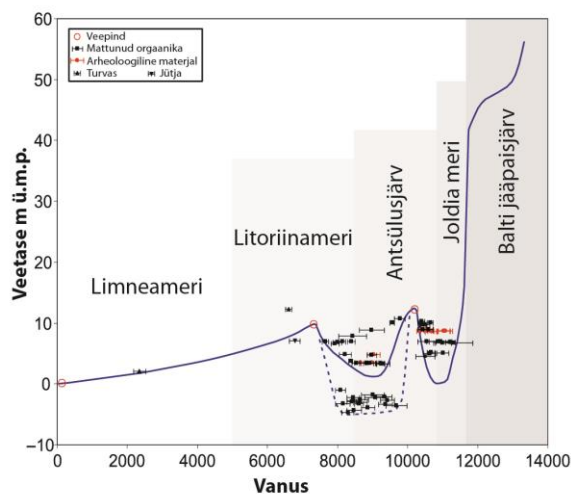


Joonis 3. Uurimisala paiknemine.

Kesksel kohal asuvad Litorinamere transgressiooni käigus (Hyvärinen et al. 1992) moodustunud Rannametsa luided, mis on Eesti kõrgeimad, ulatudes enam kui 35 meetrit üle merepinna. Uurimisalast võtab enda alla 5503 ha suurune Tolkuse raba (Orru 1995).

Laiaulatusliku liigniiskuse tõttu on piirkonnas rohkelt kuivenduskraave, vooluveekogudest jääb uurimisalale veel mitu jõge, millest suurimad on Reiu, Ura ja Rannametsa jõed.

Tolkuse-Rannametsa piirkond on pärastjääaege ajaloo jooksul olnud korduvalt erinevate transgressiivsete Läänemere arengustaadiumite käigus üleujutatud, näiteks Antsülusjärve kõrgeima rannajoone kujunemise ajal ulatus veetase uurimisala põhjaosas enam kui 10 meetrit üle tänapäevase keskmise meretaseme (joonis 4) ning pärast Antsülusjärve väljavoolu Kattagati väina (Bennike et al. 2004) langes veetase tunduvalt madalamale, olles uurimisala



Joonis 4. Pärastjääaege veetasememuutuste kõver Paikuse piirkonnas (Rosentau et al. 2011, autori kohandus).

lõunaosas ca. 4 – 5 meetrit tänapäevasest meretasemest madalamal (Rosentau et al. 2011). Paleoveetasemete ruumiline erinevus tuleneb pärastjäaaegsest ebaühtlasest maatõusust, mis on olnud intensiivsem uuringuala loodeosas (Saarse et al. 2003). Maakerke kiirus muutuva merepinna suhtes (nn. näiv maatõus) on uuringualal -0,25 kuni 0,25 mm/aastas, mis on Eesti rannikualade seas kõige aeglasem (Kall et al. 2014). Uurimisala ei ole mõjutatud tõusu-mõõna tsüklist, mille amplituud jääb alla ühe sentimeetri (Wróblewski 2001) (kuigi on viiteid sellele, et varasemate kõrgveetasemete perioodidel on tõusu-mõõna efekt olnud suurem (Yu 2003)), mistõttu on see hea ala paleoveetasemete täpsemaks uurimiseks (Lampe et al. 2011).

Uurimisala lähedusse jäävad ka mitmed eri vanusega kiviaja asulakohad, alast 10 – 20 km põhja poole asuvad Pärnu jõe ääres näiteks 10 800 – 10 200 aasta vanune Pulli muinasasula, lisaks veel nooremad Sindi-Lodja I – III, Jõekalda, Lemmetsa I – II ja Malda asulakohad (Rosentau et al. 2011).

3. Metoodika

3.1 Modelleerimine

Modelleerimismetoodika põhineb autori bakalaureusetöös kasutatud Leverington et al. (2002) ja Rosentau et al. (2011) töödel tugineval metoodikal (Habicht 2012), kus diferentseeritud pärastjääaegse maakerkega arvestamiseks kasutatakse maatõusu arvestavaid paleoveepindasid ning ajastu paleogeograafiliste rekonstruktsioonide tegemisel eemaldatakse nooremad settekompleksid. Modelleerimise eesmärgiks on LiDAR-kõrgusmudeli põhjal ja geoloogilistele andmetele tuginedes luua uuritavate pärastjääaegsete situatsioonide kõrgusmudelid ning koostada nende alusel vastavate ajastute paleogeograafilised rekonstruktsioonid, kasutades selleks geoinformaatilisi vahendeid.

Kui bakalaureusetöös loodi maapinna digitaalne kõrgusmudel Maa-ameti LiDAR'i toorandmetest, mida vastavalt vajadusele filtreeriti ja töödeldi, siis käesolevas töös kasutatakse Maa-ameti poolt loodud LiDAR-andmestiku maapinnapunktidel põhinevat 5 meetriste lahutusega rasterkõrgusmudelit. LiDAR-mõõtmised Lõuna-Eestis viidi Maa-ameti poolt läbi 2011. aastal vertikaaltäpsusega $\pm 0,34$ m ja keskmise mõõtetihedusega 0,45 punkti ruutmeetri kohta (Maa-amet 2014).

Käesolevas uurimistöös võeti täiendavalt kasutusele ka merepõhja sügavusandmed. Tänapäeva merepõhja andmestik pärineb Maa-ameti X-GIS kaardiserverist kättesaadaval merekaardilt, millelt digitaliseeriti sügavuspunktid (kokku 1733) ja isobaadid. Merepõhja interpoleerimiseks kasutati ArcGIS'i ANUDEM algoritmi rakendavat *Topo to Raster* tööriista, mis võimaldab pinna interpoleerimiseks korraga kasutada nii samakõrgusjooni kui ka punktkõrgusandmeid (Wieczorek et al. 2014). Interpoleerimisel olid põhiandmeteks punktandmed ning kuna andmestik oli hõre, valiti anomaaliate vähendamiseks maa kõrgusmudelist tunduvalt suurem, 50 meetrine lahusus.

Paleogeograafiliste rekonstruktsioonide tegemiseks tuli interpoleerida ka mitmete varasemate staadiumite merepinnad. Antud ülesande lahendusmetoodika põhines Rosentau et al. (2011) poolt kasutatul, olles sobilik olemasolevate algandmete põhjal uute merepindade arvutamiseks. Ajastu keskmine veetase võeti Paikuse piirkonna veetasemekõverast (joonis 4) ning meretasemete gradiendid arvutati Saarse et al. (2003) poolt rannamoodustiste rööbistamisel interpoleeritud Antüslusjärve ja Litoriinamere maksimumi 100 meetrise lahutusega merepindade alusel. Litoriimerest nooremate staadiumite gradientide arvutamisel kasutati ühe referentspinnana tänapäeva keskmist meretaset kujutavat 0-väärtustega tasapinda.

Diferentseeritud jääaja-järgse maakerke tõttu ei ole paleomeretasapinnad paralleelsed tänapäeva merepinnaga, loode suunas järjest kiirenev maakerge on tõstnud muistseid rannajooni samas sihis üha kõrgemale, seega on lisaks uuritava ajastu veetasemele vaja teada ka vastava meretasapinna tõusugradienti.

Gradiendi arvutamisel kasutati Rosentau et al. (2011) poolt kasutatud valemit (valem 1), milles otsitava ajaperioodi i merepinna igale punktile (antud juhul igale pikslile) n leitakse veetasemeväärtus H_{ni} .

$$H_{ni} = X_n + \frac{Y_n - X_n}{T} T_i + d_i \quad (\text{valem 1})$$

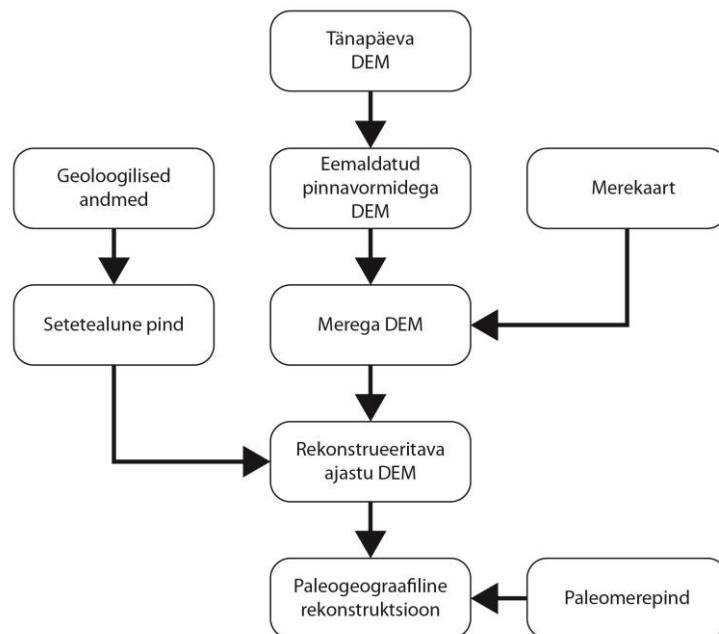
Ajahetke i gradiendi arvutamisel on vajalik eelneva ajastu merepind X ja järgneva ajastu merepind Y , mille omavaheline suhe määrab ära otsitava meretaseme gradiendi, seejuures on oluline ka ajaline komponent – s.t. see merepind, mis on otsitavale ajaliselt lähemal, omab suuremat kaalu tõusugradiendi arvutamisel. Ajaline suhe leitakse X ja Y vahelise aja T ning algstaadiumi X ja otsitava meretaseme ajahetke vahelise aja T_i kaudu.

Pärast gradientide arvutamist tuli meretasapinnad sättida õigele kõrgusele tänapäeva meretaseme suhtes, lähtudes joonisel 4 olevast veetasemekõverast. Valemiga 1 arvatud uue gradiendiga meretasemed erinesid veetasemekõveral olevate ajastute tasemest d_i võrra, selle erinevuse arvutamiseks leiti Paikuse lähistel alad, kus otsitavale ajaperioodile eelneva ajastu veetase ühtis veetasemekõveralt leituga ning leiti samas punktis ka otsitava veetaseme hetkeväärtus. Arvutati, kui palju nende kahe väärtuse vahe erineb jooniselt 4 leitud samade perioodide väärtuste vahest - see erinevus lahutati graafikult leitud väärtuste vahest, saadud tulemus, mis on valemis kujutatud sümboliga d_i , liideti (antud töö puhul olid kõik väärtused negatiivsed, seega lahutati) gradiendarvutusega saadud merepinnale ning saadi otsitava ajahetke õige gradiendi ja veetasemega merepind.

Kuna uurimisala on valdavalt liigniiske, on inimtegevuse käigus Tolkuse raba piirkonda ja selle ümbruskonda aastakümnete jooksul kaevatud tihe kuivenduskraavide võrgustik. Loomaks täpsemaid ja ajastukohasemaid rekonstruktsioone, soovitakse reljeefimudelid eemaldada geoloogilises kontekstis hilisemad inimtekkelised pinnavormid ja nooremad settekompleksid (Chen et al. 1996, Rutzinger et al. 2011, De Smedt 2013) . Selleks töötati käesolevas magistritöös välja optimaalne lahendus inimtekkeliste pinnavormide, nagu erinevad kraavid ja teetammid, tuvastamiseks ning reljeefist välja silumiseks. Pinnavormide tuvastamiseks kasutati nõlva muutumise kiirust kirjeldavat morfomeetrilist parameetrit – kõverust (ingl. k. *Curvature*) (Roberts 2001, Thomas et al. 2014), mille abil tuvastatud pinnavormid eemaldati kõrgusmudelid, pärast mida interpoleeriti eemaldatud pinnavormide kohale ümbritseva reljeefi alusel uus pind. Pinnavormide silumise protsessist jäeti välja keerukama morfoloogiaga looduslikud pinnavormid nagu erinevad rannamoodustised (luided, rannavallid jne.) ning jõed, mis on piirkonna arenguloos olulised nii paleogeograafia kui ka arheoloogia seisukohast.

Paleomaastike rekonstrueerimiseks tuli kogutud ja töödeldud andmestiku põhjal eemaldada noorematest pinnavormidest puhastatud kõrgusmudelid erinevate ajastute settekompleksid (joonis 5). Settekihtide eemaldamiseks kasutati varasemate uurimistööde autorite (Orru 1995, Orru et al. 1986) poolt kogutud ja töödeldud andmeid, kuid olulise täiendusena ka käesoleva uurimistöö käigus läbiviidud välitööde andmestikku (ptk. 3.2.-3.5.).

Koondatud setteid puudutava andmestiku alusel loodi kas settekihi paksust kajastav raster, mis lahutati reljeefimudelist või interpoleeriti andmetest otse rekonstrueeritavale ajastule vastav pind. Erinevad lähenemised paleoreljeefi leidmisel tulenesid andmetest – võrreldes vanemate setetega, oli nooremate kohta uurimisalal andmeid tunduvalt rohkem ja tihedamalt. Setete lahutamine võimaldab paremini võimalikel mattunud pinnavormidel esile tulla, hõredamalt andmetega kaetud vanemate settekihtide puhul aitab pinna otse algandmetest interpoleerimine vähendada andmestiku hõredusest ja mahukatest ruumilistest arvutustest tulenevaid vigu ja andmemüra. Kuna andmestikes oli nii punkt- kui ka joonandmeid, siis kasutati kõikide pindade interpoleerimiseks ArcGIS'i tööriista *Topo to raster*. Interpoleeritud pindu töödeldi vajadusel filtritega. Noorema reljeefi asendamiseks varasemaga ja merealade liitmiseks kasutati tööriista *Mosaic to New Raster*, täpsemalt on iga ajastu pinna leidmist analüüsitud tulemuste peatükis.



Joonis 5. Paleogeograafiliste rekonstruktsioonide modelleerimisahel.

Iga ajatu rekonstruktsiooni jaoks leiti vastavate kõrgusmodelite ja veepindade alusel vastava perioodi maismaalised ja veega kaetud alad. Iga ajaperioodi merespinna S kõrgemal olevate pinnamudeli L osade leidmiseks kasutati ArcGIS'i tööriista *Raster Calculator* tingimuslikku avaldist $SetNull()$ (valem 2), millega igale maapinnapikslile L_n omistati nullväärtus juhul, kui selle väärtus oli väiksem samas kohas paikneva paleomerepinna pikslilise väärtusest S_n . Veetasemest kõrgemal olevatele pikslitele arvutati uus kõrgusväärtus ajastu merepinna suhtes.

$$SetNull(L_n < S_n, L_n - S_n) \quad (\text{valem 2})$$

Sarnaselt leiti ka uuritava ajastul üleujutatud alade ulatus ja veesügavus neil aladel, kuid antud juhul said nullväärtuse merepinna väärtusest suuremad reljeefimudeli pikslid ning allesjäänud pikslitele arvutati ajastule vastavad sügavusväärtused (valem 3).

$$\text{SetNull}(L_n \geq S_n, L_n - S_n) \quad (\text{valem 3})$$

Iga ajastu rekonstruktsioon saadi vastava maa- ja merepinna kokkupanekul. Näitamaks, kui palju erineb paleomereveetase piirkonniti tänapäeva keskmisest, interpoleeriti ajastute algsete merepindade alusel 1 meetrise lõikevahelise kõrgusjooned, mis väärtustega varustatuna lisati hiljem kõige pealmise kihina paleogeograafilistele rekonstruktsioonidele.

3.2 Välitööd ja setete kirjeldamine

Setete leviku kirjeldamiseks puuriti uurimisalal 2013. aasta juunis ja septembris ning 2014. aasta märtsis ja kokku 34 puurauku (lisa 2 – 7), millest 30 kattusid georadari profiilidega (joonis 7). Setete puurimiseks Tolkuse raba siseosas kasutati 1 m pikkuse ja 5 cm läbimõelduga nn. Vene tüüpi soopuuri (joonis 6), raba lääneservas Rannametsa luidete jalamil ning luidete peal aga setete läbitavusest sõltuvalt 3 või 7 cm läbimõelduga aknaga settepuuri. Välitöödel võeti proove ning kirjeldati Antsuljärve ja Litorinamere setteid Rannametsa jõe kaldapaljandites vastavalt Võidu ja Rannametsa küla. Puuraukude asukohad määrati käsi GPS'iga ning suudmete absoluutkõrgused leiti LIDAR-kõrgusmudeli alusel.



Joonis 6. Välitööd Tolkuse rabas

Kuna kaldapaljandist kirjeldatud setete lasumiskõrgust ei olnud kõrgusmudeli kaudu võimalik usaldusväärselt määrata, mõõdistati paljandite absoluutkõrgused RTK-GPS'iga.

3.3 Lito- ja biostratigraafilised meetodid

Setete orgaanika ja karbonaatse materjali sisaldust analüüsiti kuumutuskao meetodil (Heiri et al. 2001). Võidu kaldapaljandi kuumutuskao analüüs on tehtud töö autori poolt ning Tolkuse keskpüürsüdamikule analüüs TÜ geoloogia doktorandi Hanna Raigi poolt.

Esmalt proovid kuivatati 105°C juures. Peale kuivkaalu leidmist kuumutati orgaanikasisalduse leidmiseks proove kuumutusahjus 550°C juures 5 tundi, mis on piisavalt pikk aeg orgaanika pea täielikuks ärapõlemiseks (Heiri et al. 2001). Läbikuumutatud proovide kaalude võrdlemisel nende kuivkaaluga on võimalik hinnata vastavate setete orgaanikasisaldust ja seeläbi täpsemalt kirjeldada setteid ja nende settimiskeskkonda. Samaselt leiti ka karbonaatide sisaldus proovides, kuumutades neid 5 tundi 950°C juures.

Biostratigraafilistest meetoditest kasutati töös settekeskkonna interpreteerimisel ka ränivetika analüüsi tulemusi. Ränivetika kooslused määras ja interpreteeris Dr Atko Heinsalu (TTÜ Geoloogia instituut).

3.4 Dateeringud

Setete vanuse määramisel kasutati nii varasemaid publitseeritud ja publitseerimata radiosüsiniku dateeringuid, kui ka värskeid välitöödel kogutud materjali dateeringuid. Uute dateeringute materjaliks olid puidu- ja söetükid ning seemned, millest suuremad eksemplarid eraldati settest välitööde ajal, pisemad aga puhastati settest välja laboris, kus setteproovi loputati 225 µm sõela peal ning vajadusel määrati seemned Kersti Kihno poolt (ÖMI geoloogia osakond). Kõik setteproovid puhastati ning kuivatati ööpäev 105°C juures kuivatuskapis.

Proovid dateeriti Poznań'i radiosüsinikulaboris kasutades AMS meetodit. Kõik dateeringud kalibreeriti programmiga OxCal 4.2 kasutades IntCal 13 kalibreerimiskõverat täpsusega 1-σ. Kalibreeritud vanuste (*cal yr BP*) puhul kasutatakse käesolevast töös lihtsalt sõna „aasta“.

3.5 Georadari kasutamine setete leviku uurimisel

Georadar on laialt kasutatav kõrge lahutusega geofüüsikaline meetod maapinnalähedase maapõue uurimiseks (Mustasaar et al. 2013), mis võimaldab interpreteerida setete levikut puuraukude-vahelisel alal (Neal 2004, Fisher et al. 2007). Eestis on georadariga uuritud nii liivakaid rannamoodustisi (Rosentau et al. 2013a) kui ka rabasid (Plado et al. 2011, Mustasaar et al. 2013). Oma hea signaaljuhtivuse tõttu on turvas (Lowry et al. 2009, Plado et al. 2011) ning liivakad rannikused (Ramos et al. 2011) väga heaks georadari töökeskkonnaks, kus signaal võib ulatuda enam kui 10 meetri sügavusele.

Käesoleva uurimuse tarvis viidi Tartu ülikooli vanemteadur Argo Jõehe (ÖMI geoloogia osakond) juhtimisel 2013. aasta juunis ja septembris Tolkuse-Ransametsa piirkonnas läbi georadari uuring. Magistritöö autor viis läbi georadari toorandmete töötlemise ning tulemuste interpreteerimise. Läti päritolu 300MHz georadariga Zond 12-e tehti uuringualal kokku kuus georadariprofiili kogupikkusega ca. 35 km (joonis 7), millest kaks (joonis 7 A, B) katavad Ransametsa luidete ala ning neli (joonis 7 C – F) hõlmavad endas nii luiteid kui ka Tolkuse nõgu. Valdavalt lagedal rabaalal tehtud mõõtetööd võimaldasid tagada võrdlemisi kõrge (ca. 5

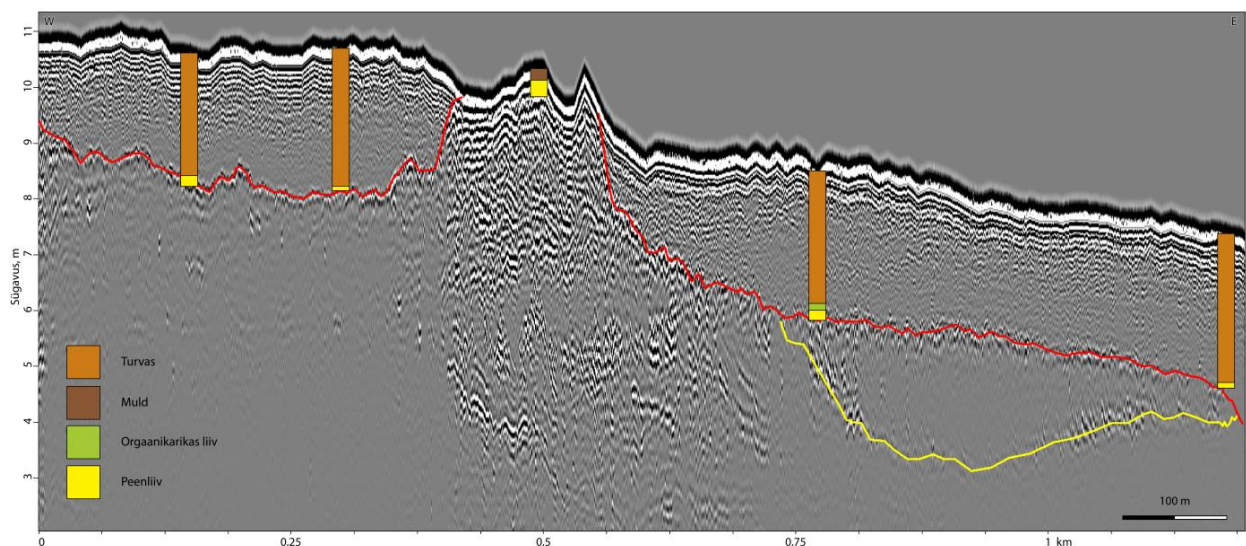


Joonis 7. Magistritöö raames tehtud georadariprofiilid (punane joon) ja puuraugud (sinised punktid).

m) asukohatäpsuse (Mustasaar et al. 2013). Georadari profiilide asukohad määrati käsi GPS'iga (*tracking*) ning maapinna absoluutkõrgused leiti LIDAR-kõrgusmudeli alusel.

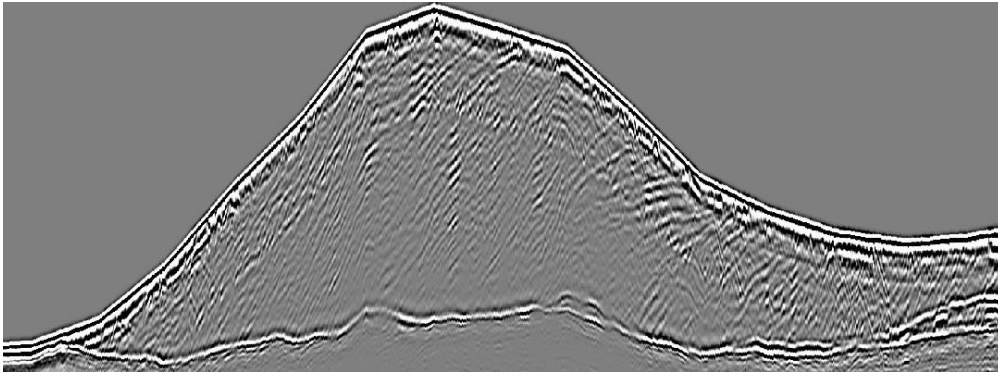
Looduskeskkonna mitmekesisusest tulenevalt on korrektsete stratigraafiliste interperetatsioonide tegemiseks vajalik georadari toorandmete töötlemine (Neal 2004). Andmete töötlemiseks kasutati programmi Prism2, milles vajadusel võimendati signaali, eemaldati filtritega liigne müra, viidi sisse LiDAR-andmetel põhinev reljeefiparand, tuvastati settekomplekse ja –kihte ning nende түseduste täpseks kajastamiseks määrati igale settekompleksile keskkonnale vastav dielektrilise läbitavuse väärtus. Töö korrektsuse ja täpsuse huvides konsulteeriti õigete töövõtete ja parameetrite valikul vanemteadur Argo Jõehega.

Profiilide töötlemisel ja analüüsimisel vaadeldi korraka 100 meetrist lõiku, kus vajadusel filtreid ja signaalivõimendust kasutades tuvastati ning digiti üle kõik nähtavad settekihtide piirid. Tuvastamise kontrollmaterjalina kasutati profiile C ja F (joonis 7) katvat puurimisandmestikku (joonis 8), mis korreleerus georadariandmestikuga väga hästi – erinevused jäid valdavalt $\pm 0,2$ m piiridesse, suuremad erinevused esinesid suuremate kuivenduskraavide kallastel (nt. puurauk nr. 10 juures (lisa 3)), kus viga tulenes GPS'i loomulikust asukohamääramise veast, mistõttu puuraugu näiline ning tegelik asukoht võisid radariprofiili suhtes asuda hoopis erinevatel kõrgustel. Kõige selgemini tuvastatavad piirid tulid esile turba-liiva ja kuiva liiva-veega küllastunud liiva kontaktidel, kuid jälgitavad olid eriteraliste liivade, turba-jütja, jütja-liiva ja liiva-moreeni kontaktid, kuid kõikidel juhtudel võis erinevatel põhjustel, näiteks liigsuure sügavuse või veega täidetud kraavide tõttu esineda infolünkasid. Kõige problemaatilisemad neist olid jütjakontaktid, kuna orgaanikarikka settena ei ole see elektromagnetlainne levikukeskkonnana väga palju erinev turbast, mistõttu kontaktilt tagasipeegelduv signaal on nõrk, teisalt sisaldab jütja arvestataval määral savimineraale, mis summutavad radarisignaali tagasipeegeldust (Neal 2004).



Joonis 8. Georadariprofiili korreleerimine puurimisandmetega, punane joon näitab turba alumist kontakti, kollase joonega on näidatud ühe liivakeha alumine piir.

Peale erinevate settekomplekside vaheliste piiride oli GPR'i profiilidelt võimalik kirjeldada settekomplekside struktuuri – kihilisust ja kihtide kallutatust, mis võimaldasid teha oletusi settekeskkonna kohta. Näiteks tulid luidetes selgelt esile eoolsetele pinnavormidele omane maa poole suunatud kaldkihilisus (Ramos et al. 2011) (joonis 9) ning merelistes setetes meresuunaline kallutatust. Veel võis kulutuslikes paleorannavööndites eristada iseloomulikke hüperboolseid peegeldusi andvate suuremate kivide ja munakate kihte. Kõik need detailsemad nähtused aitasid paremini kihte omavahel seostada ning olid headeks kontrollpunktideks puurimistel hilisematel välitöödel.



Joonis 9. Luutesisene kaldkihiline struktuur, luite alt tuleb tugeva peegeldusega esile põhjavee piir.

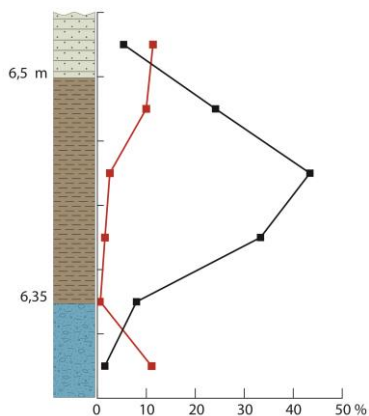
Keskkonna dielektrilise läbitavuse alusel jagati settekompleksid nelja rühma: kuiv liiv – 5 (Davis et al. 1989), veega küllastunud liiv – 25 (Davis & Annan 1989; Fisher 2007), turvas – 70 (Plado et al. 2011, Lowry et al. 2009) ja jütja – 40 (Arcone 2014). Sobiva dielektrilise läbitavuse väärtuse määramiseks digiti 100 m laiuses tööaknas settekomplekside peale vastavat väärtust kandvad pinnad, mille alusel viidi läbi teisendusarvutus, mille tulemusena saadi korrekse tusedusega settekihid. Tulemuse kontrolliks lisati profiilile LiDARil põhinev reljeefiparand, mis tõi paremini esile võimalikud vead ja anomaaliad, mis seejärel parandati.

Georadariandmestiku kasutamiseks modelleerimisel tuli taaskord üle digida kõik settekihtide kontaktpiirid lähtudes Plado et al. (2011) meetodikast, mille alusel digiti punkte umbes iga 10 meetri tagant, vältimaks andmestikku liigse müra kaasamist. Digimise järel väljastati andmed programmist tekstifailina, mida omakorda liideti kokku ja töödeldi programmis Microsoft Excel, valmistades neid ette kasutuseks programmis ArcGIS 10.

4. Tulemused

4.1 Soometsa luited

Tolkuse nõo idaserva ääristavad Antsülusjärve kuni 20 m kõrgused rannavallid ja –luited. Luited on paiguti, eriti just nõo lõunaosas, ümber puhutud, mille viitavad LIDAR-reljeefimudelil esile tulevad ebahütlased lainjad pinnavormid (joonis 12d). Rannavormide jalamite kõrgused tõusevad põhja suunas, jäädes vahemikku ca. 7 – 11 m ü.m.p, mis annab



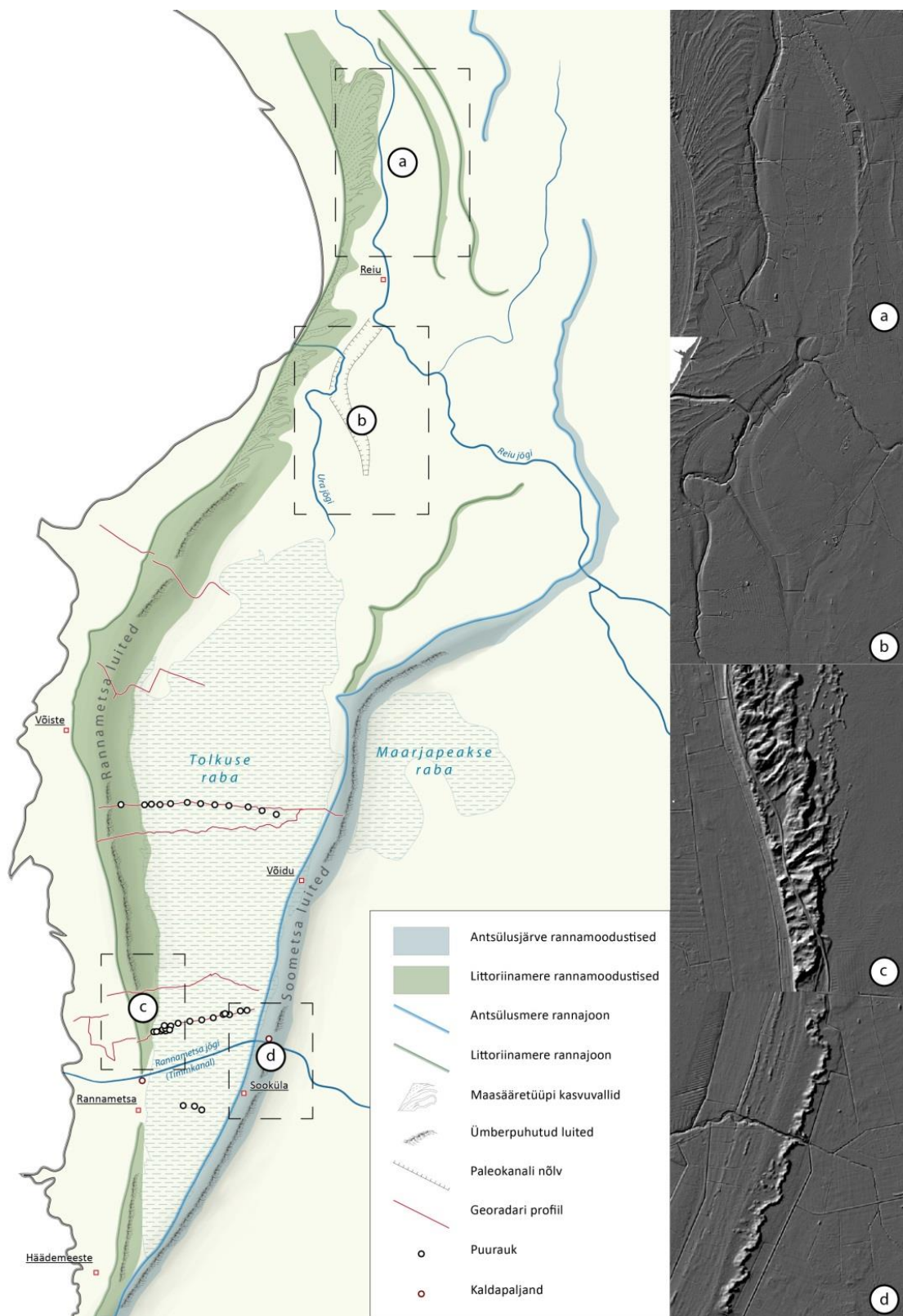
Joonis 10. Kuumutuskaoga määratud setete karbonaatide (punane) ja orgaanikasisaldus (must).

maatõusu gradiendiks ca. 0,25 – 0,26 m/km. See on tingitud ebahütlasest maakerkest, mis on olnud põhja pool intensiivsem ning saadud tulemus on heas kooskõlas varasemate uurimistulemustega (Saarse et al. 2003). Paleorannavormide suurus väheneb kirde ja põhja suunas, kus maapinna reljeef on tasasem ning vesi sai Antsülusjärve transgressiooni ajal tungida sügavamale sisemaale, mistõttu ei tekkinud nii pikaajalist akumulatsioonivööndit. Tolkuse nõo lõunaotsas lõikuvad Antsülusjärve rannavormid nooremate Litoriinamere-aegsete rannavallidega, pärast mida kulgevad need paralleelselt tänapäeva rannajoonega.

Soometsa rannamoodustiste siseehitust uuriti Võidu külas, Rannametsa jõe paremkalda paljandis (joonis 11). Moreenjalamil esineb siin 20 cm tüsedune liivane turbakiht, mis on kaetud õhukese, 2 – 3 cm paksuse jütjakihi ning õhukesi orgaanilise aine vahekihte sisaldavate peeneteralistel liivadega (kokku 20 cm), mis on väga iseloomulikud Pärnu madaliku piirkonnale (Veski et al. 2005). Sellised liivad on omased transgressiivsele merele, mis vee pealetungi käigus maapealset orgaanikakihti kulutab ja koos mereliste liivadega ümber setitab (Cattaneo & Steel 2003). Rannavööndi lähenemisele viitab ka kuumutuskaoanalüüs, mis tõi välja selge mineraalsete setete osakaalu kasvu mattunud orgaanika nooremas osas (joonis 10). Peeneteralistel liivadel lasub omakorda kesk- ja jämedateraline liiv veeristega, mis viitab sette kuhjumisele aktiivse lainetuse vööndis, võimalik et püsivama veetaseme juures. Mattunud turbakihi alumisest osast dateeritud puit on vanusega 10 570 – 10 410 aastat ning ülemisest osast dateeritud puit vanusega 10 400 – 10 250 aastat (tabel 1). Need dateeringud on heas kooskõlas varasemalt dateeritud turbakihi vanusega. 10 500 – 10 160 aastat (tabel 1), ning viitavad, et turba kujunemine ja puude kasvamine leidis nähtavasti aset vahetult enne seda kui Antsülusjärve veed ala üleujutasid.



Joonis 11. Mattunud Antsülusjärve-eelne orgaanika ja selle peal lasuv transgressiivne liiv Võidu küla kaldapaljandis.

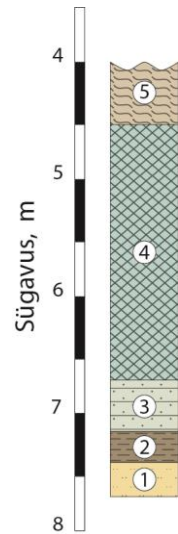


Joonis 12. Uurimisa morfoloogiline jaotus ja iseloomulikud pinnavormid: (a) maasäärejätked ja vana rannavall, (b) paleokanal, (c) ümberpuhutud Rannametsa luited ja (d) ümberpuhutud Soometsa luited.

4.2 Tolkuse nõgu

Rannametsa ja Soometsa luidete vahel asuv Tolkuse nõgu on täidetud turbarabaga, mistõttu on basseini keskosa rabale omase kumera pinnamoega. Raba kõrgeneb lõuna suunas, kus see on ca. 10 m üle tänapäevase keskmise meretaseme (ü.m.p.), põhjaosas on raba kõrgus ca 4 m ü.m.p. Laugema reljeefiga basseini põhja otsas tulevad reljeefis esile paar pisikest üksikut rabakuplit ning meandreerunud Ura ja Reiu jõe sängid. Ura ja Reiu jõgede vahel on kõrgusmudelilt näha ca. 250 m laiust ja 2 m sügavust paleokanalit (joonis 12b), milles tänapäeval vooluveekogu ei ole.

Tolkuse nõos esinevaid pärastjääaegseid setteid uuriti kahe koostatud geoloogilise läbilõike ja tugipuursüdamike põhjal (joonis 16, 17) ning tuginedes kuumutuskaos, radiosüsiniku dateeringute ja ränivetikaanalüüsi tulemustele keskpüürsüdamikust (joonis 15). Läbilõigete alusel võib nõos esinevad pärastjääaegsed setted jagada viite peamisesse kompleksi (joonis 13) – moreenjalamil lasuv hall aleuriidi või peenliivakiht (1), mattunud turbakiht (2), orgaanikatriipudega peenliiv (3), jütja (4) ja turvas (5). Järgnevalt iseloomustatakse settekomplekse tuginedes keskpüürsüdamiku andmetele ning geoloogiliste läbilõigete, tugipuürsüdamike ja georadari andmete põhjal kirjeldatakse setete levikut nõo piires.



Joonis 13. Tolkuse basseini settekompleksid

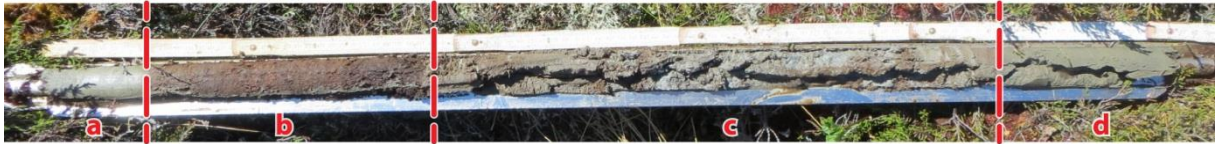
4.2.1 Esimene kompleks

Esimene, moreenil lasuv settekompleks on esindatud halli alueuriidi- ja peenliivaga (joonis 14a), mis sisaldab taimejäänuseid ja karbidetriiti. Nähtavasti karbidetriidi tõttu on settele omane suhteliselt kõrge (kuni 13%) karbonaatide sisaldus (joonis 15). Setetes esineb Antsülusjärvele tüüpilisi magedaveeliseid ränivetikaid, nagu näiteks *Ellerbeckia arenaria* ja *Aulacoseira islandica*. Esimese settekompleksi levikus esineb tõenäoliselt hilisemast erosioonist tulenevalt lünki, kus teine kompleks lasub vahetult moreenil (joonis 16, 17).

4.2.2 Teine kompleks

Antsülusjärve liivadel lasub 20 cm tüsedune mereliste setete alla mattunud madalsooturba kiht (joonis 14b). Turba alumise osa akumulatsioon toimus 8980 – 8580 aastat tagasi ning ülemine osa on vanusega 8380 – 8050 aastat (tabel 1).

Turbakihi ulatus on basseini sügavamas lõunaosas märgatavalt laiem (1,8 – 4 m ü.m.p.) (joonis 16), kui põhjaosas, kus seda leidub vähesel määral vaid uuritud profiili sügavaimas osas u. 3,2 – 3,3 m ü.m.p. (joonis 17).

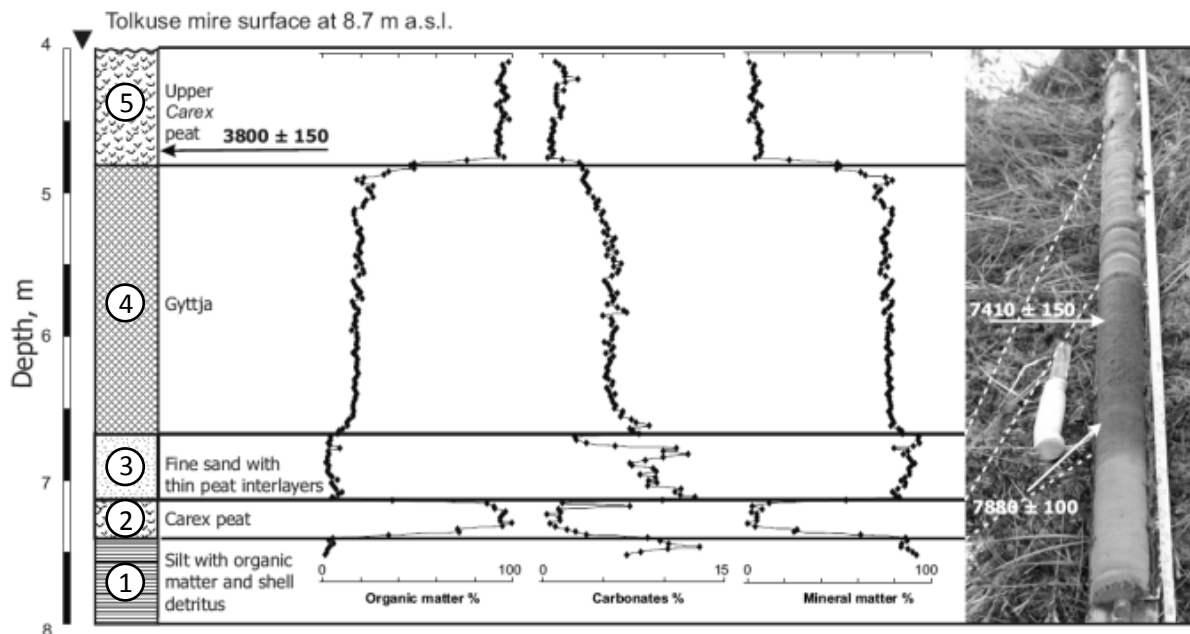


Joonis 14. Setteläbilõige Tolkuse raba puuraugus: (a) esimene, (b) teine, (c) kolmas ja (d) neljas kompleks.

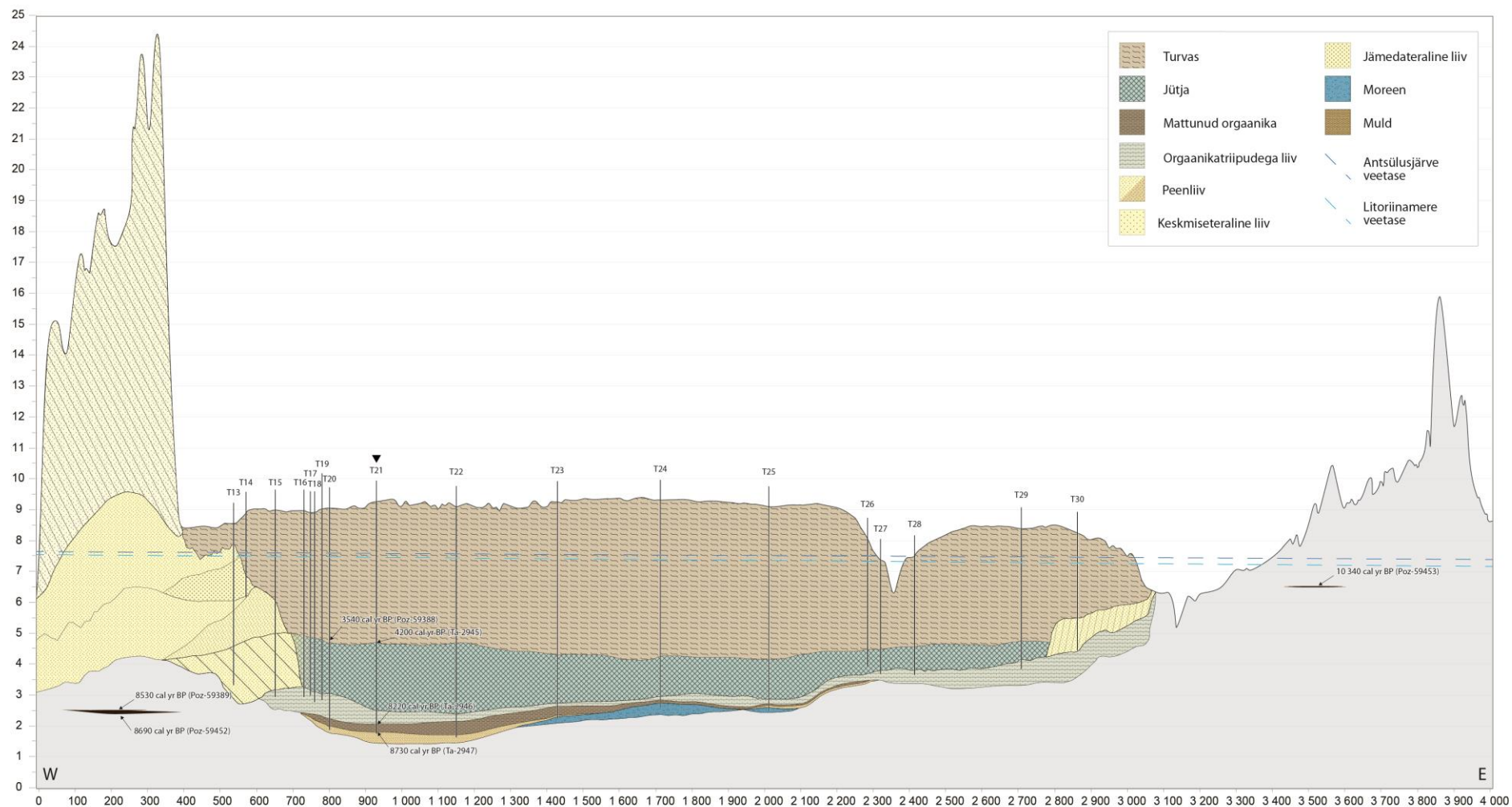
4.2.3 Kolmas kompleks

Mattunud turbakihil lasub orgaanikatriipudega kuni 40 cm түsedune hall peenliivade kompleks (joonis 14c), mis kujuneb reeglina transgressioonide käigus kus varasem orgaaniline aines ümber setitatakse (Rosentau et al. 2010). Liivakihit ulatub lõunas kuni 4 m ja põhjas kuni 6 m ü.m.p ning selle түsedus suureneb lääne suunas.

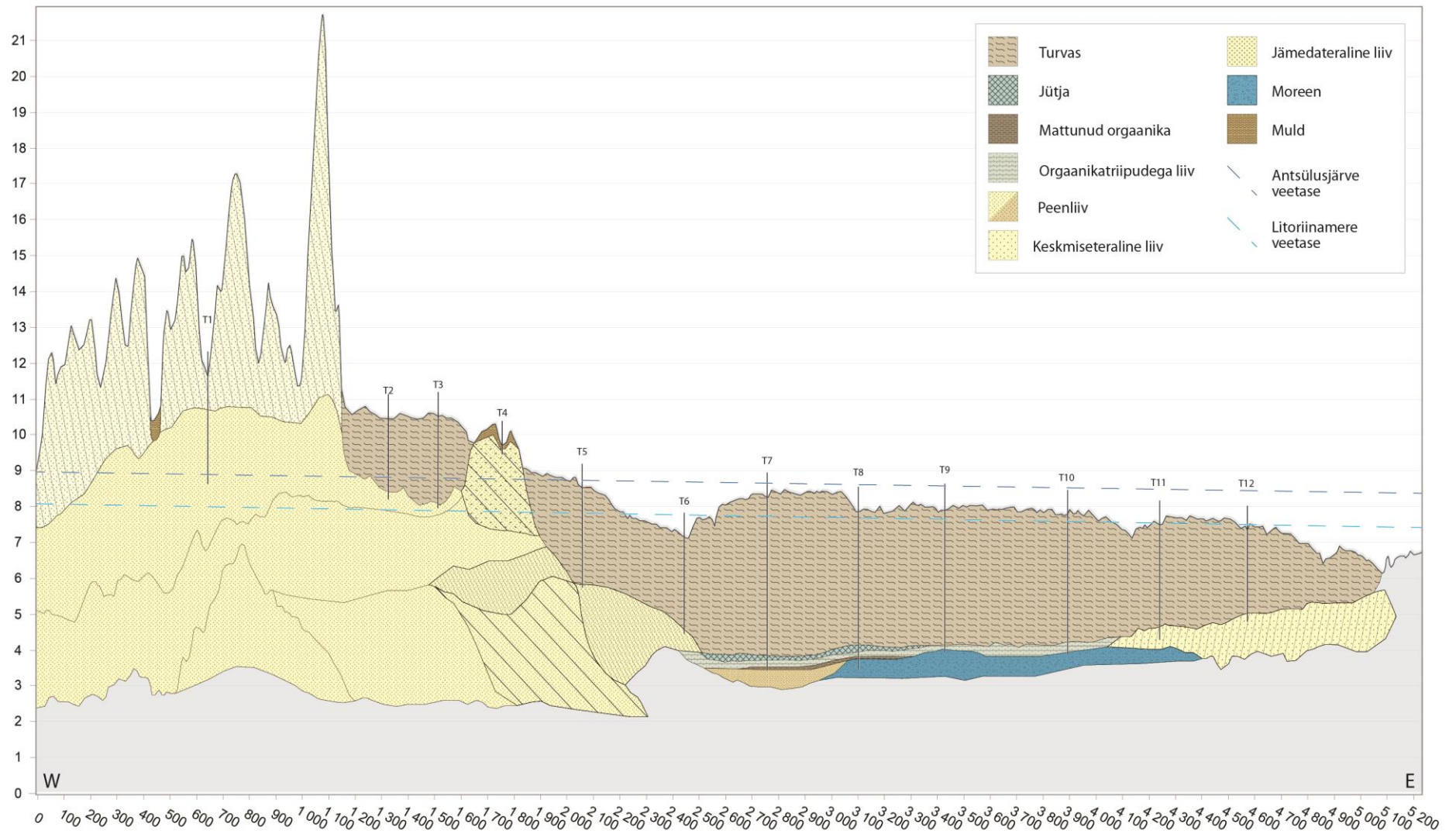
Selle kompleksi liivas leidub erinevaid riimveelise rannikukeskkonnale omaseid ränivetikaid, mis viitab laguunse keskkonna tekkele Tolkuse nõos (Rosentau et al. 2010).



Joonis 15. Tolkuse nõo keskpuraugu settekomplekside kuumutuskaoanalüüs ja kalibreerimata C^{14} dateeringud (Rosentau et al. 2010).



Joonis 16. Lõunapoolne geoloogiline läbilõige Tolkuse rabast. Joonisel on näidatud väljaeraldatud settekompleksid (joonis 13), Antsülusjärve ja Litoriinamere kõrgeimad veetasemed ja dateeritud mattunud orgaanikakihid; keskpuurauk on märgitud musta kolmnurgaga. Kaldviirutusega on näidatud GPR-profiilidelt näha olev liivakehade kallakkihilisus ja kihtide suhteline paksus.



Joonis 17. Põhjaapoolne Tolku raba geoloogiline läbilõige. Joonisel on näidatud väljaeraldatud settekompleksid ning Antsülsjärve ja Litorinamere kõrgeimad veetasemed. Kaldviirutusega on näidatud GPR-profiilidelt näha olev liivakehade kallakihilisus ja kihtide suhteline paksus.

4.2.4 Neljas kompleks

Neljanda kompleksi moodustab kuni 2,3 m tusedune jütja (järve- ja laguunimuda) kiht (joonis 14d, 16, 17), mis viitab settimisele võrdlemisi suletud ja rahulikes sügavaveelistes tingimustes (Berglund et al. 2005, Lima et al. 2013). Jütja orgaanilise aine osakaal on läbilõikes suhteliselt stabiilne, olles keskmiselt ca. 18 – 20 %. Jütjakihi ülemises 30 cm võib märgata karbonaatide sisalduses langust ca. 6%-lt kuni 3%-ni (joonis 15). Kogu jütjakompleksi ulatuses leidub riim- ja mereveelisele keskkonnale omaseid ränivetikad (Rosentau et al. 2010), mis viitavad jätkuvalle ühendusele merega. Nõo lääneservas jütjakihi tusedus suureneb (joonis 20) ning luidete läheduses esineb jütjas õhukesi peenliivakihte, mis võivad olla tuule või mere poolt sisse transporditud. Nõo äärealadel suureneb jütja liivasisaldus ning jütjakiht läheb sujuvalt üle liivaks. Rannametsa luidete jalamil on jütjakompleksi peale kasvanud õhukeste kalkkihtidega liivakompleks, mis võib olla sinna settinud piki laguuni toimunud settetranspordi käigus, täpsemateks järeldusteks oleks seda kompleksi vaja georadariga uurida ka põhja-lõuna suunaliselt, et tuvastada võimaliku settetranspordi suunalist kaldkihilisust.

Nõo lõunaotsas tehtud puurimised (puuraugud 31-33 (lisa 4)) tõid esile mõningaid erinevusi jütjakompleksis võrreldes basseini põhja- ja keskosaga. Sellest piirkonnas esineb vaikselt sügavaveelisele settekeskkonnale omase aleuriitse jütjakompleksi sees tusedaid peenliivakihte (> 50 cm), kus jütja on esindatud vaid õhukeste vahekihtidena ning kuna piirkonnas puuduvad suuremad jõed, viitab see merelise sette sissekandele (Boggs, Jr. 2006). See lubab oletada, et Rannametsa jõe piirkonnas võis olla Tolkuse laguuni ühendus merega.

Jütjakihi ruumiline ulatus ja tusedus varieeruvad nõo ulatuses suurel määral, olles lõunapool kirjeldatav praktiliselt kogu raba laiuses paksuses kuni enam kui 2 m (u. 2,5 – 4,5 m ü.m.p.), samas kui raba põhjaosas leidub seda vaid seelses sügavaimas osas kuni 20 cm paksuse kihina. Rahuliku veekeskonna settena on jütja katnud selle alla jäänud pinnamoe ning jütjakompleksi enda ülemine piir on võrdlemisi horisontaalne ja tasane.

4.2.5 Viies kompleks

Jütja peal lasub turbakompleks, mille tusedus on nõo lõunaosas kuni 5 m ja põhjaosas kuni 4,4 m. Turbakihi alumise osa moodustab keskmiselt ja hästilagunenud puiduturvas ning ülaosa vähelagunenud *Sphagnum*-turvas, milles nõo äärealadel esineb põlengukihte. Tolkuse nõo äärealadel esineb ka pillirooturvast. Keskpüürsüdamikust võetud radiosüsiniku proovi põhjal algas selle turbakompleksi akumulatsioon 4420 – 3980 aastat tagasi (tabel 1).

Turbakihi paksust ja lagunemisastet on mõjutanud hilisemad ulatuslikud kuivendustööd, mis on piirkonniti muutnud raba veerežiimi.

4.3 Rannametsa luited

Litoriinamere ajal kujunenud Rannametsa luited on Eesti kõrgeimad liivaluited, ulatudes LiDAR-kõrgusmudeli andmetel enam kui 35 m ü.m.p., luidete suhteline kõrgus on paiguti enam kui 20 m (Ratas & Rivas 2003). Seda sorti luidete teket esineb transgressioonide ajal, kui meres on rohkelt vaba setet (Bird 1994, Bird 2008, Lima et al. 2013). Uurimisala

lõunaotsas lõikuvad Rannametsa luided vanemate Antsülusjärve rannamoodustistega, laugema pinnamoega põhjaotsas tulevad reljeefis selgelt esile maasääretüüpi 8 – 10 m kõrguste kasvujätkete ahelik (joonis 12a), sarnaseid pinnavorme võib tänapäeval näha nt. Saaremaal Harilaiu lõunaotsas Kelba nukil. Maasäärte põhjasuunaline kasvamine viitab sellele, et mööda rannikut kulgeva settetranspordi suund on Litoriinamere perioodil sarnaselt tänapäevale olnud suunatud lõunast põhja (Bird 2008, Viška & Soomere 2013).



Joonis 18. Mattunud orgaanikakiht ja seda ümbritsevad settid Rannametsa küla lähistel.

Rannametsa luidete ja rannamoodustiste siseehitust uuriti Rannametsa külas, Rannametsa jõe vasakkalda paljandis (joonis 18). Liivakate setete peal lasub kaldapaljandis puiduturba kiht, mille ülemine pind on absoluutkõrgusel 2,1 m ü.m.p (joonis 17). Turbakihi ülemisest osast dateeritud maismaataimede seemned on vanusega 8590 – 8470 aastat ning alumiselt kontaktilt



Joonis 19. Rannametsa paljand - mattunud orgaanikakiht ja sellel lasuvad orgaanikarikkad transgressiivsed liivad koos palgiga.

akumulatsioonietappe (joonis 20).

Georadari profiilidest tuli välja Rannametsa luidete joont järgiv ca. 200 m laiune vall, mille kõrgeim punkt oli ca. 4 m ü.m.p.. Valli merepoolne nõlv on natukene laugem kui sisemaapoolne, kuid jalamid on mõlemal pool ca. 2,5 m ü.m.p. Vall madaldub kiiremini põhja kui lõuna suunas ning on kõige paremini nähtav georadariprofiilidel C-E (joonis 7).

Georadar võimaldas heita pilgu ka Rannametsa luidete läänejalamil olevatesse regressioonisetetesse ning väga selgelt tulid profiilidelt välja regressioonirannikule

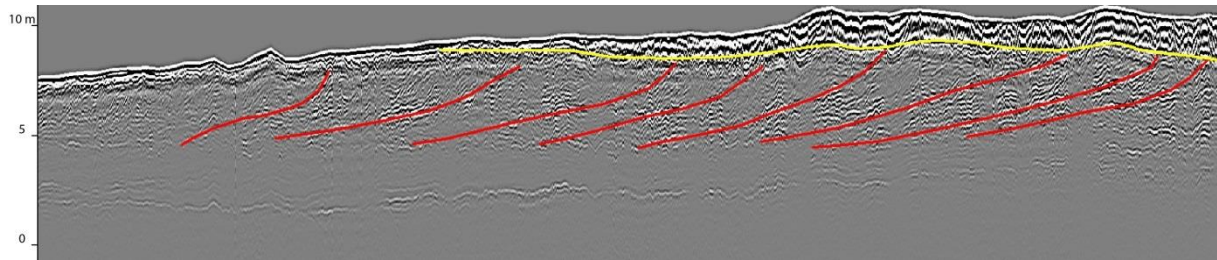
kogutud puit vanusega 8760 – 8590 aastat. Saadud dateeringud on heas kooskõlas varasemate dateeringutega markeerides Litoriinamere transgressiooni eelset ajaperioodi (tabel 1). Mattunud orgaanikakiht on kaetud enam kui meetri paksuse transgressiivsete orgaanikavöötidega Litoriinamere liivadega, mille alaosas ca. 7 cm mattunud turbakihist kõrgemal leidis ka ühe ca. 15 cm läbimõõduga väga hästi säilinud hajussoonelise lehtpuu (dots. A. Läänelaid, isiklik informatsioon, 29.04.2014) palk (joonis 19). Orgaanikavöötidega liivadel lasub peenliiva kiht, milles esinevad tuulevired ja eoolsetele

liivadele omane põimkihilisus, samuti üksikud õhukesed orgaanikakihid, mis võivad markeerida erinevaid



Joonis 20. Luiteliiva struktuurid Rannametsa paljandis.

omased kumerad järk-järgulised rannasettekompleksid (Boggs, Jr. 2006), mis on paiguti pealt natuke luigestunud (joonis 21).



Joonis 21. Regressioonisetete kihid (punane joon) ja luigestunud liiva alumine piir (kollane joon) georadari profiilil B (joonis 7).

Rannametsa luitestiku põhjaotsas olevad reljeefis hästi esile kerkivad maasäärejätked (joonis 12a) koosnevad rannavööndile omasest (Boggs, Jr. 2006) keskmisest ning keskmise- ja peeneteralisest liivast, mille sorteeritus väheneb maasäärte harja suunas (joonis 22).



Joonis 22. Kaeve ühel maasäärejätkel - valdavalt peen- ja keskmiseteralise liiva sorteeritus suurenes sügavusega. Värvimuutuses ülaserivas on tingitud hilisematest mullatekkeprotsessidest.

Tabel 1. Dateeringud koos dateeritud materjali ja selle absoluutkõrgusega.

Nr.	Asukoht	Süsiniku- vanus	Lab. kood	Kõrgus (m ü.m.p.)	Materjal	Allikas	Kalibreeritud vanus (max- min)	Mediaan	
Antsülusjärve-eelsed ja –aegsed setted									
1	Lemmeoja	9820 ± 130	Tln-130	2,6	▲ Turvas	Punning et al. 1977	11600	10890	11260
		9440 ± 100	Hel-2208A	2,6	▲ Turvas	Haila & Raukas 1992	11070	10510	10710
		9430 ± 100	Hel-2208B	2,6	▲ Turvas	Haila & Raukas 1992	11070	10510	10690
		9240 ± 85	TA-122	2,6	▲ Turvas	Kessel 1962; Kessel, Punning 1969b	10510	10280	10420
		9100 ± 85	TA-123	2,6	▲ Puit	Kessel 1962; Kessel, Punning 1969b	10400	10190	10280
2	Võidu	9100 ± 125	Ta-77		▲ Turvas	Kessel 1968; Kessel, Punning 1969b	10500	10160	10280
		9180 ± 50	Poz-59453	6,3	▲ Puit	Käesolev uuring	10400	10250	10340
		9290 ± 50	Poz-59454	6,5	▲ Puit	Käesolev uuring	10570	10410	10480
Litoriiinamere-eelsed ja –aegsed setted									
3	Vaskrääma	7580±170	TA-140	6,5	▲ Turvas	Kessel, Punning 1969a	8550	8190	8390
		6975 ± 110	Ta-141	6,5-7,5	▲ Jütja	Kessel 1962; Kessel & Punning 1969a	7930	7700	7810
		6870 ± 110	Ta-139	6,5-7,5	▲ Puit	Kessel 1962; Kessel & Punning 1969a	7830	7610	7720
4	Rannametsa	8080±110	Hel-2207A	2-2,5	▲ Turvas	Hyvärinen et al. 1992	9200	8760	8990
		8060 ± 110	Hel-2207B	2-2,5	▲ Puit	Hyvärinen et al. 1992	9130	8760	8940
		7725 ± 65	Tln-1994	2-2,5	▲ Puit	Raukas et al. 1999	8560	8430	8500
		7610 ± 100	Hel-2207	2-2,5	▲ Turvas	Hyvärinen et al. 1992	8540	8340	8420
		7880 ± 50	Poz-59452	2,2	▲ Puit	Käesolev uuring	8760	8590	8690
		7750 ± 40	Poz-59389	2,4	▲ Seemned	Käesolev uuring	8590	8470	8530
		7960 ± 150	Ta-54	4,0	▲ Puit	Kessel 1962; Kessel, Punning 1969a	9010	8620	8830
		7400 ± 150	Ta-2944	ca. 2-3	▲ Turvas	Käesolev uuring	8370	8050	8220
5	Tolkuse	7410 ± 150	Ta-2946	1,6	▲ Turvas	Käesolev uuring	8380	8050	8220
		7880 ± 100	Ta-2947	1,3	▲ Turvas	Käesolev uuring	8980	8580	8730

Litoriinamere regressioonisetted									
5	Tolkuse	2320±100	TA-1990	1,5	▲ Turvas	Orru 1992	2680	2150	2360
		3320 ± 30	Poz-59388	4,7	▲ Puit	Käesolev uuring	3590	3480	3540
		3800 ± 150	Ta-2945	3,9	▲ Turvas	Käesolev uuring	4420	3980	4200

4.4 Modelleerimine ja paleogeograafilised rekonstruktsioonid

Geoloogilise andmestiku ja modelleerimistulemuste alusel loodi viie olulise Tolkuse-Rannametsa piirkonna arengustaadiumi paleogeograafilised rekonstruktsioonid (joonis 28a – e). Esimesene rekonstruktsioon loodi ca. 10 200 aastat tagasi olnud (Veski et al. 2005; Rosentau et al. 2013b) Antsülusjärve transgressiooni maksimumi kohta, mil veetase oli uuritavatest perioodidest kõige kõrgem ning moodustusid Soometsa lited. Teisena loodi rekonstruktsioon Litoriinamere-eelse madalseisu kohta, millele viitab ca. 8760 – 8590 aasta vanune (tabel 1) mattunud orgaanikakiht, kolmandana loodi rekonstruktsioon Litoriinamere transgressiooni maksimumi kohta ca. 7300 aastat tagasi (Veski et al. 2005), mil moodustusid Rannametsa lited ning nende taha tekkis Tolkuse laguun (Hyvärinen et al. 1992). Neljandana tehti rekonstruktsioon 6000 aastat tagasi olnud situatsiooni kohta, mille puhul ränivetikad viitavad laguuni keskkonna mageveeliseks muutumisele ning viimasena ca. 4420 – 3980 aastat tagasi alanud (tabel 1) Tolkuse nõo soostumise algusperioodi kohta.

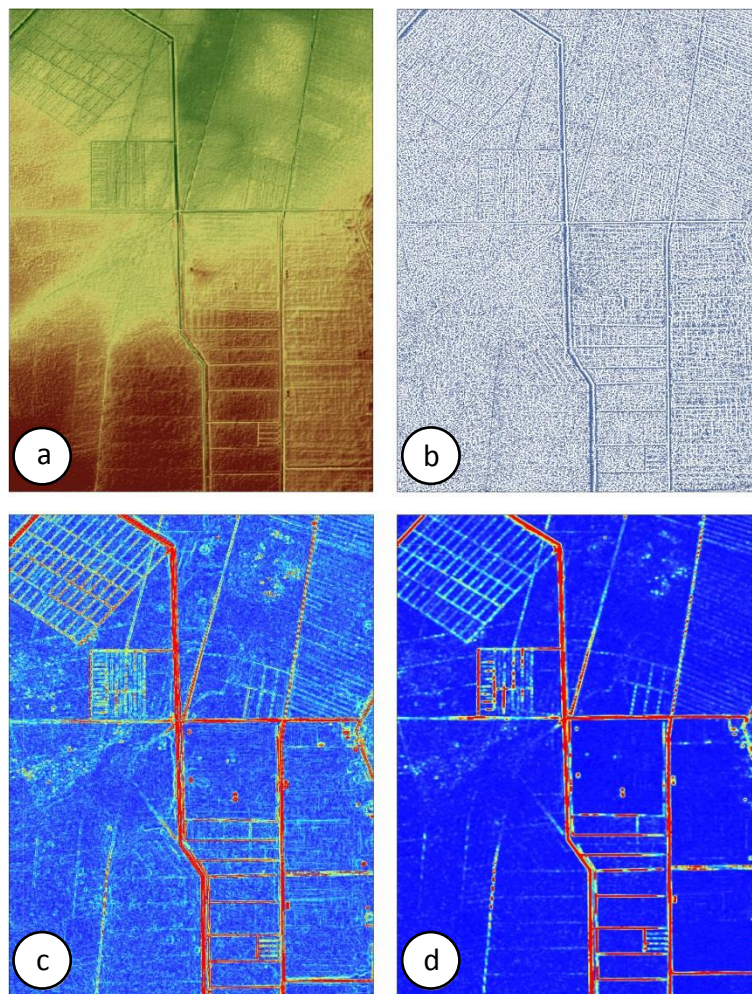
4.4.1 Pinnavormide eemaldamine

Oluline element täpsemate paleogeograafiliste rekonstruktsioonide koostamisel oli käesolevas töös välja töötatud nooremate pinnavormide eemaldamismeetod, mis võimaldas paremini ära kasutada geoinfosüsteemide potentsiaali paleomaastike rekonstrueerimisel ning parandada tulemuste korrektsust ning kvaliteeti. Teaduskirjanudse analüüsil metoodika väljatöötamise käigus selgus, et erinevad autorid on pidanud optimaalseks lahenduseks kaugseire andmetest pinnavormide eristamisel poolautomatiseeritud meetodite kasutamist, kus on ühendatud inimese pinnavormide- ja muustrite äratundmisvõime ning arvuti tööjõudlus ruumiliste andmete analüüsil (Quackenbush 2004). Kirjanduses on pinnavormide tuvastamiseks ja eemaldamiseks levinud kaks põhilist erinevat lähenemist. Ühe meetodi puhul lähtutakse vektorkujul kaardiandmestikust (teed, jõed, tiigid jne.), mille põhjal luuakse nooremaid pinnavorme katvad maskid, mille alusel siis soovitud reljeefivormid digitaalsest kõrgusmudelist eemaldatakse (Werbrouck et al. 2011, De Smedt et al. 2013). Antud meetodit on põgusalt katsetatud autori bakalaureusetöös, kus puudustena kerkisid ennekõike esile kõikehõlmava ja täpse vektorandmestiku kättesaadavus ning üsnagi suur käsitsi tehtava töö hulk. Näiteks nõuab jooneliste objektide (nt. teed) ümber maskimiseks mõeldud puhvrite optimaalse laiuse leidmine ning tulemuste korrigeerimine (nt. teede puhul bussitaskute ja laiemate ristmike täielikult maskiga katmine) hulgaliselt tööd ja aega. Kuna aga käesoleva töö uurimisalal oli lisaks teevõrgustikule veel hulgaliselt eri laiusega kraave, mida oli vaja reljeefimudelilt välja siluda, siis ei saanud seda meetodit antud kontekstis pidada sobivaks optimaalse reljeefitasandusmeetodi aluseks.

Teiseks levinud meetodiks on erinevate morfomeetriliste parameetrite (nt. nõlva kaldenurk ja -suund, pinnavormi kõrgus jne.) kasutamine erinevate pinnavormide tuvastamisel ja klassifitseerimisel (nt. Rutzinger et al. 2011, Romstad & Etzelmüller 2012, Wiczorek & Migoń 2014, Prasicek et al. 2014). Neid parameetreid rakendavate analüüside tulemused on täpsuselt võrreldavad käsitsi tehtava pinnavormide tuvastamisega (Wiczorek & Migoń 2014), kuid täpsuse tagamiseks on vajalik manuaalne tulemuste kontroll ja korrektne

parameetrite häälestus (Chen 2007). Võrreldes eelpool välja toodud publikatsioonides tehtud töödega, oli käesolevas töös võimalik teha lihtsustusi – nimelt ei olnud antud juhul oluline erinevate pinnavormide täpne klassifitseerimine, vaid hoopis reljefis selgelt esile tulevate valdavalt sirgjooneliste positiivsete ja negatiivsete pinnavormide üldine tuvastamine. Erinevate morfomeetriliste parameetrite sobivust pinnavormide tuvastamisel katsetati programmis ArcGIS 10 (Joonis 23c, d).

Lisaks kirjanduses kasutatud lahenduste analüüsimisele uuriti ja katsetati erinevaid ArcGIS'is olevaid võimalusi, prooviti nii erinevaid tööriistu (nt. erinevad ArcHydro paketi tööriistad) kui ka parameetreid, mis andsid väga varieeruvaid tulemusi. Tulemuste täpsuse kõrval erinesid erinevad meetodid veel „müra“ rohkuses, töö kiiruses ja detailsuses – mürarohkemad ning halvema detailsusega olid erinevad hüdrooloogilise analüüsi tööriistad (joonis 23b), täpsemaid ja detailsemaid tulemusi andsid erinevad nõlva kallet ja kuju analüüsivad tööriistad (joonis 23c, d).



Joonis 23. Näide (a) uurimisala digitaalsest kõrgusmudelist eri mõõdus kraavidega, (b) kraavide tuvastamine pinnavee akumulatsiooni alusel, tänapäevaste pinnavormide tuvastamine reljefi (c) kaldenurga ja (d) kõveruse alusel.

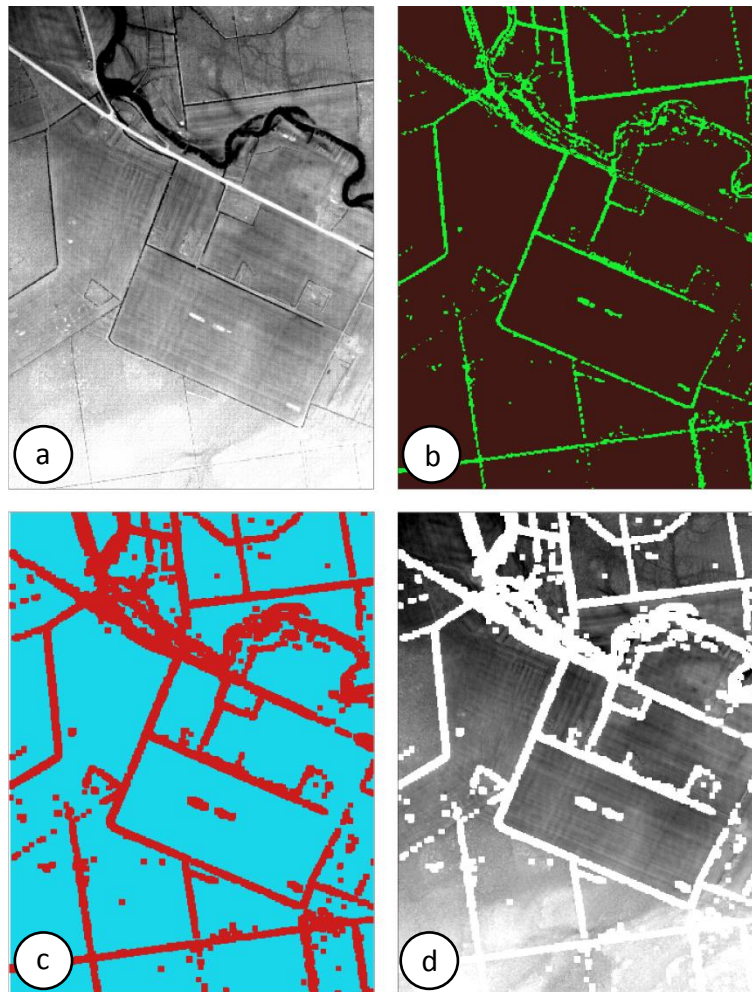
Kõige paremini tõi kraavid ja teetammid muust reljefist esile nõlva kõverus, mida näiteks Prasicek et al. (2014), küll märksa detailsemas võtmes, on kasutanud eri tüüpi liistikutekkeliste orgude tuvastamiseks.

Nõlva kõverus on nõlva muutumise kiirust kirjeldav parameeter (Roberts 2001, Thomas et al. 2014), mille sobivust pinnavormide tuvastamisel on käsitlenud mitmed autorid (nt. Dikau 1989, Schmidt et al. 2003, Prasicek et al. 2014). Levinuimad algoritmid kõveruse arvutamiseks on Evans'i, Shary' ja Zevenberger & Thorne'i algoritm (Hengl & Reuter 2009), millest Florinsky (1998) näitel annab täpseimad tulemusi Evans'i algoritm. Täpsuse kõrval on Schmidt et al. (2003) Evans'i algoritmi heade omadustena välja toonud näiteks vähest müra ja artefaktide teket kõveruspinna interpoleerimisel. Põhiliselt hinnatakse nõlva kõverust mööda sirget piki ja/või risti nõlva kaldesuunaga (Wilson et al. 2000) ning kõverusväärtused on kumera pinna puhul positiivsed ning nõgusa pinna puhul negatiivsed, mõõtühikuks on radiaani meetri kohta (rad/m) (Thomas et al. 2014). Käesolevas töös ei olnud nõlvaprofiili kuju määramine vajalik ning kasutada sai maapinna üldist liigendatust kirjeldavat kogu kõverust (ingl. k. *Total Curvature*) (Wilson et al. 2000, Schmidt et al. 2003), mille väärtused tasapinna puhul on 0 ja ebataasase pinna puhul suuremad kui null. Kogu kõveruse mõõtühikuks on radiaani ruutmeetri kohta (rad/m²).

Kuna ESRI ArcGIS kasutab kõveruse arvutamiseks Zevenberger & Thorne'i algoritmi (ArcGIS 2014), rakendati Evans'i algoritmi kasutamiseks ESRI poolt tunnustatud rakenduste looja Jenness Enterprises (Jennes Enterprises 2014) tööriistapaketti DEM Surface Tools, mis erinevalt ArcGISi vastavatest tööriistadest võimaldab ka kogu kõveruse arvutamist.

Uurimisala võrdlemisi selgelt jagunemisel kahte morfoloogilisse üksusesse – tasased rabaalad, muistsed ja tänapäevased rannikumadalad ning kompleksed reljeefsed luitestikud (Rannametsa ja Soometsa luited) ja vanad rannamoodustised, mida tänapäevaste pinnavormide eemaldamisel käsitleti eraldi. Seda soosis näiteks tõsiasi, et luitealadel olevad teetammid ja kraavid on automatiseeritult väga raskesti ümbritsevast loodusmaastikust eraldatavad – näiteks ühtib Pärnu-Ikla-Riia maantee lõiguti Rannametsa luidete läänejalamil olevate vanade rannavallidega ning võimalike automatiseeritud lahenduste otsimine nendeks puhkudeks ei olnud käesoleva töö kontekstis praktiline ega vajalik. Lisaks oli vanade rannamoodustiste aladel antropogeenseid pinnavorme võrreldes ülejäänud uurimisalaga väga vähe ning need eristusid looduslikust reljeefist vaid väiksel määral, paiguti mitte üldse, mistõttu puudub vajadus nende silumiseks, lisaks võis nende silumine kaasa tuua moonutusi rannamoodustiste iseloomulikus morfoloogias. Veel ei kuulunud reljeefist väljasilumisele jõesängid, kuna autoril puudusid andmed nende vanuse ja kujunemise kohta ning vanu rannavorme lõikavate jõgede puhul (nt. Soometsa luitel lõikav Rannametsa jõgi) ei olnud reljeefis näha märke sellest, et jõgede asukoht oleks märkimisväärselt muutunud. Rannametsa jõge on küll kaevatud sirgemaks ja süvendatud, mistõttu tuntakse seda ka Timmkanali nime all, kuid kanali kaevamisele eelnevatel perioodidel tehtud kaartidel nagu näiteks 1798. aastal Mellini poolt koostatud Liivimaa kubermagu Pärnu kreisi kaardil (Rahvusarhiiv 2014) oli selles piirkonnas selgelt näha jõe olemasolu. Lisaks räägib lähedal asuvate Reiu ja Pärnu jõe näitel jõgede säilitamise kasuks tõsiasi, et vanad jõekaldad ja nende suudmealad võivad olla potentsiaalsed kohad kiviaja asulakohtade leidmiseks (Veski et al. 2005, Fischer 2007, Rosentau et al. 2013b).

Tänapäevaste pinnavormide eemaldamise töömudeli (lisa 1) esime sammuna arvutati uurimisala kõrgusmodelist (joonis 24a) kogu kõveruse pind. Kõverusväärtuste täpsemaks tõlgendamiseks töötati küll läbi hulgaliselt kirjandust, kuid viiteid sellele, milliseid väärtusvahemikke oleks sobilik kasutada, ei leitud, seega tuli uurimistöö jaoks sobivad parameetrid autoril iseseisvalt välja töötada. Pärast erinevate väärtuste katsetamist ja analüüsimist osutus sobivaimaks minimaalseks kõverusväärtuseks $0,025 \text{ rad/m}^2$, eraldi maksimaalväärtuse määramine ei olnud käesoleval juhul tarvilik. Antud vähima kõverusväärtuse konstant tagas parima tasakaalu pinnavormide representatiivsuse ja kaetuse ning müra vahel, müra vähesus tagas omakorda võimalikult väikse kõrgusmodeli moonutuse.



Joonis 24. Pinnavormide tuvastamis- ja eemaldamisprotsess: (a) tänapäevane reljееfimudel, (b) silumisele kuuluvate pinnavormialade (roheline) Boole'i kaart pärast filtreerimist, (c) Boole'i kaart koos puhvriga ja (d) välja lõigatud pinnavormidega kõrgusmodel.

Järgnevalt ArcGIS'i tööriista *Reclassify* kasutades loodud täisarvuliste väärtustega Boole'i kaart eraldas kõveruspinnast eemaldamisele kuuluvate pinnavormide ja ülejäänud ala, osalt veel tingis sellise vaheetapi tegemise mõnede ArcGIS'i rasteranalüüsivahendite (nt. *Majority Filter*) puhul esinev sisend väärtuste piirang, mille alusel need vajavad sisendiks täisarvulisi väärtusi. Müra vähendamiseks töödeldi Boole'i kaarti enamusfiltriga (*Majority Filter*), milles nelja naaberpikslil väärtuste alusel siluti välja üksikud mürapunktid. Kindlasti ei eemaldanud

see protsess kogu müra (joonis 24b), kuid suuremal määral võimalike mürapikslite eemaldamine oleks endaga kaasa toonud eelnevalt arvatud tulemuste liialt suure moonutuse.

Andmeaukude tasandamiseks ning vältimaks „astmete“ teket vallide jalamitele ja kraavide servadele, lisati juba filtriga töödeldud Boole'i kaardi pinnavormialadele vastavatele väärtustele kahe piksli laiune puhver kasutades ArcGIS' tööriista *Expand* (joonis 24c). Saadud tulemuse alusel eemaldati *Raster Calculator*'i abil kõrgusmudelist pinnavormide alad – selleks anti kõigile kõrgusmudeli pikslitele, mis kattusid Boole'i kaardi pinnavormide alaga, nullväärtus, ülejäänud pikslite väärtus jäi samaks (joonis 24d, valem 4).

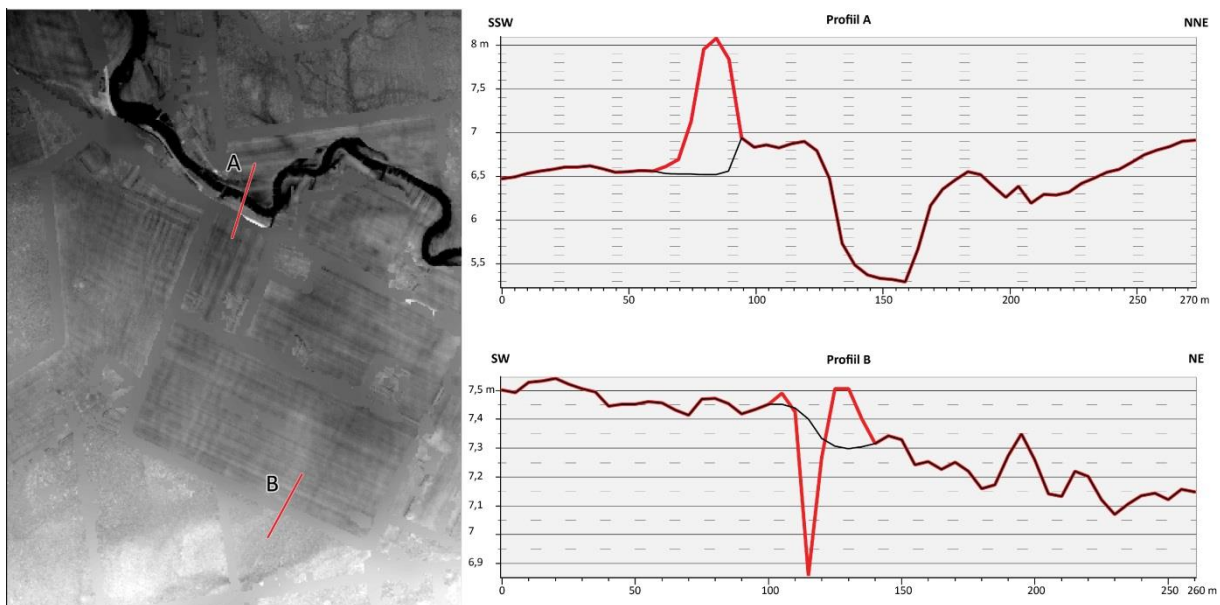
$$\text{SetNull}(\text{BoolePuhver} == 1, \text{DEM}) \quad (\text{valem } 4)$$

Kõrgusmudelist välja lõigatud alade tasandamiseks kasutati uuesti ArcGIS'i tööriista *Raster Calculator*, milles omakorda rakendati rastritöötlustööriista *Focal Statistics* (valem 5).

$$\text{Con}(\text{IsNull}(\text{PinnavormidetaDEM}), \quad (\text{valem } 5)$$

$$\text{FocalStatistics}(\text{PinnavormidetaDEM}, \text{NbrRectangle}(30, 30, \text{CELL}), \text{MEAN}, \\ \text{PinnavormidetaDEM})$$

Raster Calculator'is koostati tingimuslause, kus *Focal Statistics*'i abil interpoleeriti kõrgusmudelisse olevatesse tühimikesse 30 x 30 piksililise liikuva aknaga ümbritsevate pikslite keskvaartuste alusel uued tasasemad pinnad. Nii suur aken tagas vähendas võimalike (näiteks pinnavormide välja lõikamisel alles jäänud) ekstreemsete väärtustega punktide mõju tuletatud pindadele, tagades seeläbi tasasemad ja loomulikumad pinnad (joonis 25).

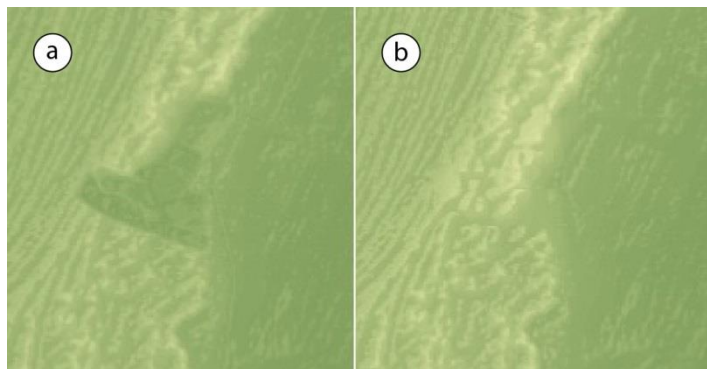


Joonis 25. Tasandatud reljeefiga ning alles jäänud jõesängiga kõrgusmudel koos profiilijoontega, kus punane joon vastab algele kõrgusmudeli pinnale ja must joon tasandatud pinnale.

Tagamaks luidete ja jõesängide säilumise originaalkujul, eraldati need alad De Smedt et al. (2013) metoodikale tuginedes maskiga. Jõgede kohale puhvri loomiseks hangiti jõgede vektorandmestik vabavaralisest ruumiandmetekogust OpenStreetMap (OSM). Kuna ArcGIS 10's puudub tugi OSM-andmete hankimiseks ja kasutamiseks, kasutati andmete saamiseks vabavaralist geoinfoprogrammi QGIS 2.2.0 Valmiera, millesse on sisse ehitatud vahendid OSM-andmete alla laadimiseks. Uurimisala ulatuses saadud andmed viidi sobival kujul ArcGIS'i, kus neid Maa-ameti põhikaardi alusel kontrolliti ja vajadusel kas parandati või täiustati ning seejärel loodi neile ümber 30 meetrne puhver, mis oli piisavalt lai, et katta ära kõik ettenähtud jõed. Luiteid ja rabakupleid katva maski loomiseks interpoleeriti vastava tööriista abil kõrgusmodelile ühe meetrise vahemikuga isobaasid, millest valiti välja need, mis soovitud vormide jalameil. Väljavaliitud isobaasidest loodi vektorpinnad, mis seejärel üldmaski loomiseks liideti kokku jõgede puhvritega.

Maski alusel lõigati kõrgusmodelist välja jõed ja luited ning liideti tööriistaga *Mosaic to New Raster* kokku ühtseks 64 bitiseks rastriks, jättes kattuvate alade väärtuseks töötlemata jõgede ja luidete kõrgusväärtused (joonis 25). Ühtlasema ja loomulikuma pinna saamiseks siluti rastrite ühenduskohti kuuteistkümnne lähima piksli keskvärtuse alusel.

Uurimisalast siluti manuaalselt välja veel kaks suurt maardlat – Võiste karjäär ja Tolkuse turbamaardla. Selleks pikendati põhja-lõuna suunalisi isobaase jälgides ümbritseva reljeefi morfoloogiat ning loodi nende põhjal uued pinnad, mis liideti algse, tänapäevase, kõrgusmodeliga (joonis 26).



Joonis 26. Võiste karjääri tasandamine isobaaside pikendamise ja tänapäevane reljeefimudel (a) ja tasandatud mudel (b).

4.4.2 Turbalasundi eemaldamine

Nagu eelpool mainitud, oli rekonstruksioonide koostamise teiseks oluliseks osaks nooremate settekomplekside eemaldamine, mis teostati noorematest pinnavormidest puhastatud kõrgusmodelil. Esimesena eemaldati tänapäevastest DEM'ist settekompleksidest noorim, ca. 4000 aasta vanune (tabel 1), Tolkuse raba turbalasuund. Eemaldatava turbakihi modelleerimiseks kasutati autori poolt kogutud puurimisandmestikku, töödeldud georadarandmestikku ning Pärnu rajooni turba ja saprofeeli otsingulis-hinnaguliste tööde aruandes (Orru et al. 1986) olevat Tolkuse raba turbakaardistamisandmeid. Orru et al. (1986) raportist võeti nii punktandmed (puuraugud) üheteistkümnel ida-lääne ja ühel põhja-lõuna suunalisel profiilil, kui ka sügavusjooned, mis oma ala spetsialistide poolt interpoleeritud andmetena pakkusid pidevat andmestikku täpsemaks turba paksuse modelleerimiseks. Orru et al. (1986) andmed olid heas kooskõlas autori poolt kogutud andmetega, paigutised vastuolud tekkisid kahe pideva andmestiku – rabakaardi sügavusjoonte ja georadariprofiilide vahel.

Kuna GPR-andemete näol on tegemist tunduvalt uuemate ja täpsemate andmetega, korrigeeriti neist lähtuvalt Orru et al. (1986) andmeid, mis hõredama puurimisandmestikuga aladel paiguti ülehindasid turba paksust ja raba äärealadel alahindasid turva leviku ulatust. Turbalasundi ulatuse kontrollimisel vaadeldi ka digitaalset mullakaarti, kuid sellel olevat admestikku siiski ei kasutatud, kuna mullakaardi andmestiku asukohatäpsus oli tagasihoidlik, tekitades suuri vastuolusid reljeefi ja mullakaardi vahel – näiteks ulatus mullakaardil olev Tolkuse raba turbalasund paiguti rabapinnast mitu meetrit kõrgemate ümberpuhutud luidete peale.

Turbakiht interpoleeriti sarnaselt merepõhjale kasutades tööriista *Topo to Raster*, kuid antud juhul olid põhiandmeteks joonandmed ning lahutuseks 5 m. Saadud pind lahutati tänapäevasest reljeefimudelist ning siluti töötlemisel tekkinud müra vähendamiseks ja loomulikuma tulemuse saamiseks 5 x 5 piksli suuruse aknaga keskmistava filtriga. Filtreeritud pind liideti ArcGIS'i tööriistaga *Mosaic to New Raster* tänapäeva ilma kraavideta reljeefimudeliga, asendades Tolkuse basseini ala ilma turbakihita pinnaga (joonis 27). Lahutatud ja muutmata jäänud alade kontakt siluti „astme“ efekti eemaldamiseks 16 piksli raadiuses.

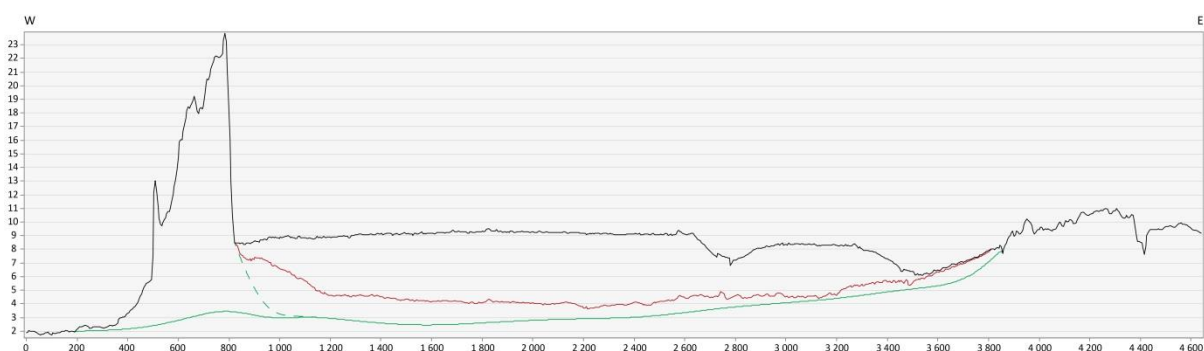
4.4.3 Litoriaamere ja sellele eelnevate arengustaadiumite pinnad

Sarnane töötsükkel tehti läbi ka jütjakihi eemaldamisel saamaks kätte Litoriaa transgressiooni aegse pinna, kuid antud juhul oli pinna interpoleerimine natuke erinev, sest andmestikku jütjakompleksi tuseduse ja leviku kohta oli võrreldes turbakihiga tunduvalt tagasihoidlikumalt, kuna seda kompleksi ei ole varem geoloogiliselt Tolkuse nõos kaardistatud ning georadariandmestikust oli võimalik jütjakihi ja Litoriaamere transgressiivsete liivade kontakti vaid vähesel määral tuvastada. Sellest tulenevalt oli nõo alal liialt vähe punkte selleks, et oleks võimalik vaid nende põhjal usaldusväärset pinda interpoleerida. Pinna interpoleerimiseks arvutati Litoriaamere transgressiivsete liivade ülemist kontakti kajastavate puurimisaukude ja georadaripunktide absoluutkõrgused ning seejärel joonistati käsitsi kõrguspunktile tuginedes basseini morfoloogiat jälgivad kõrgusjooned. Kuna basseini põhjaosas puudusid igasugused andmed, mis toetaks pinna interpoleerimist sealsesse piirkonda, siis loodi Rosentau et al. (2011) poolt arvutatud modelleeritava ajastu pinna tõusugradiendi (0,202 m/km) alusel pind, mis basseini kesk- ja lõunaosas ühtis puurimisandmetega, mille vaheline tõusugradient jäi samasse suurusjärku Rosentau et al. (2011) poolt leitud gradiendiga. Loodud pinna alusel lisati ja täiendati kogu jütja aluse pinna loomiseks vajalikke kõrgusjooni, mille alusel interpoleeriti koos punktkõrgusandmetega 25 m lahutusega pind. Kuna autoril puudusid andmed interpoleeritud pinna ruumiliseks piiritlemiseks, siis basseini kesk- ja lõunaosas jäi pinna ulatus samaks, mis turbakompleksil, põhjaosas piiritleti pind väärtustega, mis olid võrdsed eelnevalt interpoleeritud väiksema tõusugradiendiga turbaaluse pinnaga. Sujuvama pinna saamiseks teisendati 25 m raster 5 m rastroks ning töödeldi üle 5 x 5 piksli suuruse aknaga keskmistava filtriga, mis vähendas väikse lahutusega rastro „nurgelisust“ jättes seejuures pinna morfoloogia samaks. Saadud tulemus liideti eemaldatud turbaga mudelile, kuid kuna liitmisel läbi viidud

16 piksli raadiuses silumine ei suutnud kõrvaldada „astmeid“ basseini äärealadel, eriti just Rannametsa luidete idajalamil, siis tuli neid ühenduskohti loomulikuma pinna saamiseks paiguti korduvalt keskmistava filtriga töödelda. Äärealade filtriga töötlemisel siluti vaid kontakti ja selle lähiümbrust, ümbritsevad pinnavormid jäid muutusteta (joonis 27).

Litoriinamere transgressiooni maksimumi eelsete rekonstruktsioonide tegemiseks oli vajalik eemaldada transgressiooni käigus moodustunud Rannametsa luidete ahelik. Luidete eemaldamine on lahendusel sarnande jütjakompleksi eemaldamisele ning põhineb GPR-andmestikul ja Litoriinamere eelse madalseisu ajast pärit mattunud orgaanikakihi dateeringutel ja kõrgusandmetel.

Esimese sammuna arutati georadariprofiili punktide absoluutkõrgused ning seejärel joonistati nende alusel terve luidestruktuuri ulatuses välja isobaasid. Pikajalise hilisema mere kulutusliku ja kuhjelise tegevuse ning mere pideva taandumise tõttu ei ole Littoriinamere rannajoont võimalik morfoloogia järgi üheselt paika panna, seega määrati luidestruktuuri läänepoolsele interpoleeritava pinna piiriks 2 meetri isobaas, mis on Hyvärinen et al. (1992) poolt märgitud mattunud valli läänepoolse jalami absoluutkõrguseks, lisaks viitas sarnasele väärtusele georadari andmestik, mis küll selles piirkonnas oli vähe representeeritud. Antud kõrguslik piir võimaldas uut pinda hästi siduda tänapäevase rannikutasandikuga, millel on küll GPR-andmetele tuginedes (profiilid A ja F (joonis 7)) umbes kuni 0,5 m hilisemaid setteid, kuid nende eemaldamiseks puuduvad käesolevast töös andmed. Luidestruktuuri idaküljel määrati piir lõiguti esmalt GPR-andmestiku põhjal, seejärel lähtuti Rosentau et al. (2011) poolt arvutatud arvutatud pärastjäaaegsest diferentseeritud maakerkest põhinevat Litoriinamere eelse maapinna tõusugradiendi väärtusest (0,202 m/km) Pärnu lahe piirkonnas, mille alusel valiti georadariandmestikuga mittekäetud aladele tõusunurgale vastava väärtusega isobaasid vahemikus 2 – 5 m ü.m.p. Olemasolevate punkt- ja joonandmete põhjal interpoleeriti 5 meetrise lahutusega pind, mis liideti eelpool loodud Litoriinamere maksimumtaseme staadiumi pinnale (joonis 27).

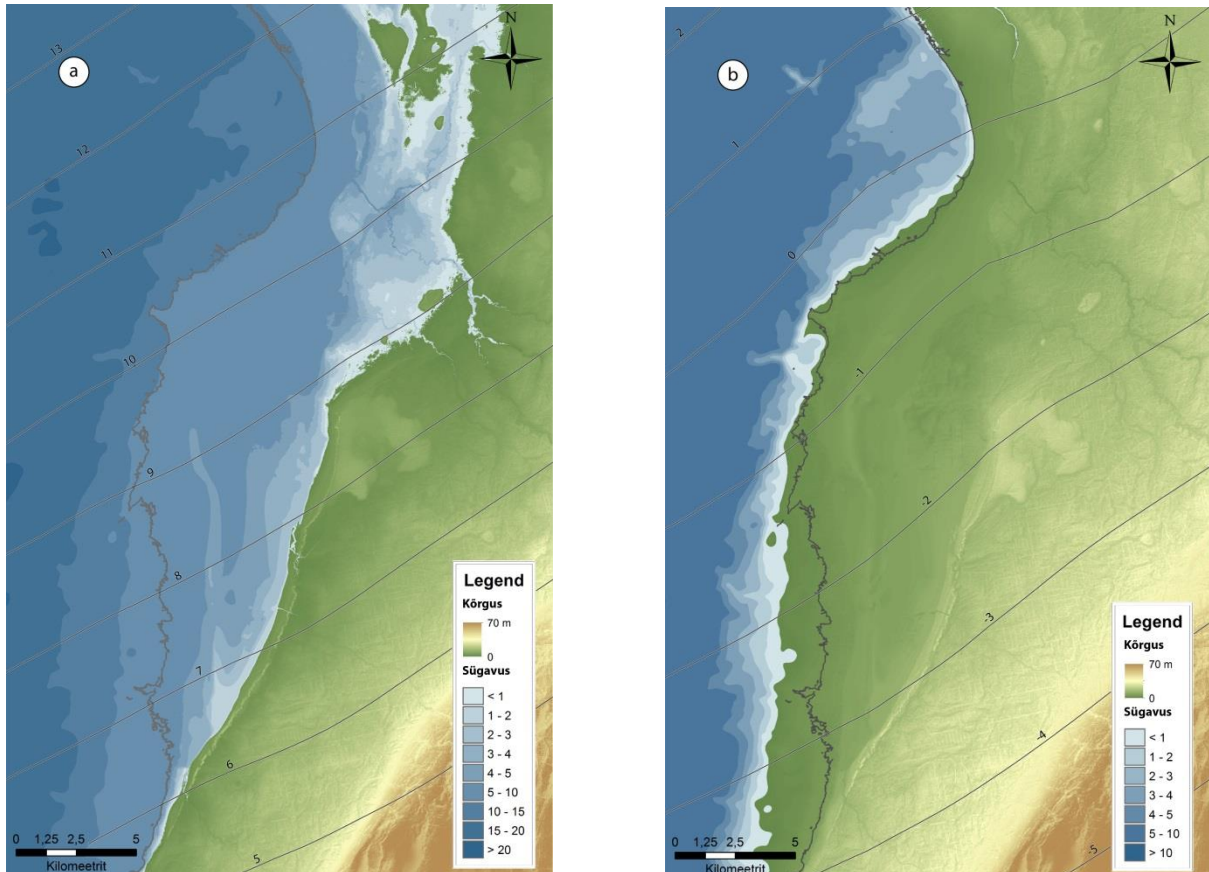


Joonis 27. Tolkuse basseini eri ajastute pinnad lõunapoolsel profiilil - tänapäevane maapind (must), soostumiseelne pind (punane) ning Litoriina transgressiooni maksimumi aegne (roheline katkendjoon) ja eelse pind (roheline).

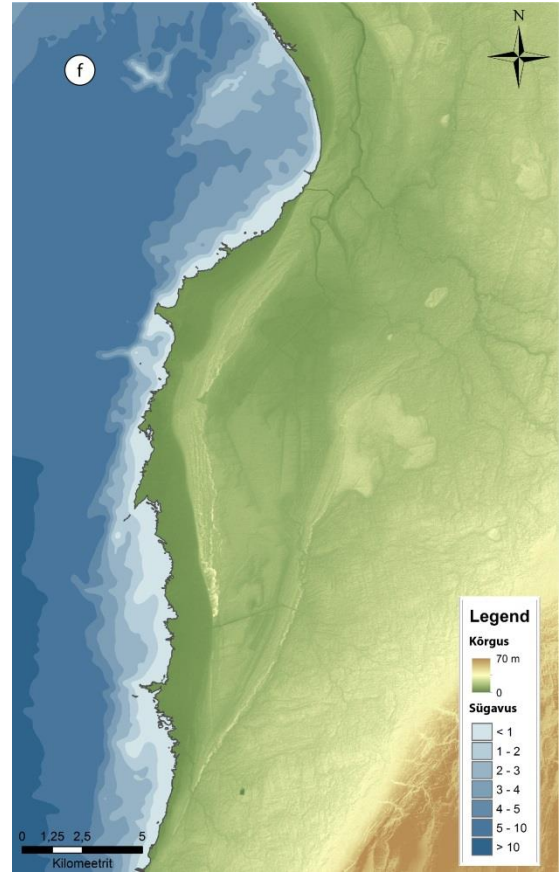
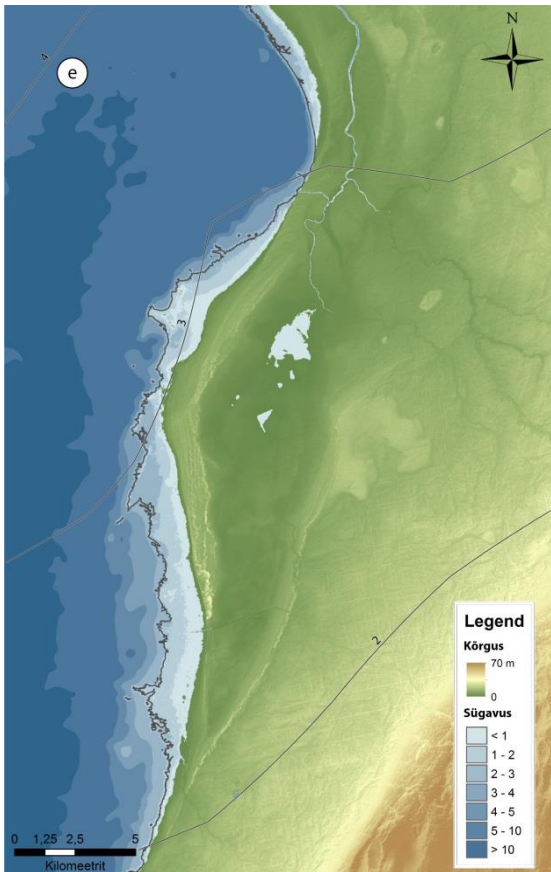
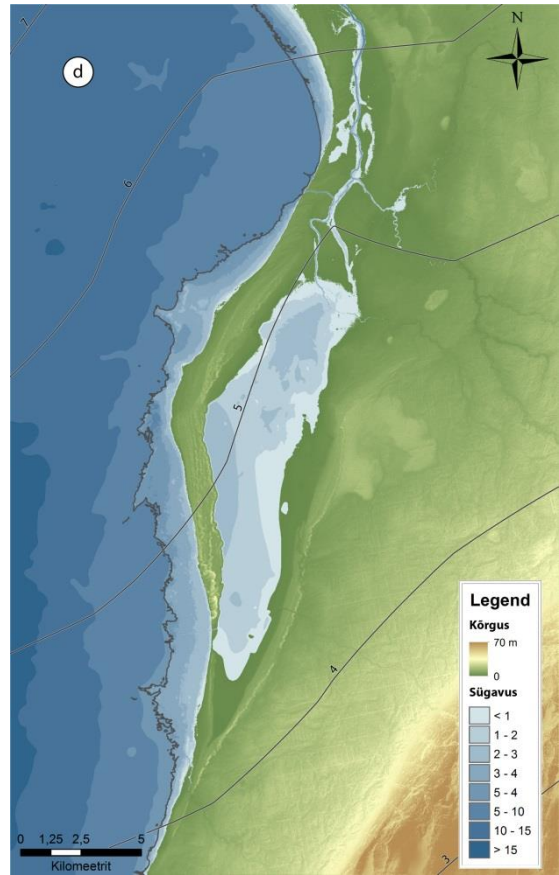
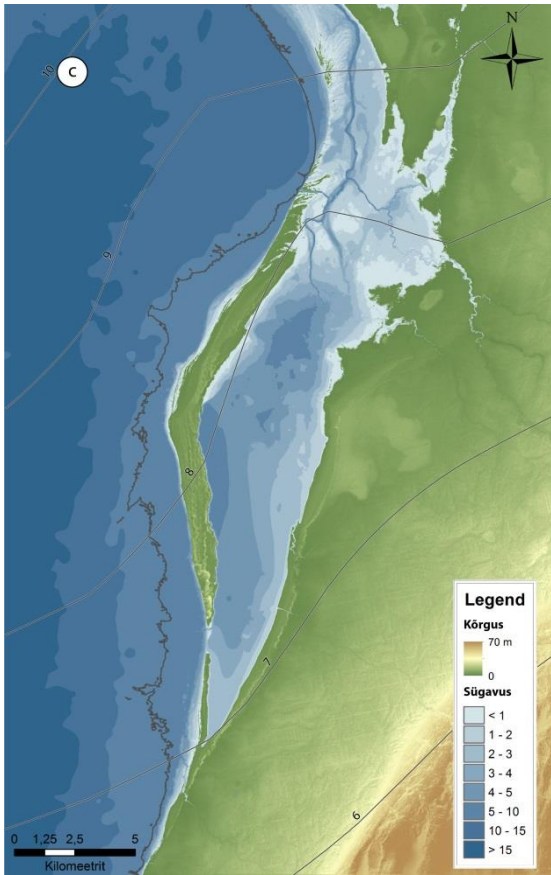
Antsülusjärve ja Litoriinamere eelse madalseisu täpseks modelleerimiseks oluks vajalik veel Litoriinamere orgaanikarohkete transgressiivsete liivade ja madalseisu ajal akumulunud tänapäevaks mattunud orgaanikakihi eemaldamine, kuid käesoleva töö raames kogutud andmestik kattis nende komplekside ulatust ja paksust (jütja all olevat liivakompleksi ei olnud

enamasti võimalik turbapuuriga läbistada) liialt vähesel määral selleks, et oleks võimalik neile ajastutele vastavaid pindu interpoleerida, mistõttu nende perioodide rekonstrueerimisel Tolkuse basseini aladel kasutati pinnana jütja alumise piiri pinda (joonis 27). Kõikide tulemusteks saadud pindadele liideti juurde eelnevalt valmis tehtud merepõhja DEM.

4.4.3 Paleogeograafilised rekonstruktsioonid



Joonis 28. Läänemere eri arengufaasideaegsed paleogeograafilised rekonstruktsioonid, vee sügavus üleujutatud aladel ja paleoveetaseme erinevus tänapäeva keskmisest meretasemest Tolkuse-Rannametsa piirkonnas: (a) Anttilajärve transgressiooni maksimum 10 200 aastat tagasi, (b) Litorianamere-eelne madalseis ca. 8800 aastat tagasi, (c) Litorianamere transgressiooni maksimum 7300 aastat tagasi, (d) Tolkuse laguuni sulgumine 6000 aastat tagasi, (e) soostumise algus Tolkuse laguunis ca. 4200 aastat tagasi ja (f) tänapäev.



5. Tulemuste arutelu ja järeldused

5.1 Modelleerimine ja metoodika arendus

Käesolevas töös uuriti võimalusi parandada paleogeograafiliste rekonstruktsioonide kvaliteeti inimtekkeliste pinnavormide ning modelleerimise ajahetkest nooremate setete eemaldamise kaudu LIDAR kõrgusmudelist. Olulisel määral vähendas modelleerimisel tekkivat „müra“ välja töötatud nooremate antropogeensete pinnavormide eemaldamismeetod, mis võrreldes varem tehtud rekonstruktsioonidega (Habicht, 2012) tagas käesolevas töös märgatavalt puhtamad ja loomulikumad ajastutele vastavad pinnad (joonis 29). Seejuures on oluline, et antropogeensete vormide



Joonis 29. Näide samast piirkonnast autori (a) bakalaureusetööst ja (b) magistriltööst.

eemaldamisel säilusid ümbritsevad pinnavormid (sh. jõesängid) originaalkujul, mis võimaldab täpsemalt lahti seletada piirkonna arengulugu (Chen et al. 1996, Rutzinger et al. 2011, De Smedt et al. 2013) ning uurida arheoloogilisest seisukohast huvi pakkuvaid piirkondi, mis on sageli seotud vanade jõesuudmetega (Fischer 2007, Werbrouck et al. 2011).

Detailne LiDAR-kõrgusmudel võimaldas tuvastada ja kirjeldada erinevaid piirkonna pärastjääaegse arengu käigus tekkinud pinnavorme (joonis 12 a – b), mida varasemates, Nõukogude topokaartidel põhinevates, rekonstruktsioonides (nt. Rosentau et al. 2011) ei olnud võimalik tuvastada. Maa-ameti DEM’ist tulid välja näiteks Rannametsa luidete põhjaotsast välja kasvavad maasäärejätked (joonis 12a), paleokanalid (joonis 12b) ning ümberpuhutud luided (joonis 12 c, d), mis aitavad piirkonna arengulugu paremini lahti seletada. Rekonstruktsioonidele täpsema ajalise raamistiku andmiseks (Yu et al. 2004) dateeriti mitmeid setteläbilõikeid (kokku 5 uut dateeringut).

Modelleerimise käigus integreeriti LiDAR-kõrgusandmed ning geoloogiline ja geofüüsikaline andmestik, mida paleomaastike rekonstrueerimisel on senini vähe tehtud (De Smedt et al. 2013) ning mis võimaldas usaldusväärsemalt lahutada mudelist hilisemaid setteid. Andmete vähesuse või puudumise tõttu jäid kõrgusmudelist maha lahutamata teise ja kolmandasse settekompleksi kuuluvad (joonis 13) ning merepõhjas olevad setted, mistõttu Antsulujärve kõrgeima taseme rekonstruktsiooni puhul alahinnatakse vee sügavust Tolkuse nõo aladel kuni 1,5 meetrit ning merealadel suurusjärgus 1 meeter (akad. T. Soomere, isiklik kontakt 08.01.2014).

Kompenseerimaks ebahühtlasest pärastjääaegsest maakerkest tingitud varasemate Läänemere arengufaasideaegsete pindade kallutatust, kasutati paleogeograafiliste rekonstruktsioonide tegemisel mitmete autorite poolt (nt. Leverington et al. 2002, Mäkiaho 2007, Rosentau et al. 2011, Rosentau et al. 2013b) kasutatud meetodina maakerke tõusugradients järgivaid

paleoveepindu, mis on paralleelsed vastava ajastu rannamoodustistega. See meetod võimaldab täpselt hinnata transgressioonide ja regressioonide ulatust ning kuna Tolkuse-Rannametsa piirkonnas langes Litorinamere-eelse madalseisu ajal merevee tase paiguti tänapäevastest tunduvalt madalamale, oli regressioonide aegse rannajoone paiknemise näitamiseks terve uurimisala ulatuses oluline kõrgusmudelisse kaasata ka merepõhja andmestik (joonis 28b).

Kuigi paiguti tuli modelleerimise käigus teha mööndusi ja lihtsustusi, võimaldab tehtud töö heita varasemast (nt. Rosentau et al. 2011) detailsema pilgu piirkonna rannavööndi pärastjääaegsesse arengusse ja pakkuda võimalusi kiviaja asulakohtade avastamisel.

Töös loodud kraavieemaldusmudel (lisa 1) võiks sarnaste kitsaste pinnavormide eemaldamiseks sobida ka teistel võrdlemisi tasase reljeefiga aladel, kuid kindlasti tuleb sellisel juhul testida praeguste parameetrite sobivust antud situatsiooni ning vajadusel neid muuta.

5.2 Arengulugu

Tänu mahukale geoloogilisele andmestikule ja edendatud modelleermismetoodikale on võimalik varasemast täpsemini kirjeldada vaatluse all oleva rannikuala pärastjääaegset arengulugu. Tolkuse-Rannametsa piirkonna maastik on viimase enam kui 10 000 aasta jooksul olnud väga muutlik, mis on olnud seotud mere transgressioonide ja regressioonidega ja pärastjääaegse maatõusuga ning on jätnud oma jälje nii reljeefi kui ka setetesse. Erinevatest ajastutest pärit mattunud orgaanikakihid ja nende dateeringud aitasid vältida näiteks Yu et al. (2004) töös esinenud probleemi, kus dateeritava materjali puudumisel ei olnud paiguti võimalik erinevad rannamoodustisi eri staadiumitega kokku viia.

Kõige ulatuslikumalt tungis vesi sisemaale Antsülusjärve transgressiooni käigus, mille kõrgeim rannavöönd paikneb Soometsa luidete piirkonnas (joonis 28a). Antsülusjärve kõrgeima rannavööndi vanuseks on Eesti alal hinnatud ligi 10 200 aastat (Veski et al. 2005; Rosentau et al. 2013b), mis on heas kooskõlas Lemmeoja ja Võidu radiosüsiniku dateeringutega (tabel 1). Antsülusjärve liivade alla mattunud Võidu läbilõike orgaanikakihist dateeritud kõige noorem puit on vanusega ca. 10 400 – 10 250 aastat (tabel 1), mis võib viidata puu hukkumisele isegi transgressioonisündmuse käigus. Samuti on mattunud orgaanikakihi ülemine osa Võidu läbilõikes vanusega 10 500 – 10 160 aastat, mis viitab turba akumulatsiooni lõppemise vanusele ja seega kaudselt ka transgressiooni vanusele. Ligi 4 m madalamal absoluutkõrgusel paikneva Lemmeoja läbilõike mattunud orgaanikakihi kõige nooremad puidu ja turba dateeringud jäävad samuti ajavahemikku 10 500 – 10 160 aastat (tabel 1), mis viitab kiirele Antsülusjärve transgressioonisündmusele, kus erinevatel absoluutkõrgustel paiknevad turbakihid ujutatakse samaaegselt üle. Antsülusjärve transgressiooni algust on hinnatud kõige täpsemalt Läänemere lõunaosas, kus transgressiooni tulemusena hukkunud männitüved on vanusega 11 000 – 10 500 (keskmiselt 10 700) aastat (Andren et al., 2011). Seega võib hinnata Antsülusjärve transgressiooni toimumise ajavahemikuks uuringualal ligi 10 700 kuni 10 200 aastat tagasi.

Sel perioodil võis sarnaselt Pärnu jõe ääres asuva 10 800 – 10 200 aasta vanuse Pulli asulaga (Veski et al. 2005, Rosentau et al. 2011) leiduda ka käesoleva uurimisala piires kiviaja asulaid. Kuna üheks levinumaks kiviaja asulakohtade paiknemiskohaks on jõesuudmed (Fischer 2007), millele andis tunnistust ka Pulli asula paiknemine sel perioodil (Rosentau et al. 2011), siis kõige tõenäolisemad asulakohtade piirkonnad Tolkuse-Rannametsa piirkonnas on Häädemeeste, Reiu ja Ura jõgede toonased suudmealad, samas nagu selgub Rosentau et al. (2013) tööst, ei ole harv ka kiviaja asulate paiknemine väikeste jõgede ja ojade suudmetes, mistõttu võis neid olla ka Tolkuse oja ja Rannametsa jõe toonastel suudmealadel, kus rannaluided (Soometsa luided) pakkusid varju avamerelt puhuvate tuulte eest.

Antsülusjärve kõrgeima rannavööndi kujunemise ajal ligi 10 200 aastat tagasi oli Tolkuse piirkond avameri ning alles järgneva regressiooni käigus võis Rannametsa rannamoodustiste taha kujuneda poolsuletud laguun (1. settekompleks), mis umbes 8980 – 8580 aastat tagasi (tabel 1) hakkas soostuma (2. settekompleks). Lisaks võib spekuloida, et transgressiooni käigus moodustunud Soometsa luidete taga asuva tänapäevase Maarjapeakse raba aladel, mida käesoleva töö raames ei uuritud, võis Antsülusjärve staadiumis olla mõnda aega laguun, mis hilisema kuhje ja veetaseme alanemise tagajärjel Antsülusjärvest isoleerus. Antsülusjärve regressiooni käigus langes veetase uurimispiirkonnas kiiresti (joonis 4) kuni 10 meetrit madalamale, olles madalamal tänapäevasest meretasemest, paljastades suures ulatuses varem Antsülusjärve poolt üleujutatud maad (joonis 28b).

Läänemere lõunaosas on esimesed märgid soolase vee sissetungist ja Litoriinamere transgressiooni algusest vanusega 9800 aastat, samas kui ulatuslikum mere pealetung ja soolsuse kasv algas umbes 8600 – 8500 aastat tagasi (Berglund et al. 2005, Andren et al. 2011). Litoriinamere liivade alla mattunud orgaanikakihtide mediaanvanused jäävad Tolkuse-Rannametsa piirkonnas vahemikku 9000-7700 aastat (tabel 1), sealjuures on kõige madalamal absoluutkõrgusel (1,6 m ü.m.p.) paiknev turbakiht on mediaanvanusega 8200 aastat.

Modelleerimise tulemused näitavad, et Litoriinamere varasemad rannavööndid ja rannikualad (kujunenud 8200 aastat tagasi või varem) võivad tänapäeval paikneda kuni 3 meetri sügavusel merepõhjas (joonis 28b). Seega on olemas teoreetiline võimalus, et neis piirkondades võib leiduda nn. uppunud rannikumetsi nagu näiteks on leitud Lõuna-Rootsi (Hammarlund et al. 2013), Poola ja Saksamaa rannikumerest (Lübke et al. 2011, Uścinowicz et al. 2011). Sarnaselt metsadele ei saa välistada, toonase rannavööndi ääres, eriti just maaninade otstes, ja jõesuudmetes võis olla ka muinasasulaid (Fischer 2007). Seda sorti asulakohtade esinemine ei ole Läänemere, ega ka globaalses, kontekstis üldse mitte harv nähtus – võrdlemisi arvukalt on kuni 8000 aasta vanuseid merepõhjas asuvaid kiviaja asulakohti on leitud näiteks Taani (Fischer 2007) ja Saksamaa (Lübke et al. 2011) rannikuvetest.

Rannametsa piirkonnast dateeritud setted näitavad, et ulatuslikum orgaanika kihte kulutanud ja matnud mere pealetung algas umbes 8500 – 8400 aastat tagasi (tabel 1), samas takistasid Rannametsa piirkonda varasemalt tekkinud vallid vee sissetungi umbes 1 m madalamasse Tolkuse nõkku, kus turbakasv sai jätkuda veel 200 – 300 aastat. Ka Littoriina transgressioon oli võrdlemisi kiire, tõustes Rannametsas kindlaks tehtud 2 – 2,5 meetri tasemelt perioodil 8500 – 7800 aastat tagasi 6 – 7 meetrit peale Vaskräama piirkonnas, kus Litoriinamere

maksimumtaseme rekonstruktsioonile tuginedes (joonis 28c) võib oletada, et vesi enam olulisel määral kõrgemale ei tõusnud. Litoriiinamere transgressiooni maksimumulatus, mis Pärnu piirkonnas kulmineerus ca. 7500 – 7300 aastat tagasi (Veski et al. 2005), jäi võrreldes Antsülusjärve transgressiooniga tagasihoidlikumaks, kuid meri tungis siiski võrreldes tänapäevaga (joonis 28f) mitmeid kilomeetreid sügavamale sisemaale. Tolkuse nõo kesk- ja lõunaosas küündis veepiir Antsülusjärve transgressiooni käigus moodustunud kõrgete Soometsa luideteni, nõo põhjaosas, mis oli ebaühtlase maadõusu tagajärjel võrreldes lõuna osaga rohkem kerkinud, jäid Antsülusjärve rannavormid Litoriiinamere mõjusfäärist välja. Sarnastelt Antsülusjärvega on madala ja lauge reljeefi tõttu merepiiri täpset asukohta piirkonniti (nt Reiu ja Ura jõgede lähiümbruses) keeruline määrata ning on tõenäoline, et tormiaja ajal võis vesi tungida tunduvalt rohkem sisemaale.

Litoriiinamere transgressiooni käigus käigus kulutati vanemat orgaanikakihti ning setitati see koos liivadega transgressiooniala ulatuses ümber (3. settekompleks). Kui Tolkuse nõos on nende transgressiivsete liivade kihi tüsedus kuni 70 cm, siis Rannametsa jõe paljandis kirjeldati ca. 130 cm tüsedust kihti (lisa 7), mis võib viidata pikemalt kestnud settimisele.

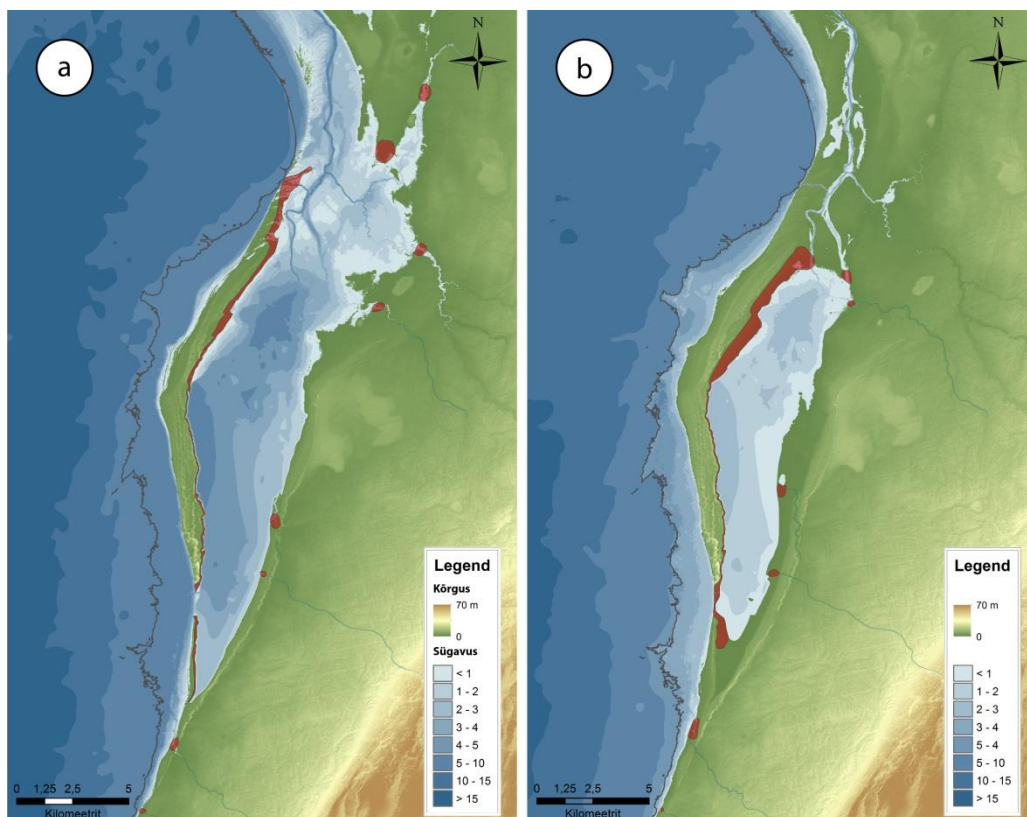
Luidestunud maasäärte ja nende taguste laguunide teke on iseloomulik transgressioonidele (Hoffmann et al. 2005), mida võib kohata tänapäeval Läänemere lõunaosas Saksamaa, Poola ja Leedu rannikualadel, kus meretaseme tõusu tingimustes jätkub laguunisüsteemide areng. Seega on tõenäoline, et just Litoriiinamere transgressiooni tingimustes ajavahemikul 8200 kuni 7300 aastat tagasi kujunes Rannametsa alale Tolkuse laguuni avamerest eraldav maasäär, mis on kasvanud järk-järguliselt põhja suunas ja mis on hiljem luidestunud. Litoriiinamere kõrgeim rannavööd kujunes piirkonnas ligi 7300 aastat tagasi (Veski et al. 2005) ning arvatavasti sellel ajal asendus turba vahekihtidega liivade settimine jütja settimisega Tolkuse nõos (4. Settekompleks).

Litoriiinamere kõrgeima rannavööndi kujunemise ajaks oli merevee tase uurimiselal kerkinud võrreldes tänapäevasega kuni 10 meetrit kõrgemale, ujutades taaskord üle ulatuslikud maismaa alad (joonis 28c). Sel perioodil toimunud kõrgete (Rannametsa) luidete on moodustumine on transgressiooni puhul sagedasti esinev nähtus (Forbes et al. 1995, Lima et al. 2013), eriti soodustab seda varasemate positiivsete pinnavormide nagu näiteks barjäärsaarte või rannavallide olemasolu (Bird 1994, Hoffmann et al. 2005, Bird 2008). Toona umbes kuni 25 meetri kõrguse luitestiku põhjaotsas olevad maasääred hakkasid tõenäoliselt kasvama alles mõni aeg pärast luidete moodustumist ning kuna nende on moodustumine mõjutatud ümbritsevast keskkonnast (reljeef, tuul, vaba sette hulk jne.), võib nende kasvukiirus piirkonniti võrdlemisi palju varieeruda – nt Kelba nukil on uus maasäär tekkinud paiguti vähem kui 10 aastaga (Kont et al. 2011), samas kui näiteks Poola looderannikul on uued maasääred moodustunud keskmiselt 25 – 35 aastaga (Reimann et al. 2011).

Luitestiku moodustumisega umbes 8500 aastat tagasi tekkis Tolkuse nõos poolsuletud riimveeline veekogu, laguun, millel oli kaks ühenduskohta merega - laiem ja madalam nõo põhjaotsas ja kitsam ja sügavam nõolõunaosas, tänapäevase Rannametsa jõe ja küla piirkonnas. Laguunse riimveelise keskkonna tekkele ja mereühenduse püsimisele viitavad ka

Tolkuse nõost vastavalt Litoriinamere transgressiooni aegsetest liivadest ja laguunis settinud jütjast leitud ränivetikad.

Transgressiooni käigus tekkinud laguunisüsteem hõlmab endas hulgaliselt alasid, mille sarnastes on mujal Eestis leitud kiviaja asulakohti (Rosentau et al. 2011, Rosentau et al. 2013b). Joonisel 30 on kirjandusele tuginedes välja pakutud potentsiaalsed kiviaja asustusega piirkonnad, mis kaldaäärsetel aladel enamasti paiknesid rannajoonest 1 – 3 meetrit kõrgemal (Jussila & Kriiska 2004, Rosentau et al. 2013b). Nagu on juba eelnevalt mainitud, paiknevad kiviaja asulakohad tihti jõgede suudmetes (nt. Sindi-Lodja III ca. 7000 – 4000 aastat tagasi (Rosentau et al. 2011) ja ca. 6000 aasta vanune Lommi (III) asulakoht (Rosentau et al. 2013b)), kus on korraga tagatud ligipääs merele kui ka mageveele, asustusjälgi on leitud ka laiematelt estuaari tüüpi suudmealadelt (nt. Narva-Joaorg (II) (Rosentau et al. 2013b)) nagu seda oli Vaskjõe suue uurimisala kirdeosas. Laguunide äärtes paiknevad asulakohad paiknevad laguuni merest eraldava rannavalli või luitestiku maapoolsel nõlval, põhjalikult uuritud näideteks sellise asupaigaga asulakohtade puhul on Narva-Luuga piirkonnas Sininõmme luidete jalamil paiknevad erinevad 4100 – 7100 aasta vanused Riigiküla kiviaja asulakohad (Rosentau et al. 2013b). Laguunisuumete potentsiaali kiviaja asulate leidmisel on rõhutanud ka Fischer (2007) ning sellest lähtuvalt võib asulaid leiduda nii Rannametsa luidete põhja- kui ka lõunaotsas. Toetudes taaskord Narva-Luuga piirkonna näidetele, täpsemalt asulakohtade Izvoz II – VI paiknemisele, siis võivad Tolkuse laguuni põhjähenduse piirkonnas asulakohad paikneda lausa maasäärte otstes.



Joonis 30. Võimalikud kiviaja asulakohtade paiknemise piirkonnad (punasega) Tolkuse laguuni ümbruses (a) Litoriinamere maksimumtaseme ja (b) laguuni isoleerumise ajal.

Tolkuse laguuni ümber olevad kiviaegsed asustusjäljed võivad olla paljudes kohtades, eriti just luidete jalamil, tänapäevaks turba alla mattunud, kuna veepiiri vahetus läheduses asunud kiviaja asustuse jaoks soodsad kohad on mitmel pool peale kasvanud raba poolt kaetud kuni 3 meetri paksuse turbakihihiga.

Pärast Litoriinamere transgressiooni hakkas meretase alanema (joonis 4) ning sellega seoses alanes nähtavasti ka laguuni veetase. Ränivetikatele ja dateeringutele tuginedes pidi laguun sulguma vahetult enne noorema turbakihi (5. Settekompleks) kujunemiseks, mille akumulatsioon alguseks on hinnatu 4200 aastat tagasi.

Modelleerimise tulemused viitavad sellele, et esimesena sulgus madalam põhjapoolne ühendus, seda nii maasäärte kasvamise kui ka kiirema maakerke tõttu ning 6000 aastat tagasi oli basseini põhjaosa merest eraldatud vähemalt 1,5 km laiuse maaribaga (joonis 28d). Tõenäoliselt toimus selles piirkonnas siiski magedaveelise laguunivee väljavool mööda ka tänapäeva reljeefis välja tulevat paleokanalit (joonis 12b) ja Reiu jõe orgu põhjasuunas, kuid hilisema rannikupiirkonnas toimunud setete akumulatsiooni tõttu ei saa käesoleval juhul välja pakkuda selle jõe võimalikku suudmekohta.

Kauem püsinud lõunapoolne mereühendus Rannametsa kandis sulgus lõplikult tõenäoliselt alles seoses laguuni soostumisega. Nagu kinnitab ränivetikaandestik, et läbinud laguunisüsteem oma arengus seega isoleeritud järve etappi. Lõunapoolse väina lähistel tehtud puuraukudes (puuraugud 31 – 33 (lisa 4)) oli laguunses aleuriitses jütjassetes näha intensiivseid liiva sissekandepisoode, mis viitab perioodilistele intensiivsematele meresetete sissekannetele laguuni (Bird 1994). Paraku puuduvad mainitud kihtide kontaktidelt dateeringud, mistõttu ei ole võimalik neid liivakihte kindla ajastuga seostada, kuid ei saa välistada, et kõige nooremad jütjas olevad liivakihid on tormide ajal intensiivistunud settetranspordi (Schwarzer et al. 2003) käigus üle maabarjääri laguuni sisse kantud.

Pärast laguuni sulgumist jätkus mereveetaseme langus ja ebaühtlane pärastjääaegne maakerge ning keskkond Tolkuse laguunis muutus üha kuivemaks (joonis 28e) ning ca. 4200 aastat tagasi algas laguuni soostumine. Laguuni kinnikasvamine algas kindlasti varem, kuna laguunide kuivamisel tekivad veepiirile ulatuslikud orgaanilist ainet akumulatsioonid roostikud (Bird 1994, Bird 2008), millest andsid tunnistust basseini äärealadel kindlaks tehtud pillirooturbalasadid. Turbakasvu algusajal võis Tolkuse nõo sügavamates osades leiduda veel jäänukjärvi, milles võis olla ka väike väljavool jõgemööda merre. Järgneva 4000 aasta jooksul jätkus meretaseme langus ja maakerge kuni meri oli taandunud tänapäevastesse piiridesse ning Tolkuse rabasse oli akumulatsioon enam kui 5 m tüsedune turbakiht.

Kuna Pärnu lahe põhjaosas on leitud mitmeid nooremaid, 4000 – 7000 aasta vanuseid, kiviaja asulakohti (Lemmetsa I-II, Malda, Jõekalda, Sindi-Lodja III (Rosentau et al. 2011)), siis võib eeldada, et vähemalt sama kaua püsis asustus ka Tolkuse-Rannametsa piirkonnas. Kindlasti toimusid seoses laguuni sulgumise ja kuivenemisega muutused asulate paiknemises, kõige pikemalt võisid asulad samal kohal paikneda laguuni lõunapoolse mereühenduse piirkonnas, kus oli hõlbus ligipääs merele. Lisaks olid tõenäoliselt asulad sarnaselt Pärnu lahe põhjaosas asunutega ka jõgede suudmetes, mille täpset asukohta on käesoleva töö käigus tehtud paleogeograafiliste rekonstruktsioonide põhjal keeruline hinnata.

5.3 Järeldused

Uurimistöös läbiviidud meetodikaarenduse ja Tolkuse-Rannametsa arenguloo väljaselgitamise põhilised järeldused on:

1. Kõrge detailsusega LiDAR-andmed on väga sobilikud paleogeograafiliste uurimuste läbiviimiseks, võimaldades uuritava ala reljeefist leida varasematest andmestikest mitte välja tulnud pinnavorme ja reljeefimustreid nagu näiteks vanad rannamoodustised või paleokanalid, mis on geoloogilise arengu selgitamise seisukohast olla väga olulised pidepunktid.
2. LiDAR-andmestik on heaks aluseks uute paleogeograafiliste rekonstruktsioonide täpsust ja kvaliteeti parandavate geoinformaatiliste lahenduste arendamiseks ja meetodite, nagu poolautomatiseeritud antropogeensete pinnavormide eemaldamine, väljatöötamiseks. Käesolevas töös välja töötatud antropogeensete pinnavormide eemaldamise meetod võimaldas teha senisest täpsemaid ja ajastukohasemaid rekonstruktsioone.
3. Bates & Bates (2000) poolt välja pakutud kombineeritud andmestikuga modelleermismetoodika suurendab võrreldes varasemate lahendustega olulisel määral paleogeograafiliste rekonstruktsioonide täpsust.
4. Paleoreljeefi detailsemaks ja täpsemaks kirjeldamiseks on tänapäeva reljeefimudelid vajalik eemaldada rekonstrueeritavast ajastust nooremad setted. Nooremate setete korrektsel eemaldamisel mängib olulist rolli setteläbilõigete dateeringute olemasolu, mis aitavad paika panna ajalist raamistikku.
5. Merepõhja reljeefiandmestiku kaasamine paleogeograafilistesse rekonstruktsioonidesse võimaldas anda paremat ülevaadet rannajoone paiknemisest Läänemere madalseisude ajal, mil veetase võis võrreldes tänapäevaga olla kuni 3 meetrit madalam.
6. Põhjalikul geoloogilisel andmestikul baseeruvad GIS'i põhised rekonstruktsioonid, mille täpne ajaline raamistik on paika pandud geoloogilise materjali dateeringute alusel, võimaldasid detailselt kirjeldada Tolkuse-Rannametsa piirkonna arengulugu Antsülusjärve ning Litoriinamere etappidel ning modelleeriti uuringualal eksisteerinud laguunisüsteemi ühendused avamerega.
7. Koostatud paleogeograafilised rekonstruktsioonid võimaldasid välja pakkuda piirkondi, kus võisid suurema tõenäosusega paikneda mesoliitilised ja neoliitilised kiviaja asulakohad 7300 kuni 6000 aastat tagasi. Niisugused paigad on seotud Tolkuse laguuni läänekalda ja eriti seal eksisteerinud väinadega ning laguuni suubuvate jõesuudmetega.
8. Tolkuse laguuni läänekaldal võib asulakohtade avastamisel olla probleemiks hilisem turba akumulatsioon, mis võib olla laguuni rannavööndis paiknenud kiviaja asulakohad matnud kuni 3 m turbalasundiga.

Kokkuvõte

Läänemere rannikuvöönd on pärastjääaegse arengu jooksul olnud pidevas muutuses, kuid iga muutus on jätnud oma jälje nii mereäärsesse reljeefi kui ka setetesse. Uurimise all olev Tolkuse-Rannametsa piirkond on aeglaseima maakerkega rannikuala Eestis, mistõttu esineb selles piirkonnas alasid, mis pärast Läänemere varasemas ajaloos olnud madalseise ei ole uuesti merepinnast kõrgemale kerkinud. Käesolevas töös rakendatakse GIS-vahendeid selleks, et geomorfoloogiliste ja sedimentoloogiliste andmete põhjal selgitada välja Tolkuse-Rannametsa piirkonna pärastjääaegse arengulugu ning luua rannavööndiga tihedalt seotud kiviaja asustuse uurimiseks sobivad paleogeograafilised rekonstruktsioonid.

Magistritöö käigus tehti välitöid, mille käigus koguti rohkelt geoloogilist andmestikku, viidi läbi setete detailne analüüs (sh. setete dateerimine) ning edendati paleogeograafiliste rekonstruktsioonide modelleerimismetoodikat. Kasutades Maa-ameti poolt mõõdetud LiDAR-kõrgusandmeid ning uurimistöö käigus kogutud geoloogilisi ja geofüüsikalisi andmeid, loodi viie Tolkuse-Rannametsa pärastjääaegses arenguloos olulise perioodi paleogeograafilised rekonstruktsioonid.

Paleomaastike modelleerimise juures olid olulisel kohal tänapäevaste pinnavormide poolautomatiseeritud eemaldamine ning rekonstrueeritavast ajastust nooremate setete eemaldamine. Senini on geoloogilist andmestikku paralleelselt LiDAR-kõrgusandmete ja geofüüsikaliste meetoditega paleomaastike rekonstrueerimiseks vähe kasutatud, kuid käesolevas töös rakendati GIS-vahendite abil neid andmeid edukalt uurimispiirkonna pärastjääaegse arenguloos selgitamiseks. Modelleerimismetoodika arendamisega saadi senisest täpsemad ja asjastukohasemad paleogeograafilised rekonstruktsioonid, mis võimaldasid kirjeldada ka madalseisude perioode, mil mereveetase oli võrreldes tänapäevasega tunduvalt madalamal

Paleogeograafilistele rekonstruktsioonidele, geoloogilisele andmestikule ja dateeringutele tuginedes kirjeldati Tolkuse-Rannametsa piirkonna viimase 10 000 aasta arengulugu ning pakuti välja potentsiaalseid muinasasustuse jaoks sobilikke piirkondi. Tolkuse-Rannametsa piirkonnas on pärastjääaegse arengu käigus olnud mitmeid alasid, mille laadsetes on nii Eestis kui ka mujal Läänemere ümbruses sageli täheldatud kiviaja asustuse levikut, kuid senini ole selles piirkonnas arheoloogilisi otsinguid ja väljakaevamisi tehtud. Käesolevast tööst loodud paleogeograafilised rekonstruktsioonid pakuvad uusi võimalusi kiviaja inimasustuse ja selle dünaamika uurimiseks.

Summary

The palaeogeographic reconstructions of the Ancylus lake and the Littorina sea in Tolkuse-Rannametsa area based on sedimentological and aerial laser scanning data.

The complex post-glacial evolution of the Baltic Sea and its coastline has fascinated researchers for decades, even centuries. The use of ever more accurate geophysical (e.g. ground-penetrating radar) and remote sensing (e.g. LiDAR) methods combined with classical geological methods like manual coring has opened new opportunities for describing palaeolandscapes, yet the combined use of these methods is rarely employed for mapping past landscapes.

The present study attempts to apply the aforementioned combination of methods for describing the post-glacial development of the Tolkuse-Rannametsa area. In order to collect sufficient data for the modelling of palaeogeographic reconstructions, extensive fieldworks were conducted, which included the coring in the Tolkuse mire and on the Rannametsa coastal dunes, two additional outcrops on the bank of the Rannametsa river also inspected and described, furthermore additional GPR data were collected among six profiles, about 35 kilometres in total. Afterwards GPR raw data were processed and extra sedimentological analyses were conducted in the laboratory, which included loss-on-ignition and diatom analysis and collection and radiocarbon dating of organic material. Additional data were acquired from peat and maritime maps.

GIS based methods were used for palaeolandscape modelling of five distinct post-glacial development stages of Tolkuse-Rannametsa area from acquired data. Important aspects in modelling process were: the semi-automatic removal of relatively young anthropogenic features from digital terrain model (DEM) for which an optimal method was developed and tested; the removal of sediments which were younger than the reconstructed era and taking into account the differential post-glacial glacio-isostatic uplift within the study area by using interpolated water-level surfaces.

The palaeogeographic reconstructions created in this study offered new insight to the post-glacial development of Tolkuse lagoon and Tolkuse-Rannametsa area in general. For example detailed descriptions of coastline changes and Tolkuse lagoon formation and isolation were given, furthermore the possible locations of Meso- and Neolithic Stone Age settlements were analysed.

Tänuõnad

Täna kõiki, kes käesoleva töö valmimisele kaasa aitasid, eriti täna oma juhendajaid Alar Rosentaud ja Raivo Aunapit, kes andsid häva nõu leidsid alati aega minu küsimustele vastamiseks ning Argo Jõelete, kes aitas autoril toime tulla geofüüsikaliste andmete interpreteerimisega. Samuti täna laboris ja välitöödel abis olnud Triine Posti, Hanna Raigi ja Merle Muru.

(Hando-Laur Habicht)

Kirjandusloend

Andrén, T., Björck, S., Andrén, E., Conley, D., Zillén, L., Anjar, J. 2011. The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka. Rmt: Harff, J., Björck, S., Hoth, P. (toim.), *The Baltic Sea Basin, Central and Eastern European Development Studies*, p. 74-97.

Arcone, S. A. 2014. GPR profiles of gyttja, till and bedrock beneath Mirror lake NH. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 46(2), p. 43.

Bates, M. R., Bates, C. R. 2000. Multidisciplinary Approaches to the Geoarchaeological Evaluation of Deeply Stratified Sedimentary Sequences: Examples from Pleistocene and Holocene Deposits in Southern England, United Kingdom. *Journal of Archaeological Science*, 27, p. 845-858.

Bates, M. R., Bates, C. R., Whittaker, J. E. 2007. Mixed Method Approaches to the Investigation and Mapping of Buried Quaternary Deposits: Examples from Southern England. 2007. *Archaeological Prospection*, 14, p. 104-129.

Bennike, O., Jensen, J. B., Lemke, W., Kuijpers, A., Lomholt, S. 2004. Late- and postglacial history of the Great Belt, Denmark. *Boreas*, 33(1), p. 18-33.

Berglund, B. E., Sandgren, P., Barnekow, L., Hannon, G., Jiang, H., Skog, G., Yu, S.-Y. 2005. Early Holocene history of the Baltic Sea, as reflected in coastal sediments in Blekinge, southeastern Sweden. *Quaternary International*, 130, p. 111-139.

Bird, E. C. F. 1994. Physical Setting and Geomorphology of Coastal Lagoons. *Elsevier Oceanography Series*, 60, p. 9 – 39.

Bird, E. C. F. 2008. *Coastal Geomorphology. Second Edition.* p. 223-247, 311-331.

Björck, S. 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. *Quaternary International*, 27, p. 19-40.

Björck, S. 2008. The late Quaternary development of the Baltic Sea basin. *Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin*, SpringerVerlag Berlin Heidelberg, p. 398-407.

Boggs, Jr., S. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Fourth Edition.* p. 322-326.

Cattaneo, A., Steel, R. J. 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62, p. 187-228.

Chen, Q. 2007. Airborne Lidar Data Processing and Information Extraction. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 73, p. 109-112.

Chen, W., Xuanqing, Z., Naihua, H., Yonghong, M. 1996. Compiling the map of shallow-buried palaeochannels on the North China Plain. *Geomorphology*, 18, p. 47-52.

Davis, J. L., Annan, A. P. 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, p. 531-551.

De Smedt, P., Meirvenne, M., Davies, N. S., Bats, M., Saey, T., De Reu, J., Meerschman, E., Gelorini, V., Zwertvaegher, A., Antrop, M., Bourgeois, J., De Maeyer, P., Finke, P. A., Verniers, J., Crombé, P.. 2013. A multidisciplinary approach to reconstructing Late Glacial and Early Holocene landscapes. *Journal of Archaeological Science*, 40, p. 1260-1267.

Dikau, R., Raper J. (eds.). 1993. The Application of Digital Relief Model to Landform Analysis in Geomorphology. Rmt: Raper, J. (toim.), Three Dimensional Applications in GIS, Taylor & Francis Ltd., p. 51-79.

Fischer, A. 2007. Coastal fishing in Stone Age Denmark – evidence from below and above the present sea level and from human bones. Rmt: Milner, N., Bailey, G., Craig, O. (toim.), *Shell middens and coastal resources along the Atlantic facade*, p. 54-69.

Fisher, T. G., Loope, W. L., Pierce, W., Jol, H. M. 2007. Big lake records preserved in a little lake's sediment: an example from Silver Lake, Michigan, USA. *Journal of Paleolimnology*, 37(3), p. 365-382.

Florinsky, I. V. 1998. Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. *Geographical Information Science*, 12 (1), p. 47-61.

Habicht, H. L. 2012. LiDAR-kõrgusandmete kasutamine Läänemere paleogeograafiliste rekonstruktsioonide koostamisel Tolkuse-Rannametsa piirkonna näitel: *bakalaureusetöö geoinformaatikas*. Tartu Ülikool, Tartu.

Hammarlund, D., Björck, S., Linderson, H., Rundgren, M., Nilsson, B., Sjöström, A. 2013. Early holocene landscape development, climate events and Baltic Sea history based on submarine wood remains, high-resolution bathymetry and lagoonal sediments in the Hanö bay, southern Sweden. *Under the Sea: Archaeology and Palaeolandscapes*, p. 20.

Heiri, O., Lotter, A. F., Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, p. 101-110.

Hengl, T., Evans, I.S. 2008. Mathematical and Digital Models of the Land Surface. Rmt: Hengl, T., Reuter, H.I. (toim) *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science*, 33, p. 48-63.

Hoffmann, G., Lampe, R., Barnasch, J. 2005. Postglacial evolution of coastal barriers along the West Pomeranian coast, NE Germany. *Quaternary International*, 133-134, p. 47-59.

- Houmark-Nielsen, M., Kjær, K. H. 2003. Southwest Scandinavia, 40–15kyr BP: palaeogeography and environmental change. *Journal of Quaternary Science*, 18(8), p. 769-786.
- Hyvärinen, H., Raukas, A., Kessel, H. (1992) Mastogloia and Litorina Seas. Rmt: Raukas, A. and Hyvärinen, H. (toim.) *Geology of the Gulf of Finland*, p. 296–312.
- Jussila, T., Kriiska, K. 2004. Shore displacement chronology of the Estonian stone age, *Estonian Journal of Archaeology*, 8, p. 3-32.
- Kall, T., Oja, T., Tänavsuu, K. 2014. Postglacial land uplift in Estonia based on four precise levelings. *Tectonophysics*, 610, p. 25-38.
- Kont, A., Orviku, K., Tõnisson, H. 2011. Eesti ranniku uurimine ja problemaatika. Rmt: Soomere, T. (toim.), *Teadusmõte Eestis (VII) Meri. Järved. Rannik.*, p. 83-103.
- Lampe, R., Naumann, M., Meyer, H., Janke, J., Ziekur, R. 2011. Holocene Evolution of the Southern Baltic Sea Coast and Interplay of Sea-Level Variation, Isostasy, Accommodation and Sediment Supply. Rmt: Harff, J., Björck, S., Hoth, P. (toim.), *The Baltic Sea Basin, Central and Eastern European Development Studies*, p. 233-251.
- Leverington, L. W., Teller, J. T., Mann, J. D., 2002. A GIS method for reconstruction of late Quaternary landscapes from isobase data and modern topography. *Computers & Geosciences*, 28, p. 631-639.
- Lima, L. G., Dillenburg, S. R., Medeanic, S., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Tomazelli, L. J., Dehnhardt, B. A., Caron, F. 2013. Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, p. 27-38.
- Lowry, C. S., Fratta, D., Anderson, M. P. 2009. Ground penetrating radar and spring formation in a groundwater dominated peat wetland. *Journal of Hydrology*, 373, p. 68-79.
- Lübke, H., Schmolcke, U., Tauber, F. 2011. Mesolithic Hunter-Fishers in a Changing World: a case study of submerged sites on the Jäckelberg, Wismar Bay, northeastern Germany. *Submerged Prehistory*, p. 21-37.
- Miettinen, A. 2004. Holocene sea-level changes and glacio-isostasy in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Quaternary International*, 120, p. 91-104.
- Miotk-Szpiganowicz, G., Zachowicz, J., Uścińowicz, S. 2010. Palynological evidence of human activity on the Gulf of Gdańsk coast during the late Holocene. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58, p. 1-10.

Mustasaar, M., Plado, J., Jõelett, A. 2013. A ground-penetrating radar study of the Vaidasoo bog (Estonia): no crater structure exists. *Geological Quarterly*, 57(2), p. 357-360.

Mäkiäho, J-P. 2007. Estimation of ancient and future shoreline positions in the vicinity of Olkiluoto, an island on the western coast of Finland: The difference between Grid and TIN based GIS-approaches. *Palaentology*, 252, p. 514-529.

Neal, A. 2004. Ground-penetrating Radar and Its Use in Sedimentology: Principles, problems and progress. *Earth Science Reviews*, 66, p. 261-330.

Orru, M. 1995. *Eesti Turbasood*. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, p. 141.

Orru, M., Ramst, R., Širokova, M., Valdre, M. 1986. *Pärnu rajooni turba ja saprofeeli otsingulis-hinnanguliste tööde aruanne 1983-1986, 1 köide.*, ENSV Geoloogia Valitsus, Keila. p. 135-136.

Plado, J., Sibul, I., Mustasaar, M., Jõelett, A. 2011. Ground-penetrating radar study of the Rahivere peat bog, eastern Estonia. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 60(1), p. 31-42.

Prasicek, G., Otto, J.-C., Montgomery, D. R., Schrott, L. 2014. Multi-scale curvature for automated identification of glaciated mountain landscapes. *Geomorphology*, 209, p. 53-65.

Quackenbush, L. J. 2004. A review of Techniques for Extracting Linear Features from Imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 70(12), p. 1383-1392.

Ramos, R., Freitas, M. C., Bristow, C. S., Andrade, D., Hermozilha, H., Grangeia, C., Senos Maitas, M. 2011. Sedimentary architecture of the Santo André transverse dunes (Portugal) interpreted from ground-penetrating radar. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 57, p. 303-307.

Ratas, U., Rivis, R. 2003. Coastal dune landscape of Estonia. *Forestry Studies*, XXXIX, p. 9-19.

Raukas, A. 2000. Rapid changes of the Estonian coast during the late glacial and Holocene. *Marine Geology*, 170, p. 169-175.

Reimann, T., Tsukamoto, S., Harff, J., Osadczuk, K., Frechen, M. 2011. Reconstruction of Holocene coastal foredune progradation using luminescence dating — An example from the Świna barrier (southern Baltic Sea, NW Poland). *Geomorphology*, 132, p. 1-16.

Roberts, A. 2001. Curvature Attributes and their Application to 3D Interpreted Horizons. *First Break*, 19 (2), p. 85-100.

Romstad, B., Etzelmüller, B. 2012. Mean-curvature watersheds: A simple method for segmentation of a digital elevation model into terrain units. *Geomorphology*, 139-140, p. 293-302.

- Rosentau, A., Hang, T., Heinsalu, A., Kohv, M. 2010. Holocene development of the Baltic Sea in Tolkuse area, SW Estonia. Ice, water, humans - Quaternary landscape evolution in the Peribaltic region, p. 64-65.
- Rosentau, A., Jõelet, A., Plado, J., Aunap, R., Muru, M., Eskola, K. O. 2013a. Development of the Holocene foredune plain in the Narva-Jõesuu area, eastern Gulf of Finland. *Geological Quarterly*, 57(1), p. 89-100.
- Rosentau, A., Muru, M., Kriiska, A., Subetto, D. A., Vassiljev, J., Hang, T., Gerasimov, D., Nordqvist, K., Ludikova, A., Lõugas, L., Raig, H., Kihno, K., Aunap, R., Letyka, N. 2013b. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland. *Boreas*. 42(2), p. 912-931.
- Rosentau, A., Veski, S., Kriiska, A., Aunap, R., Vassiljev J., Saarse, L., Hang, T., Heinsalu, A., Oja, T. 2011. Palaeogeographic Model for the SW Estonian Coastal Zone of the Baltic Sea, Rmt: Harff, J., Björck, S., Hoth, P. (toim.), *The Baltic Sea Basin, Central and Eastern European Development Studies*, p. 165-188.
- Rutzinger, M., Höfle, B., Vetter, M., Pfeifer, N. 2011. Digital Terrain Models from Airborne Laser Scanning for the Automatic Extraction of Natural and Anthropogenic Linear Structures. Rmt: Smith, M., Paron, P., Griffiths, J. (toim.), *Geomorphological Mapping: Methods and Applications*, Elsevier B.V. 2011, p. 475-488.
- Saarse, L., Vassiljev J. 2010. Holocene shore displacement in the surroundings of Tallinn, North Estonia. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 59, 3, p. 207-215.
- Saarse, L., Heinsalu, A., Veski, S. 2009. Litorina Sea sediments of ancient Vääna Lagoon, northwestern Estonia. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 58, 1, p. 85-93.
- Saarse, L., Vassiljev, J., Miidel, A. 2003. Simulation of the Baltic Sea Shorelines in Estonia and Neighbouring Areas. *Journal of Coastal Research*, 19(2), p. 261-268.
- Schmidt, J., Evans, I. S., Brinkmann, J. 2003. Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation. *Geographical Information Science*, 17 (8), p. 797-814
- Schwarzer, K., Diesing, M., Larson, M., Niedermeyer, R.-O., Schumacher, W., Furmanczyk, K. 2003. Coastline evolution at different time scales - examples from the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea. *Marine Geology*, 194, p. 79-101.
- Zvelebil, M. 2006. Mobility, contact, and exchange in the Baltic Sea basin 6000-2000 BC. *Journal of Anthropological Archaeology*, 25, 178 – 192.
- Thomas, J., Joseph, S., Thirvikramji, K. P., Arunkumar, K. S., 2014. Sensitivity of digital elevation models: The scenario from two tropical mountain river basins of the Western Ghats, India. *Geoscience Frontiers*, p. 10-27.

Tikkanen, M., Oksanen, J. Late Weichselian and Holocene shore displacement history of the Baltic Sea in Finland. *Fennia*, 180 (1-2), p. 9-20.

Uścińowicz, S., Miotk-Szpiganowicz, G., Krąpiec, M., Małgorzata, W., Harff, J., Lübke, H., Tauber, F. 2011. Drowned Forests in the Gulf of Gdańsk (Southern Baltic) as an Indicator of the Holocene Shoreline Changes. Rmt: Harff, J., Björck, S., Hoth, P. (toim.), *The Baltic Sea Basin, Central and Eastern European Development Studies*, p. 219-231.

Werbrouck, I., Antrop, M., Van Eetvelde, V., Stal, C., De Maeyer, P., Bats, M., Bourgeois, J., Court-Picon, M., Crombé, P., De Reu, J., De Smedt, P., Finke, P. A., Van Meirvenne, M., Verniers, J., Zwertvaegher, A. 2011. Digital Elevation Model generation for historical landscape analysis based on LiDAR data, a case study in Flanders (Belgium). *Expert Systems with Applications*, 38, p. 8187-8185.

Veski, S., Heinsalu, A., Klassen, V., Kriiska, A., Lõugas, L., Poska, A., Saluäär, U. 2005. Early Holocene coastal settlements and palaeoenvironment on the shore of the Baltic Sea at Pärnu, southwestern Estonia. *Quaternary International*, 130, p. 75-85.

Wieczorek, M., Migoń, P. 2014. Automatic relief classification versus expert and field based landform classification for the medium-altitude mountain range, the Sudetes, SW Poland. *Geomorphology*, 206, p. 133-146.

Wilson J. P., Gallant, J. C. 2000. *Terrain Analysis: Principles and Applications*. p. 51-73.

Viška, M., Soomere, T. 2013. Simulated and observed reversals of wave-driven alongshore sediment transport at the eastern Baltic Sea coast. *Baltica*, 26(2), p. 145-156.

Wróblewski, A. 2001. Lunar nodal tide in the Baltic Sea. *Oceanology*, 43(1), p. 99-112.

Yu, S.-Y. 2003. Centennial-scale cycles in middle Holocene sea level along the southeastern Swedish Baltic coast. *Geological Society of America Bulletin*, 115(11) p. 1404-1409.

Yu, S.-Y., Berglund, B. E., Andrén, E., Sandgren, P. 2004. Mid-Holocene Baltic Sea transgression along the coast of Blekinge, SE Sweden – ancient lagoons correlated with beach ridges. *GFF*, 126(3), p.257-272.

Internetiallikad

Rahvusarhiivi kaartide infosüsteem (vaadatud 03.05.2014):

<http://www.ra.ee/kaardid/index.php/et/map/viewImage?id=217045&page=1>

Maa-ameti geoportaal: Kõrgusandmed (vaadatud 13.04.2014)

<http://geoportaal.maaamet.ee/est/Andmed-ja-kaardid/Topograafilised-andmed/Korgusandmed-p114.html>

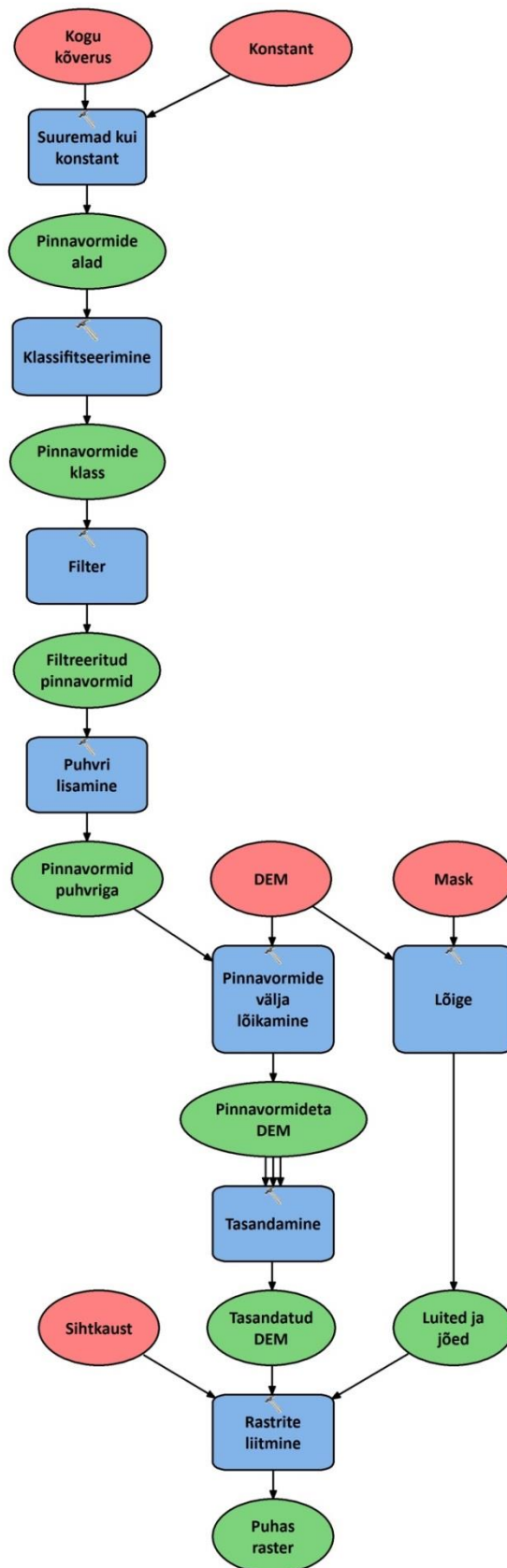
Jenness Enterprises: DEM Surface Tools (vaadatud 07.04.2014)

http://www.jennessent.com/arcgis/surface_area.htm

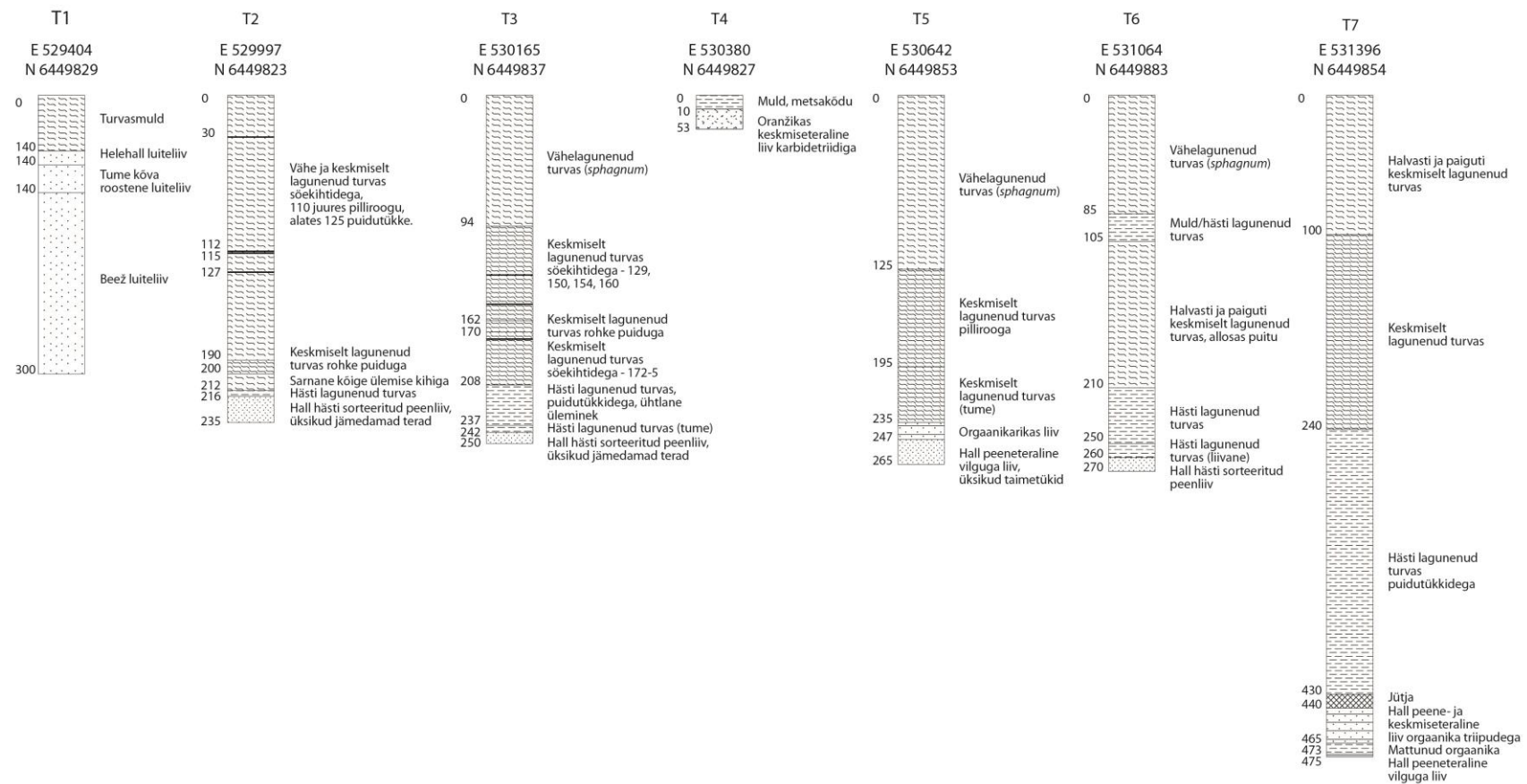
ArcGIS Resources: Curvature (vaadatud 08.04.2014)

<http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/009z/009z000000tw000000.htm>

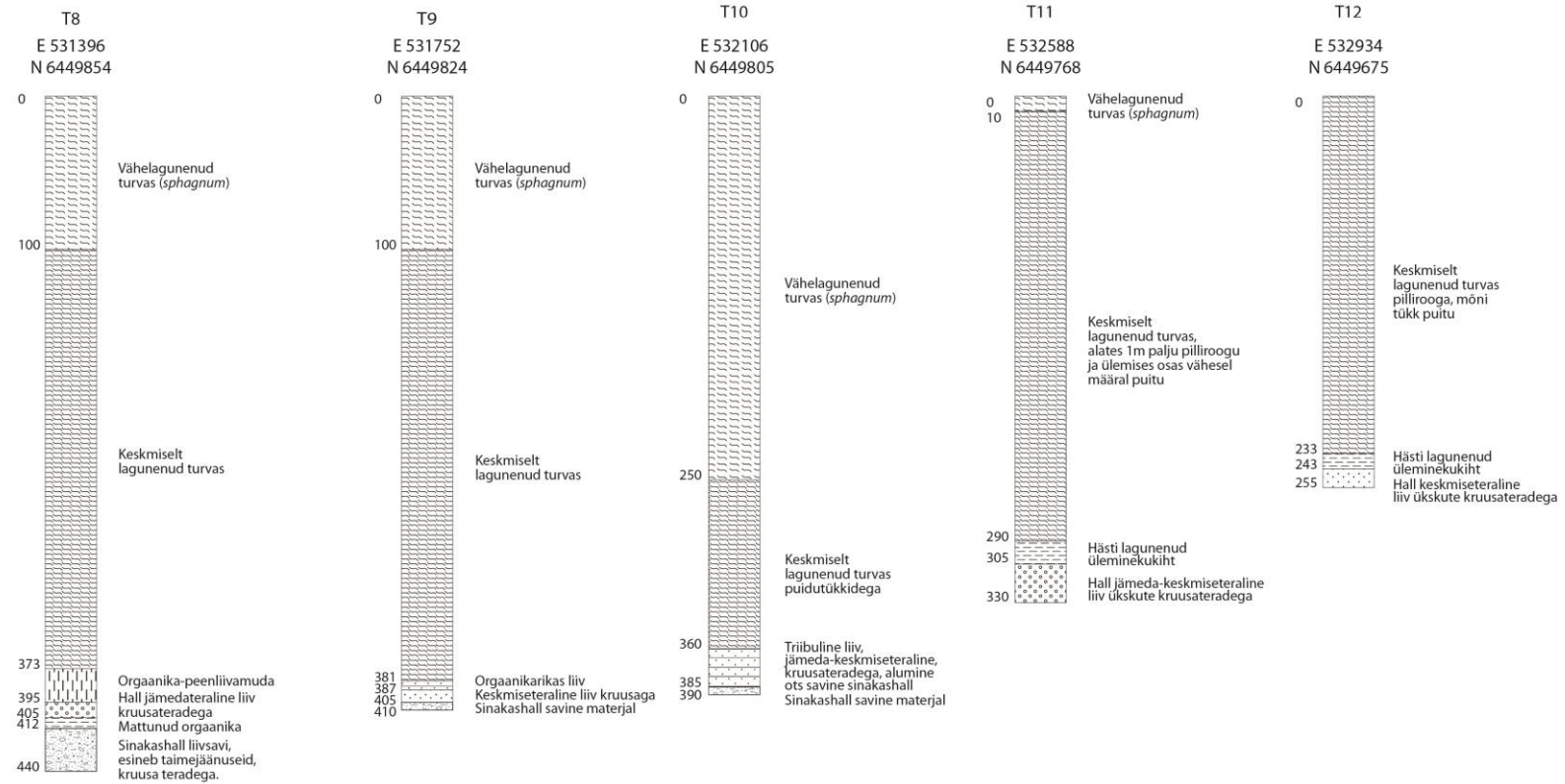
Lisad



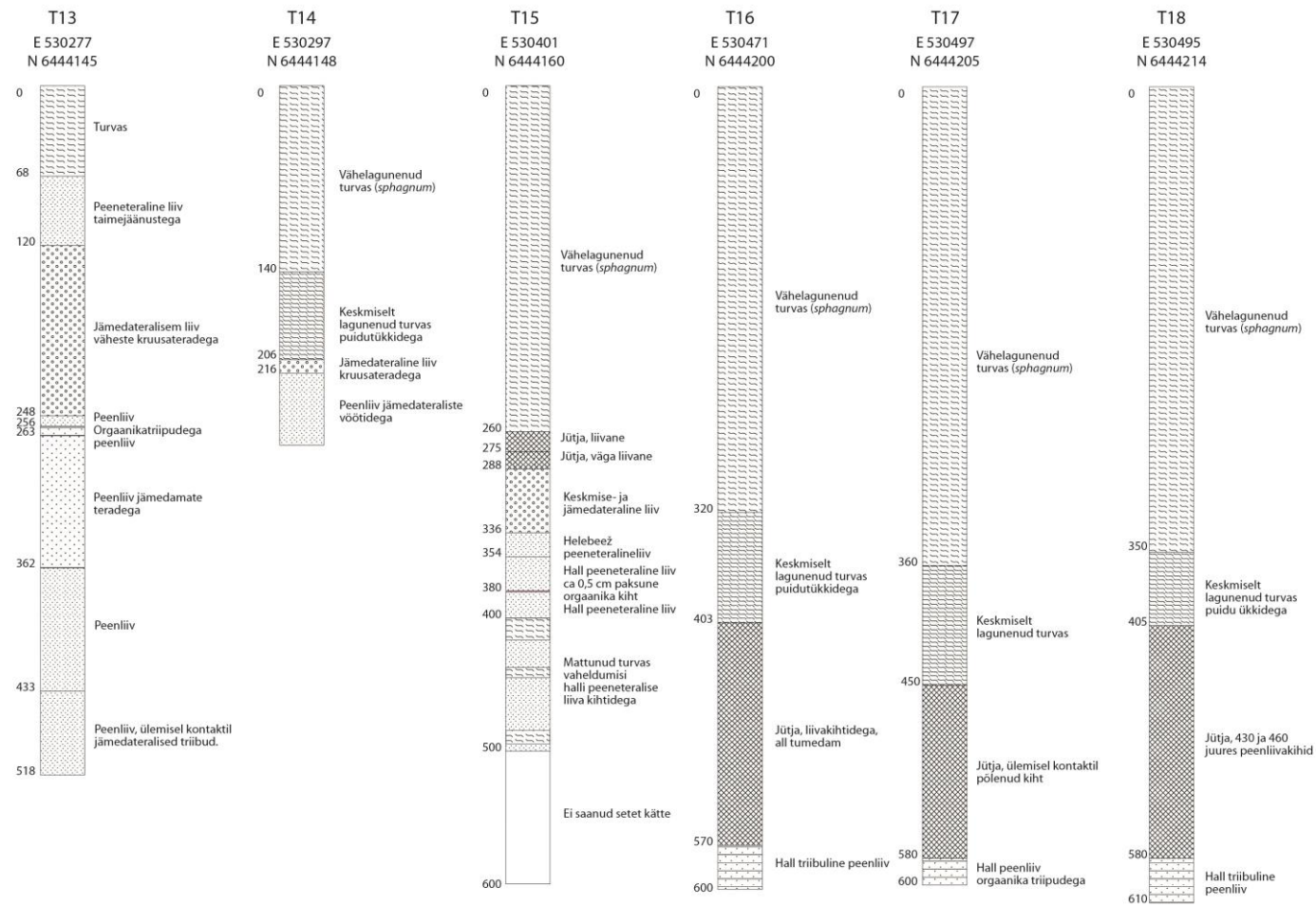
Lisa 1. Antropogeensete pinnavormide eemaldamise tööahel.



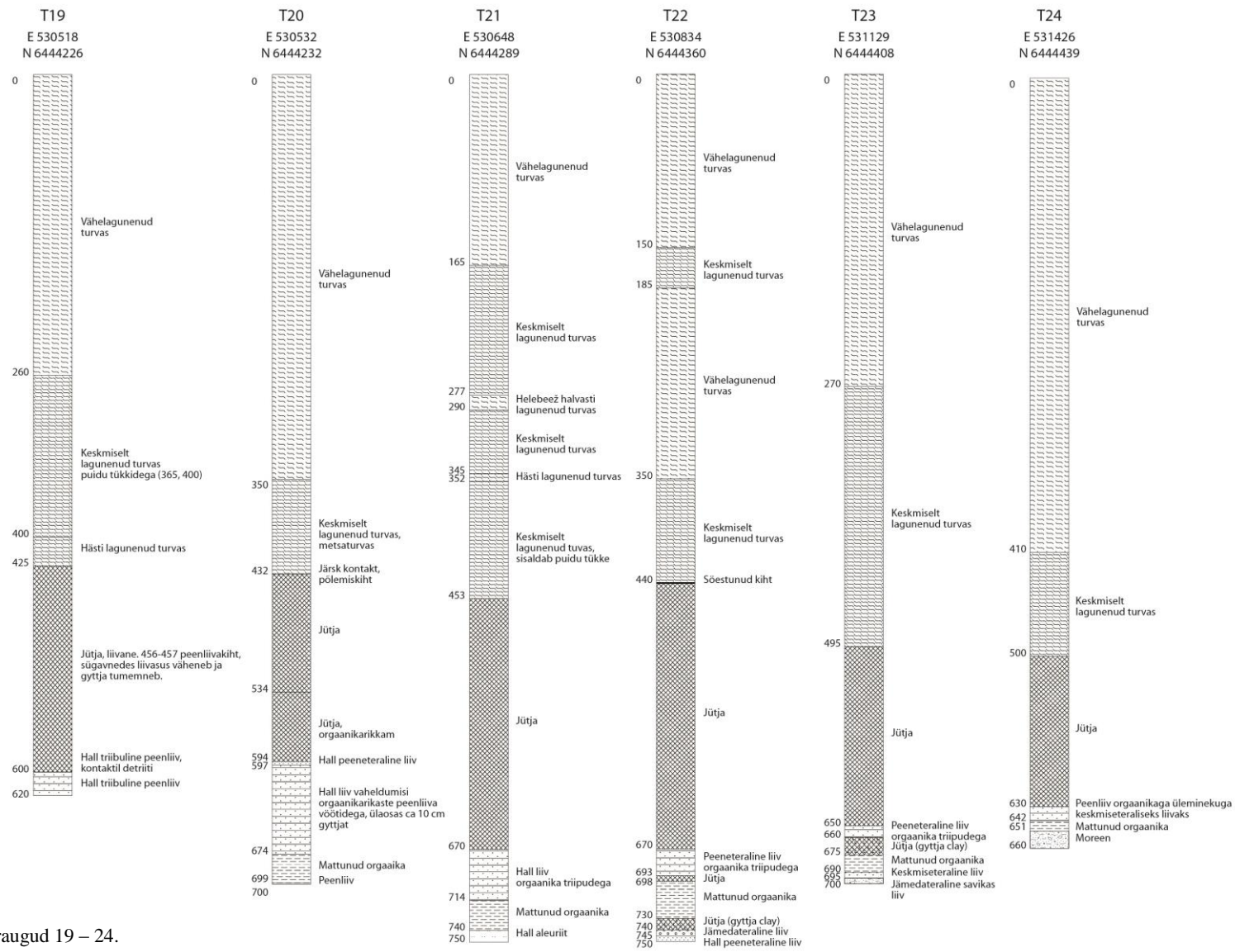
Lisa 2. Puuraugud 1 – 7.



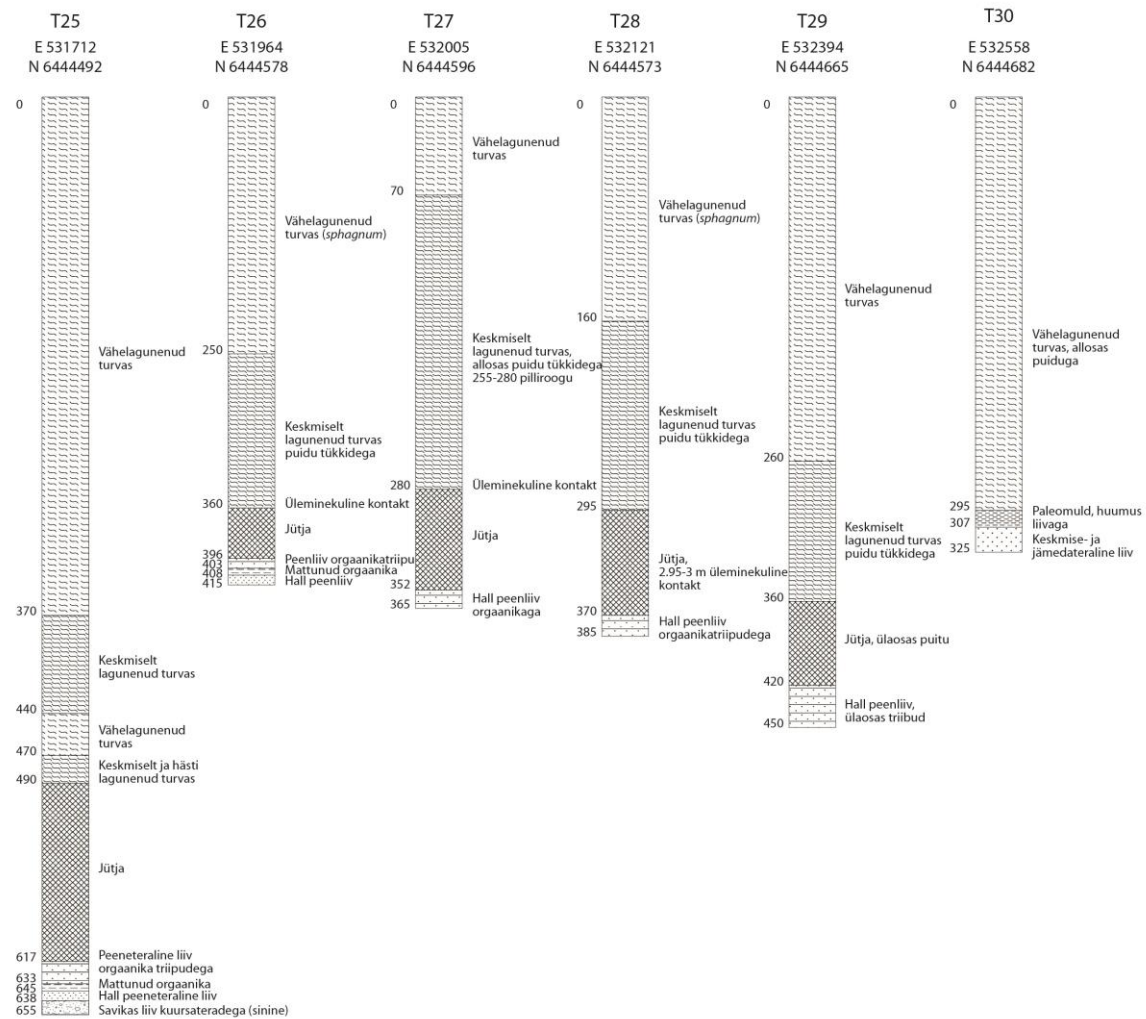
Lisa 3. Puuraugud 8 – 12.



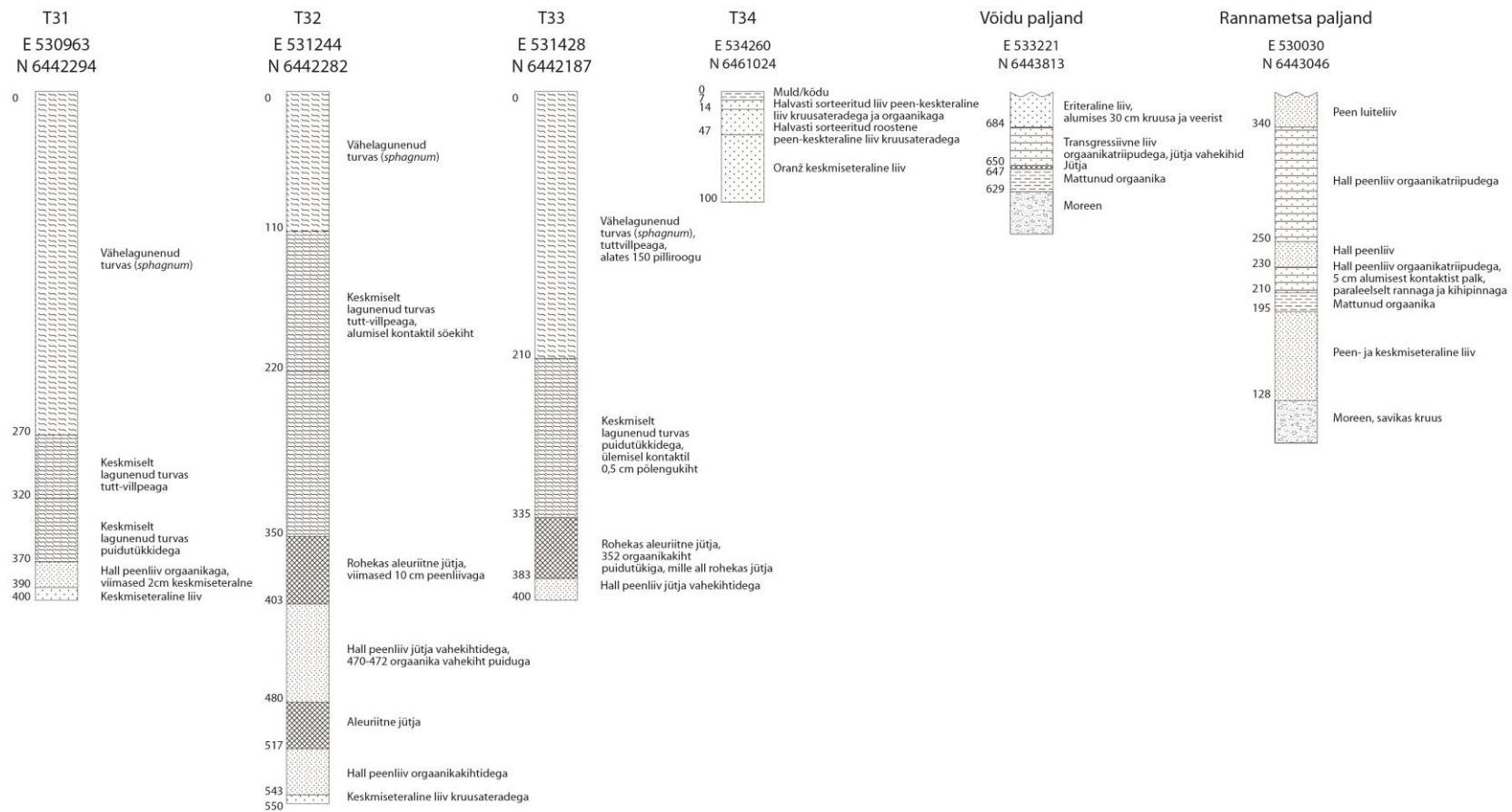
Lisa 4. Puuraugud 13 – 18.



Lisa 5. Puuraugud 19 – 24.



Lisa 6. Puuraugud 25 – 30.



Lisa 7. Puuraugud 31 – 34 ja kaldapaljandid. Kaldapaljandite kirjeldustel on kihtide түsedused kirjeldatud absoluutkõrguste kaudu.

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, Hando-Laur Habicht

(sünnikuupäev: 26.04.1988),

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose

Elukohavahetusest tingitud igapäevaste tegevusruumide suuruse muutused

mobiilpositsioneerimise andmetel,

mille juhendajad on Raivo Aunap ja Alar Rosentau,

1.1. reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil,

sealhulgas digitaalarhiivi DSpace'i lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja

lõppemiseni;

1.2. üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tartu Ülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas

digitaalarhiivi DSpace'i kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;

1.3. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile;

1.4. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega

isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartu, 20.05.2014