

Tartu Ülikool
Loodus- ja tehnoloogiateaduskond
Ökoloogia ja maateaduste instituut
Geoloogia osakond

Edgar Prass

**Glatsiofluviaalsete kulutusvormide kaardistamine ja analüüs Otepää kõrgustiku
piirkonnas**

Bakalaureusetöö

Juhendaja: PhD Argo Jõelett

Tartu 2014

Sisukord

1. Sissejuhatus	3
2. Ülevaade	4
2.1 Subglatsiaalne hüdroloogia ja survevoolu kulutatud orud.....	4
2.1.1 Survevoolu kulutatud orgude tunnused.....	4
2.1.2 Survevoolu kulutatud orgude tekkemehhanismid.....	5
2.2 Geoloogiline taust	7
3. Andmed ja meetodika.....	11
3.1 Aerolaserskaneerimine.....	11
3.2 Vooluveeliste pinnavormide eristamine tekkejärvi järgi.....	11
3.2.1 Surveliste vete poolt moodustatud orgude morfoloogia	12
3.2.2 Vabaveeliste orgude morfoloogia.....	12
3.2.3 Settelised pinnavormid.....	13
3.3 Kaardistamine	14
4. Tulemused.....	15
4.1 Survevoolu orud.....	16
4.2 Vabaveelised jääpaisjärvede vahelised orud	17
4.3 Muud seonduvad pinnavormid	18
5. Arutelu	19
5.1 Võhandu ülemjooksu ja Jõksi järve oru vastuolu	19
5.2 Hüpootees Kavilda orust.....	20
5.3 Tunneloru suudme tüübid	22
5.4 Hüpootees liustiku väikesest pealetungist Otepää ja Sakala staadiumite vahel.	24
5.5 Hüpootees ida-lääne suunaliste orgude tekkest läbi Sakala staadiumi piiril oleva seljaku	26
5.6 Hüpootees Agali järve ja oru tekkest	27
5.7 Tulemuste võrdlus mattunud orgudega.....	28
6. Järeldused	29
7. Kokkuvõte	30
8. Tänuavaldus.....	30
9. Kasutatud kirjanduse loetelu	31
10. Summary.....	33

1. Sissejuhatus

Mandrijää on kujundanud Eesti pinnamoe – kulutanud ulatuslikud nõod, kuhjanud mitmeid kõrgustikke ja taandumisel jätnud endast maha mitmekesise reljeefi. Reljeefi suurvormid on tuntud paljudele, kuid väikevormid või mattunud struktuurid vaid vähestele. Ajapikku on maapõues peituv meile paremini mõistetavaks saanud, kuid palju on veel selgitamist vajavat. Üks vähe uuritud teema on liustiku alused hüdroloogilised protsessid. Käesolev töö püüab anda ülevaate Otepää kõrgustikul ja selle läheduses valitsenud hüdroloogilisest olustikust mandrijää taandumisel. Kaardistatakse ja analüüsitakse liustikualuse survevõime poolt tekitatud orge ja liustiku taandumisega seotud vabaveelisi jääpaisjärvede vahelisi orge, kuid jäetakse tähelepanu alt kõrvale pärastjääaegsed jõed. Uurimise all on ka muud glatsiofluviaalse tegevusega seonduvad erosioonilised ja settelised pinnavormid nagu oosid, sandurid, mõhnad ja sõllid.

2. Ülevaade

2.1 Subglatsiaalne hüdroloogia ja survevoolu kulutatud orud

Subglatsiaalsete erosiooniliste orgude tekketeooria on juba vanem kui sajand (Kehew et al., 2012), kuid nende tekkeprotsessid on endiselt vaidlusalune teema. Levinumad hüpoteesid sisaldavad endas järk-järguliselt settematerjalise kujunevaid orgu taanduva liustikukeele all ja sulavee liikumist liustikukeele serva suunas. Hiljutiste tehnoloogiliste meetmetega on saanud võimalikuks paljude tunnelorgude tuvastamine nii kuival maal kui ka vee all piirkondades, kus hiljuti oli mandriliustik. Selgunud on ka orgude väga mitmekesine olemus. Lisaks on liustikualuse hüdroloogia parem modelleerimine ja mõõtmine aidanud mõista seal valitsevaid jõude ja protsesse. Need teadmised aitavad mõista liustikualuse põhjavee liikumise süsteeme, mis vett sealt välja juhivad.

Nii modelleerimine kui ka mõõtmised näitavad, et põhjavee liikumine on liustiku liikumisega samasuunaline. Hüpoteesid pakuvad tunnelorgude tekkemehhanismiks ka liustikualuste järvede äkilisi tühjenemisi, mis on tuntud jökulhlaupsidena (Björnsson, 2002). Skandinaavia jääkilbi orgude süsteemi nii maal kui merepõhjas on tuvastatud kolme viimase liustiku pealetungi aegadest. Vaatamata täienenud teadmistele nende asukohtadest, omadustest, setetest ja morfoloogiast on siiski palju küsimusi nende tekke kohta veel õhus.

2.1.1 Survevoolu kulutatud orgude tunnused

Liustikualuste orgude kindlaks tegemine põhineb neljal tunnusel:

- Orientatsioon (paraleelsed liustiku liikumise suunaga)
- Oru vertikaalsuunaline "lainetamine" pikki profiili vastavalt ümbritsevale reljeefile
- Suudmete paiknemine liustiku serval (või selle läheduses)
- Ooside ja sandurite esinemine.

Orientatsiooni ja pikisuunalist lainetamist põhjustab veele mõjuv rõhk, mida omakorda põhjustab liustiku pinnaprofiilist tingitud hüdrauliline gradient. Seetõttu on veel liustiku all sundvoolu kesksetelt paksu jääkattega aladelt liustiku serva suunas, kus rõhk on madalam. Liustiku liikumissuund on tüüpiliselt risti hüdraulilise gradiendi samaväärtusjoontega, ühtlasi näidates ka vee liikumise suunda liustiku all. Jääkilbi puhul algavad kujuteldavad jää

voolujooned jääkilbi keskosast ja liiguvad selle servade suunas radiaalselt. Need radiaalsed voolujooned on paraleelsed voorte, ooside ja muude liustikualuste pinnavormidega. Tunnelorgude võrgustike paralleelkorud moodustavad liustiku liikumisega samasuunalise oruvõrgustiku. Vaidlusalune on aga see, kas need paralleelkorud on samaealised või eriealised.

Liustikualuse vee rõhku mõjutab sellel lasuva ebaühtlase paksusega jääkihi reljeef, mitte liustikualune reljeef. Kuna liustik on ebaühtlase paksusega, on ka rõhk selle all ebaühtlane. Ebaühtlane rõhk põhjustab hüdraulilise gradiendi esinemist. Muutliku hüdraulilise gradiendi tõttu võib vesi voolata madalama rõhu suunas nii üles- kui ka allamäge. Selle tulemusena kujunevad pikiprofiilis lainetavad orud, mis kopeerivad liustikualust reljeefi. Voolamine madalama rõhu suunas eristab liustikualuseid survelisi orge vabaveelistest orgudest, milles vesi voolab raskusjõu mõjul alati alla suunal. Oru lõppemine otsmoreeni juures või selle läheduses on tugevaks tõendiks, et tegemist on olnud survelise vooluga. Oru suudmes esinevad ka sandurid, mis moodustuvad, kui voolukiirus pärast suuet oluliselt langeb.

2.1.2 Survelise vooluvee kulutatud orgude tekkemehhanismid

Varasemas kokkuvõttes grupeeriti (Ó Cofaigh, 1996) tunnelorgude tekkemehhanismid kolme kategooriasse.

- 1) liustikualuste setete deformatsioon
- 2) ajalis-transgressiivne moodustumine liustikukeele serva lähedal
- 3) katastroofiline moodustumine sulavee läbimurdmisel.

Esimest neist peetakse aeglaselt arenevaks. Deformatsioon toimub pehmete savirikaste setete veega küllastumisel kõrge vee rõhu tingimustes. Rõhu mõjul hakkavad need setted liikuma ja arenevad tunnelid, mis kannavad sulavett liustiku serva suunas (Boulton & Hindmarsh, 1987). Erosioon sellistes tunnelites laiendab ja süvendab neid suhteliselt suuremõõtmelisteks nende vooluhulga kohta.

Ajalis-transgressiivse voolukanali moodustumist liustiku serva lähedal võivad mõjutada mitmed mehhanismid. Liustiku sulamisest vabanenud pinnavesi liustiku taandumisel võib järkjärgult laiendada orge suudme läheduses. Teine mehhanism on võimalik liustikualuse kiilja igikeltsa olemasolul, mis hoiab sulavett selle taga lõksus. Sellisest igikeltsast läbi murdnud vesi võib kiirelt moodustada orge, mis liustiku serval lõppevad.

Kolmas Ó Cofaigh'i hüpotees tervikliku oru või orgude võrgustiku tekkeks on liustiku aluse järve äkiline tühjaks voolamine. Selle hüpoteesi pooldajad seostavad seda ka muude liustikualuste pinnavormide tekkega.

Pärast Ó Cofaigh'i 1996. aasta uurimust on mattunud orgude (nii maal kui merepõhjas) seismiliste profiilide uuringutes toimunud suured arengud. Kirjeldatud on (Huuse & Lykke-Andersen, 2000) mattunud orgude teket Põhjamere Taani ranniku lähedasemas osas erinevate glatsiaalsete ja mitte-glatsiaalsete protsesside valguses. Nii maismaaliste kui ka merepõhja orgude uuringutulemused liigitavad neid valdavalt kas stabiilse arenguga või katastroofiliseks tüübiks. Katastroofilised omakorda jagatakse väikesteks lokaalseteks sündmusteks, mille tulemuseks on üks org, ja suure ulatusega katastroofideks.

Eriarvamused esinevad ka nende voolusängide nimetamise osas. Eristatakse (Clayton et al., 1999) tunnelkanaleid (tunnel channel) ja tunnelorge (tunnel valley). Eristamine baseerub nende vooluhulga ja mõõtmete suhtvahekorra järgi. Tunnelkanali puhul on vooluhulk proportsionaalne kanali mõõtmetega ja tunneloru puhul on oru vooluhulk väike arvestades oru mõõtmeid.

Tunnelorg käesolevas töös on üldine termin, mis ei ole tekke-spetsiifiline. Juhul kui on tõendid lühiajalisest katastroofilisest tekkest ehk oru laius on selle ulatuses ühtlane ja oru mõõtmed on proportsionaalsed selle vooluhulgaga, siis nimetatakse seda tunnelkanaliks. Tunnelkanalid on valdavalt seotud vaid ühe liustiku staadiumi piiriga ja neil puuduvad harud. Samuti puudub tunnelkanalitel sisene stratigraafia, mis oleks mitme episoodilise erosiooni ja settimise tunnuseks. Tunnelkanalid ei pruugi ilmtingimata olla tekkinud katastroofilise sündmuse tagajärjel, kuid maksimumilähedase vooluhulga korral ei ole valitsevad tingimused stabiilsed (erinevalt tunnelorust), mistõttu on need sarnased katastroofilise sündmuse tagajärjel tekkinutega. Katastroofilise tekke tunnusteks on kanali suudmes esinevad rahnud, veerised ja väga jäme kruus või kanali algus potentsiaalsest liustiku aluse järve nõost (Kehew et al., 2012). Kui saab kindlaks teha, et toimunud on mitu erosiooni ja settimise tsüklit või on tõendeid, et org tekkis aeglaselt väikese vooluhulga tingimustes, siis viidatakse sellele kui tunnelorule.

Tunnelorud jaotatakse R-kanaliteks (Röthlisberger, 1972) ja N-kanaliteks (Nye, 1976). R-kanalid on suured kanalid, mis kannavad vett liustiku keskemalt alat serva suunas. Kanalid moodustavad ühinedes puuvõra-laadse või dendriitja kanalivõrgustiku. R-kanalid kulgevad basaalse jää sees, seetõttu seostatakse neid kõvakivimilise aluspõhjaga (Röthlisberger, 1972).

N-kanalid seevastu erodeerivad end liustiku alusesse pudedasse settesse või kivimisse (Nye, 1976). N-kanalite mõõtmed varieeruvad mõne meetrisest laiuselt ja sügavusest (Piotrowski, 1999) kuni sada meetrite sügavuse ja kilomeetrite laiuseni (Piotrowski, 1994).

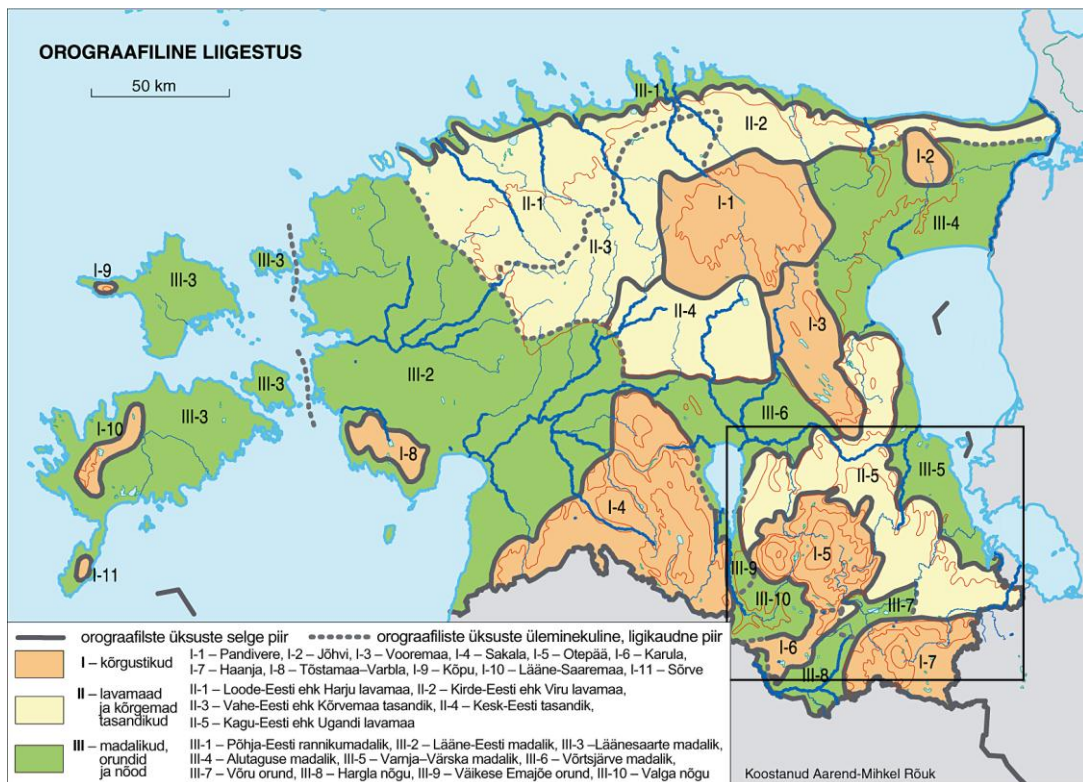
2.2 Geoloogiline taust

Uuritava piirkonna keskosa moodustab Otepää kõrgustik, millest põhja ja itta jääb Kagu-Eesti ehk Ugandi lavamaa (Joonis 1 ristkülikuga piiritletud ala). Lõunaosasse jäävad Väikese Emajõe orund, Valga nõgu, Karula kõrgustik, Hargla nõgu ja Võru orund. Kaugemasse idaossa jääb Varnja-Värskä madalik. Piirideks on põhjas Emajõgi, idas Peipsi ja Pihkva järvede nõod, lõunas Piusa-Võru-Hargla nõgu ja läänes Võrtsjärve nõgu ja Väike-Emajõgi.

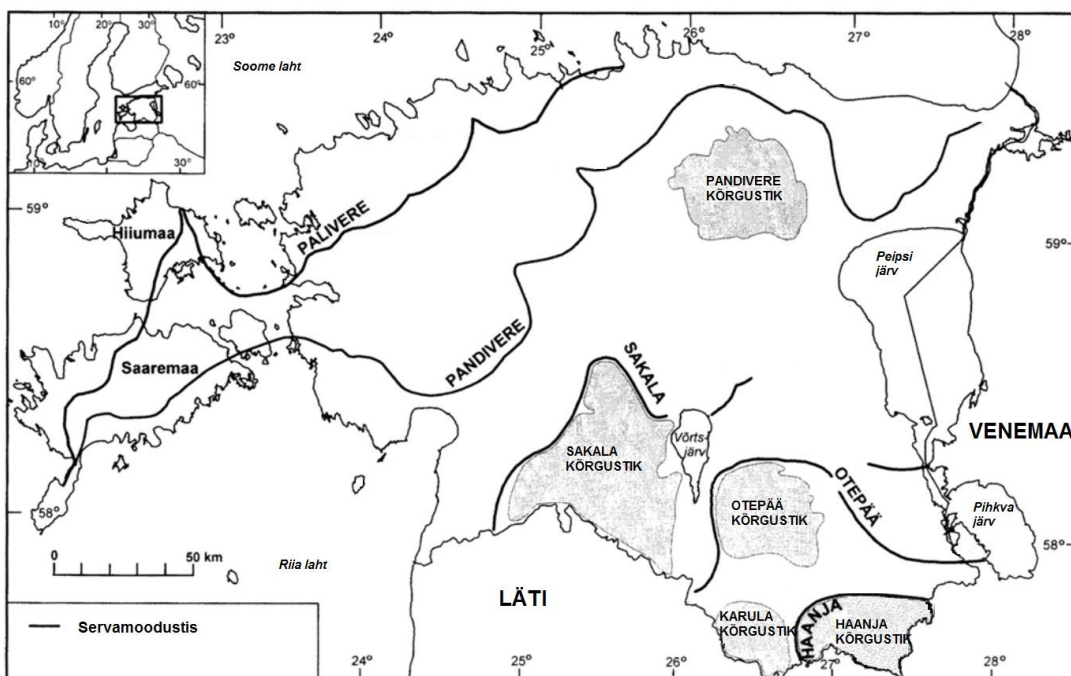
Tegemist on Devoni liivakivi avamusega, mida katavad varieeruva paksusega Kvaternaari setted (valdavalt liiv ja kruus). Karbonaatsete kivimite lähim avamus jääb uuringuala põhjaservast 50 km kaugusele põhja ja loodesse.

Otepää kõrgustikku piirab idast Peipsi järve nõgu. Järv on tänapäeval madal, keskmine sügavus 8 m, maksimaalne sügavus 15 m. Järve ümbritsevad tasandikud 30-45 m kõrgusel merepinnast, millel paiknevad üksikud kuni 80 m kõrgused pinnavormid. Nõgu on moodustunud Peipsi jääkeele kulutuse tõttu Ordoviitsiumi ja Devoni kivimitesse. Nõo piirid paiknevad 40-50 m kõrgusel merepinnast. Aluspõhja moodustava kivimi absoluutkõrgus nõo keskel on umbes 30 m, kuid nõo ümber 70-100 m.

Enamasti eristatakse Eestis ja Loode-Venemaal viite järgnevat liustiku taandumise staadiumit: Haanja, Otepää, Sakala, Pandivere ja Palivere (Joonis 2) (Raukas et al., 2004).



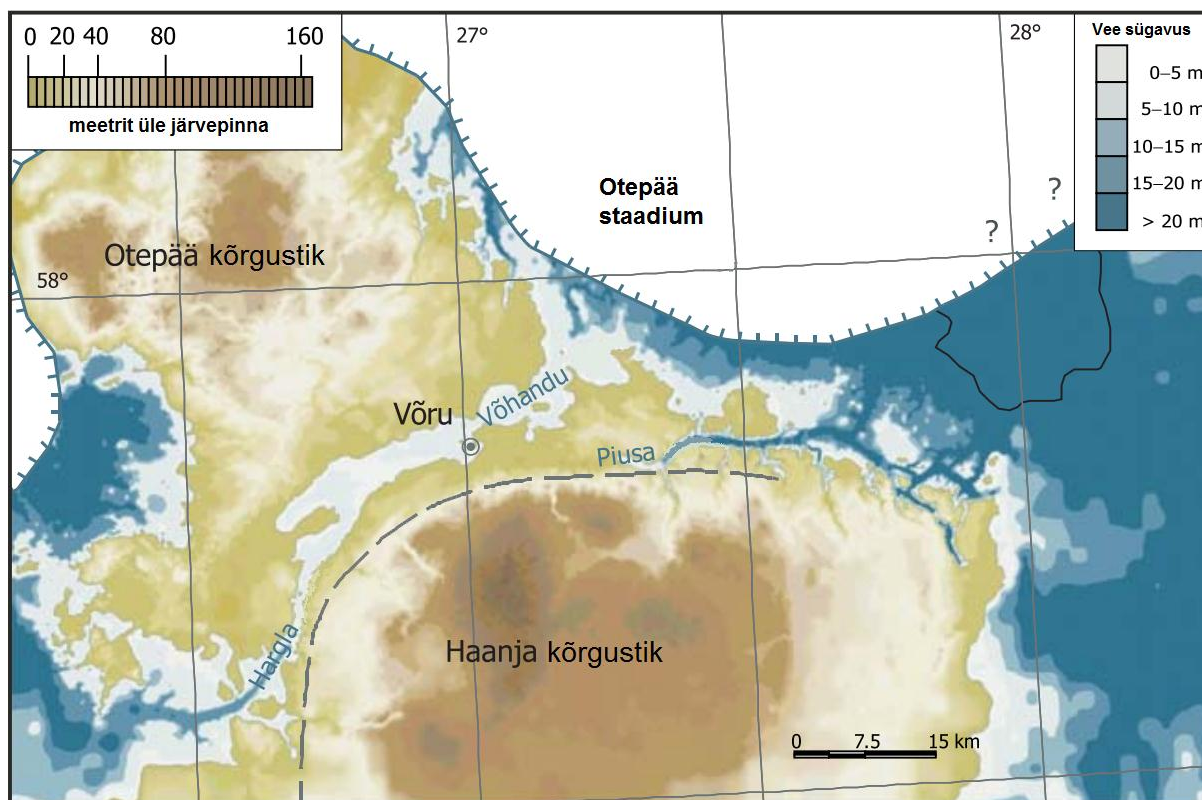
Joonis 1. Otepää kõrgustik (I-5), Karula kõrgustik (I-6), Kagu-Eesti ehk Ugandi lavamaa (II-5), Varnja-Väraska madalik (III-5), Võru orund (III-7), Hargla nõgu (III-8), Väikese Emajõe orund (III-9), Valga nõgu (III-10). Joonise koostanud Aarend-Mihkel Rõuk.



Joonis 2. Eesti kõrgustikud ja staadiumite piirid (Raukas et al., 2004 alusel)

Maakerget liustiku taandumisest tänapäevani on hinnatud korduvalt ning usaldusväärseks keskmiseks nende hinnangute põhjal on hinnatud (Rosentau et al., 2004) 5 cm/km kohta. Maksimaalse kerke asimuut on 326 kraadi. Kasutades kerke suurust, asimuuti ja hilisemate setete eemaldamist reljeefimudelilt on loodud (Rosentau et al., 2004) Peipsi jääjärve veetaseme mudelid (joonis 3). Nende mudelite täiendaval abil on võimalik käesolevas töös uuritavate orgude teket ja suhtelist vanust määratleda.

Viimase jäätumise ajal piirasid Otepää kõrgustiku piirkonda kaks peamist liustikukeelt. Idapoolsest liustikukeelest, mis voolas põhjast lõunasse mööda Peipsi nõgu, eraldus väiksem jääkeel, mis voolas mööda Võru-Hargla nõgu edela suunas. Kõrgustikust lääne pool Võrtsjärve nõos voolas teine põhja-lõuna suunaline liustikukeel, millest osa pärast kõrgustikust möödumist keeras kagusse ja ühines suurema Võru-Hargla nõo liustikukeelega Karula kõrgustiku piirkonnas.



Joonis 3. Veetase Peipsi jääjärves Otepää staadiumi ajal pärast Piusa oru veelahkme teket kõrgusel 75 m ü.m.p. (Rosentau et al., 2004)

Viimase ehk Hilis-Weichseli (ka Visla, Valdai) liustiku taandumist selle maksimaalse ulatuse piirilt on ajaliselt jaotatud Daniglatsiaal (20000-13000 aastat tagasi), Gotiglatsiaal (13000-10000 aastat tagasi) ja Finiglatsiaal (10000-7500 aastat tagasi) (De Geer, 1912). Liustiku

taandumine ajavahemikus 20000-7500 aastat tagasi vastab selle taandumisele maksimumleviku piirilt Põhja-Valgevenes ja Valdai kõrgustikul kuni täieliku kadumiseni Põhja-Skandinaaviast. Mandrijää häbumine toimus eri staadiumites ning eri piirkondades väga erinevalt. Hilis-Weichseli jäätumise algul taandus liustik keskmiselt 110-120 m aastas (Raukas, 2009). Sellise kiirusega taandus jää Läänemere keskosast, Lõuna-Rootsist ja Eestist. Hiljem, kui jääst vabanesid Soome ja Rootsi (Finiglatsiaali periood), oli jää paksus varasemaga võrreldes õhem ning liustiku taandumise kiirus suurem.

Esimene taandumise staadium, mis Eestit puudutab, on Haanja staadium (15700-14700 aastat tagasi). Selle käigus kujunes välja Haanja kõrgustiku reljeef, kõrgustiku keskses osas paiknes irdjää, mis jäi Peipsi-Pihkva ja Võrtsjärve jäävoolude vahele. Haanja staadiumi ajal ja Haanja kõrgustiku kui liustiku liikumist takistava pinnavormi tõttu eraldus Peipsi jäävoolust väiksem osa. See osa liikus mööda praegust Võru-Hargla nõgu edelasse jõudes välja praeguse Karula kõrgustikuni, kus see kohtus Võrtsjärve jäävooluga ja moodustus suur irdjää massiiv. Karula kõrgustiku moodustumine algas Haanja staadiumil ja lõppes Otepää staadiumil. Otepää staadiumil ei tunginud jää enam Võru-Hargla nõkku ja jäävabaks jäi enamuse Pihkva järve nõost. Irdjääga oli kaetud Karula ja Otepää kõrgustik ning Sakala kõrgustiku lõunaosa. Võrtsjärve nõo jääkeel ulatus kuni Karula kõrgustikuni.

3. Andmed ja metoodika

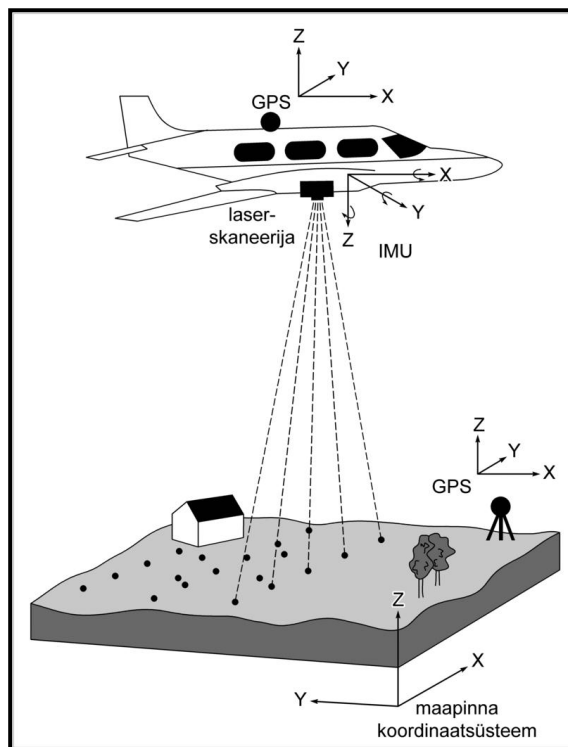
3.1 Aerolaserskaneerimine

Alusandmestikuna on kasutatud Maa-ameti aerolaserskaneerimise kõrguspunktide kogumi alusel moodustatud maapinna reljeefimudelit. Aerolaserskaneerimine toimus lennukilt, mis lendas umbes 2400 m kõrgusel. Aerolaserskanner on seade, mis saadab maapinna suunas laserimpulsse ja mõõdab nende tagasi peegeldunud signaale (Joonis 4). Skanneri välja saadetud impulsil on üks või enam peegeldust, millest viimane (vahel ka ainus) on peegeldus maapinnalt. Sõltuvalt tagasi peegeldumisele kulunud ajast arvutab arvuti selle punkti kauguse ja suuna lennukil olevast skannerist. Lennuki asukoht on kindlaks määratud GPS süsteemi alusel.

Maa-ameti andmetele on saadud maapinna kõrguspunktide tihedus keskmiselt 0,21 punkti ruutmeetri kohta ja vertikaalne täpsushinnang kontrollmõõtmistel jäi vahemikku +/- 0,34 m.

Sõltuvalt maismaa/mere osakaalust jääb ühele ruutkilomeetrile kuni 1,4 miljonit kõrguspunkti, kuid keskmiselt 455000 kõrguspunkti. Käesolevas töös uuritava ca 7200 ruutkilomeetrise piirkonna kohta on see umbes 1,5 miljardit kõrguspunkti, mida on rohkem kui vajalik eesmärgi täitmiseks. Seetõttu on neist tehtud lihtsam 5 m punktivõrgustikuga kõrgusmudel, milles on umbes 300 miljonit kõrguspunkti, ning mis oli käesoleva töö algmaterjaliks.

Joonis 4. Aerolaserskaneerimise põhimõtte ja mõõdistussüsteemi osad (Lillesand & Kiefer, 1994 alusel)



3.2 Vooluveeliste pinnavormide eristamine tekkeüübi järgi

Käesolev töö kaardistab ja analüüsib liustikualuse surveelise vooluvee tekkega orge ja liustiku taandumisega seotud vabaveelisi jääpaisjärvede vahelisi orge, kuid jätab tähelepanu alt

kõrvale pärastjääaegsed jõed. Uurimise all on ka muud glatsiofluviaalse tegevusega seonduvad erosioonilised ja settelised pinnavormid nagu oosid, sandurid, mõhnad ja sõllid.

3.2.1 Surveliste vete poolt moodustatud orgude morfoloogia

Liustikualuse vee liikumise suuna määrab liustiku serva suunas langev rõhk. Sellest tulenevalt võib eeldada, et ka surve vee poolt kulutatud orud on liustiku liikumise suunaga enam-vähem paralleelsed. Kõrvalekalded liustiku liikumise suunast, ei tohiks ületada mõnikümmend kraadi. Voolamisel liustiku serva madalama rõhu suunas järgib vool reljeefi madalamaid vagumusi, kuid võib surve mõjul ületada ka kõrgemaid reljeefi osi. Voolukanal moodustub, kui piirkonnas tekib piisavalt kõrge rõhk deformeerimaks liustikualust pinnast panemaks selle liikuma ja luues kanali, mille kaudu ära voolava vee tõttu piirkonnas rõhk langeb. Langenud rõhu tingimustes ei saa sama protsess uuesti korduda lähikonnas (moodustunud oru n.ö. valglas). Sellest tulenevalt määrab liustikualuste voolukanalite tiheduse samuti rõhk ja pinnase veejuhtivus. Ühtlase jääkihi paksuse ja tasase reljeefi korral moodustuvad seega üksteisega enam-vähem paralleelsed ja ühtlase vahekaugusega voolukanalid. Sellest kujuneb paralleelne orgude süsteem, kus orud võivad pikalt kõrvuti kulgeda, kuid mitte ühineda. Tunnelorgude tunnuseks on ka pikiprofiilis lainetamine, mis tuleneb läbitava liustiku aluse reljeefi järgimisest. Enamik tunnelorge lõppevad liustiku serval või selle vahetus läheduses sanduriga (Kehew, Piotrowski & Jørgensen, 2012).

3.2.2 Vabaveeliste orgude morfoloogia

Uuritavas piirkonnas saab pärast liustiku taandumist moodustunud jõgede orge eristada mitme omaduse alusel. Kuna vabaveelised voolud alluvad gravitatsioonile, mitte rõhu langusele, siis on nende pikiprofiil suudme suunas alati langev. Piirkonna keskosas, kus paiknevad tänapäevaste jõgede ülemjooksud on reljeef suhteliselt suure languga. Sellest tulenevalt on ka nende jõgede vool ülemjooksul kiire ja erosioon, eelkõige põhjast, tugev. Seetõttu on nende orgude tunnuseks ka suhteliselt suur sügavus. Alamjooksudel on lang väga väike ja toimub eelkõige kaldaerosioon, mille tulemuseks on laiad lammorud meandreeruva jõesängiga. Kuna voolu suunda ei määra liustiku serva suunas langev rõhk, vaid gravitatsioon, võib eeldada tänapäevaste jõgede uuringuala kõrgemast keskosast eemale voolamist.

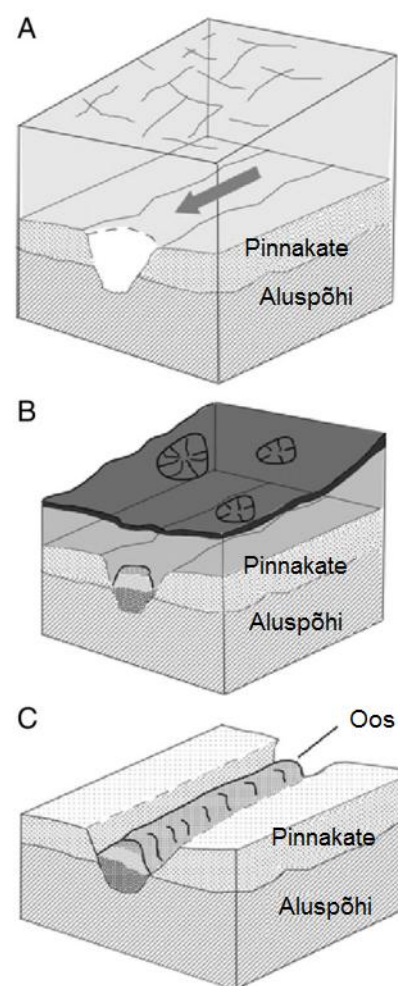
3.2.3 Settelised pinnavormid

Orgudes toimuvale erosioonile vastukaaluks peab toimuma ka settimine, mis toimub kui voolu kiirus aeglustub. Valdavalt leiab see aset suudme lähedases piirkonnas, kuhu moodustub kas delta või sandur. Settimine on võimalik ka orus, kus voolu kiirus aeglustub või voolu hulk väheneb, sellisel juhul toimub settimine oru sisse. Liustikualuses orus, kuhu jää aeglaselt sisse voolates voolukanali läbimõõtu vähendab toimub märkimisväärne vooluhulga vähenemine.

Liustiku serva taandumisel taandub koos sellega ka suue. Kuna suvel on sulamine kiirem, on ka suudme kaudu välja kantud settehulk suurem ning suudme taganemine kiire erinevalt talvest, kui liustiku serv kas seisab paigal või tungib peale. Järk-järgulise taandumise tulemusena jäävad suudmete asukohti märkima välja kantud setete sandurid või oosid. Neisse setetesse mattub ka surnud jääd, mille sulamisel moodustub mõhnadest ja söllidest koosnev reljeef.

Oosi moodustumist tunnelorgu selgitatakse (Woolever, 2008) sündmustikuga, kus katastroofilise voolu poolt või mõnel muul põhjusel moodustunud suures tunnelorus voolu hulk märkimisväärselt väheneb. Seejärel hakkab basaalne jää pealt ja külgedelt moodustunud orgu voolama vähendades selle mõõtmeid (Joonis 5). Kitsenenud orus toimuva vähese energiaga voolu tingimustes hakkab toimuma settimine. Esmalt settivad suuremad veerised ja kruus, seejärel juba liiv, aleuriit ja savi. Kui enam voolu pole sulgeb jää oru täielikult. Jää sulamisel jääb orgu täitvast settest alles oos. Oos omakorda on kindlaks tunnuseks, et org kuulus jääalusele surveleisele voolule. Vabaveelises orus pole oru keskele oosi tekkimine võimalik.

Joonis 5. Oosi moodustumine liustikualusesse orgu. (Woolever, 2008 alusel) A Pinnakattesse (ja aluspõhja) moodustub org. B Vooluhulga vähenedes hakkab jää orgu voolama, oru mõõtmed ahenevad ja voolu kiirus väheneb veelgi. Aeglustunud vähese energiaga voolus toimub settimine. C Lõpuks sulgeb jää oru täielikult. Pärast jää sulamist jääb orgu täitvast settest alles oos.



3.3 Kaardistamine

Kaardistamine toimus aerolaserskaneerimise andmetest loodud kõrgusmodellilt.

Kõrgusmodelit kasutati kahel kujul – mustvalge reljeefivarjutusena ja värvilise absoluutkõrgusmodellina. Reljeefivarjutus tõi paremini esile ainult järsemad nõlvakalded, kuid praktilisemaks mudeliks osutunud absoluutkõrgusmodell tõi esile kõik kõrgusmuutused.

Hinnanguliselt lubas see eristada edukalt vähemalt 1 m suurusi kõrguserinevusi. Alla 1 m muutus aerolaserskaneerimise ebatäpsustest ja mikroreljeefist tulenev „müra“ segavaks luues mulje ebaühtlasest reljeefist.

Esmalt kaardistati vaadeldes korraka suuremaid absoluutkõrgusvahemikke (30-60 m ü.m.p., 60-90 m ü.m.p., 90-120 m ü.m.p. jne) kohandades reljeefimudeli värvipaletti vastavaks.

Eristamiseks väiksemaid kõrguserinevusi vaadeldi 10 m kõrgusvahemikke (30-40 m ü.m.p., 40-50 m ü.m.p. jne). Tagamaks, et vahemike piirimail olevad detailid märkamata ei jääks kaardistati veel ülekattega, kus uuritava kõrgusvahemiku keskmesse jäi varasem vahemike piir (35-45 m ü.m.p., 45-55 m ü.m.p. jne). Kitsamate kõrgusvahemike kasutamine ei andnud paremat tulemust. Orgude laiuste ja sügavuste mõõtmiseks kasutati MapInfo lisa Vertical Mapperi tööriista Cross Section. Laius mõõdeti oru nõlvalt nõlvale. Sügavust mõõtes jäeti tänapäevaste sügavate kraavide või ojade sügavus arvestamata ja mõõdeti üldist oru põhja ja ümbritseva reljeefi kõrgusvahet. Kõik objektid kaardistati joonobjektina.

Kaardistamise käigus eristati 5 liiki objekte.

- Survelise vooluvee tekkega orud (laius ja sügavus mõõdeti ning märgiti tabelisse)
- Vabapinnalised jääpaisjärvede vahelised ja liustiku sulavete orud (laius ja sügavus mõõdeti ning märgiti tabelisse)
- Survelise vooluvee tekkega orgude suudmete settelised pinnavormid
- Vagumused, mille puhul on raske otsustada, kas tegemist on oruga või mitte. Selgepiirilisi kaldaid ja sügavust polnud võimalik üheselt määrata.
- Orud, mille tekkepõhjus pole selge, kuid mõõtmed on määratavad.

4. Tulemused

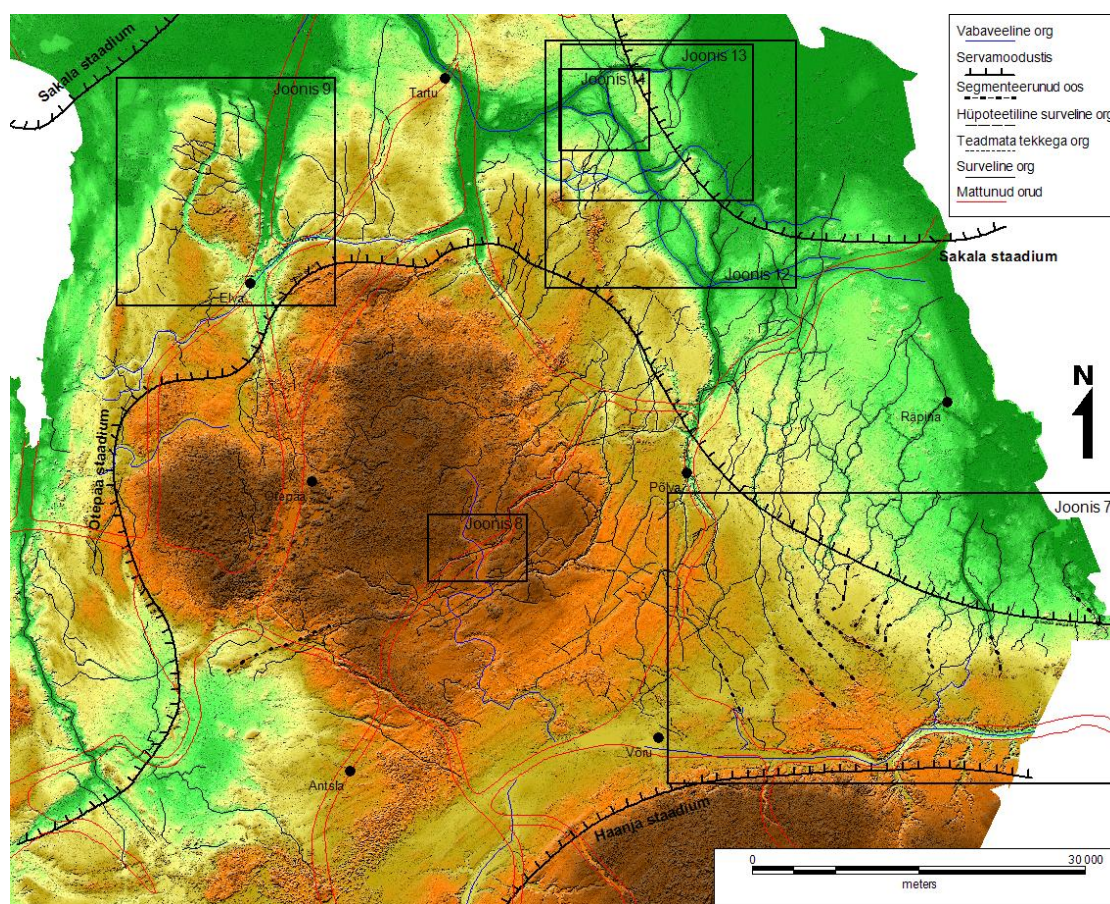
Kaardistamise käigus tuvastati 390 joonobjekti surveelse vooluvee tekkega orgudena kogupikkusega 1454 km, millel mõõdeti laiused vahemikus 50-1500 m (keskmine 208 m) ja sügavused 1-35 m (keskmine 6,6 m). Kui ühe oru piires mõõtmelised märkimisväärselt varieerusid eristati erimõõtmelised lõigud eraldi joonobjektidena.

Vabaveelise vooluvee tekkega orgudena kaardistati 24 joonobjekti kogupikkusega 325 km, laiustega 200-1800 m (keskmine 725 m) ja sügavustega 3-30 m (keskmine 10,9 m).

Kaardistati 12 surveelse vooluvee tekkega oru suudmete taandumisest tekkinud settekuhjade ahelat (segmenteerunud oosi).

Lisaks kaardistati 58 võimalikku surveelse vooluvee tekkega orulõiku kogupikkusega 167 km, millel laiust ja sügavust üheselt määrata polnud võimalik.

Selgusetuks jäi 20 orulõigu teke. Nende kogupikkus 63 km, laiused 75-300 m ja sügavused 4-10 m.



Joonis 6. Kaardistatud pinnavormid. Lisaks staadiumid ja mattunud orud.

4.1 Survelise vooluvee orud

Survelise vooluvee poolt kulutatud orgude laiused on vahemikus 50-1500 m (vahemikku 100-300 m jääb ~77% orgudest, keskmine laius ~208 m) ja sügavused on 1-35 m (vahemikku 1-10 m jääb ~90% orgudest, keskmine sügavus ~6,6 m). Suurusproportsioonidelt ei eristu selget laiuse ja sügavuse vahelist suhet. Eksisteerivad väga varieeruvad laiuse ja sügavuse kombinatsioonid. Oru ristiprofiili tüübina domineeris tugevalt U-profiil. Erinevalt laiusest ja pikkusest, mis mõõdeti ja kanti tabelisse ei tehtud kaardistamisel eraldi statistikat profiili tüübi alusel. Levinud on ka W-profiil, mille puhul on oru keskel lõiguti mõne kuni paarikümne meetri kõrgune oos. W-profiil esineb ainult suurematel orgudel, mille laiused on vähemalt 250 m. Survelise tekkega orgude puhul sätkorulikku V-profiili ei esinenud.

Negatiivsetele pinnavormidele omaselt täidavad paljude orgude nõgusid vähemal määral, rohkemal määral või täielikult järved, rabad ja setted, mis teevad nende tõelise sügavuse määramise võimatuks aerolaserskaneerimise andmetelt. Seega käesolevas töös on käsitletud näilisi sügavusi.

Kaardistatud orulõigud on katkendlikud mitmel põhjusel. Madalamatel absoluutkõrgustel olevad piirkonnad on olnud jääpaisjärvede põhjaks, kus lainetus ja setete sissekanne on orge setetega täitnud. Tervel uurimuslal on levinud ka orgude täitumine turbaga. Seetõttu lõppevad mitmed kaardistatud orud raba serval, kuid vahel jätkuvad raba teisel serval.

Uuringuala kirde, ida ja kaguosas moodustub katkestustele vaatamata suhteliselt tihe ja selge orgude võrgustik, mille suund iseloomustab jääkeelte liikumissuundi. Seevastu uuringuala lääneosas on kaardistatud orge vähe. Lääneosast suure osa moodustab Võrtsjärve madalik, kus madalamal kui 50 m ü.m.p. orge eristada pole võimalik, sest seal domineerivad sood ja rabad. Samuti on madalam ala olnud Võrtsjärve põhjaks. Eristatavad orud puuduvad ka kõrgemal kui 110 m ü.m.p, kus on tegemist irdjää sulamisel tekkinud kuppelmaastikuga. Kõrgustikust läänes madalama ja kõrgema ala vahele jääv kõrgusvahemik 50-110 m ü.m.p. on kitsas kuni 7 km laiune põhja-lõuna suunaline riba. Selles piirkonnas on kaardistatud umbes 40 survele tekkega orulõiku. Üksikuid orukatkeid esineb ka kõrgustiku kõrgemas osas, kuid nende usaldusväärsusesse tuleb suhtuda skeptiliselt. Kaardistatud orgude leidumine on kooskõlas orograafilise liigestusega. Suur enamus kaardistatud orge paikneb Kagu-Eesti ehk Ugandi lavamaal ja ainult üksikud kõrgustikel ja madalikel.

Endiste tunnelorgude kaardistamisel reljeefimudelilt ilmneb nende paralleelsus liustiku liikumise suunaga. Paralleelsuses esineb ka mõningaid väikeseid kõrvalekaldeid. Tunnelorud

on korduvalt sāngi vahetanud, kuid jāādes siiski varasema sāngiga paralleelseks. Esmapilgul nāiline hargnemine vōib tegelikkuses olla kaks eriaegset sāngi. Esineb sageli ka kahe paralleelse oru liitumist. Sāngid on sirged, looked on harvad ja vāikesed.

4.2 Vabaveelised jāāpaisjārvete vahelised orud

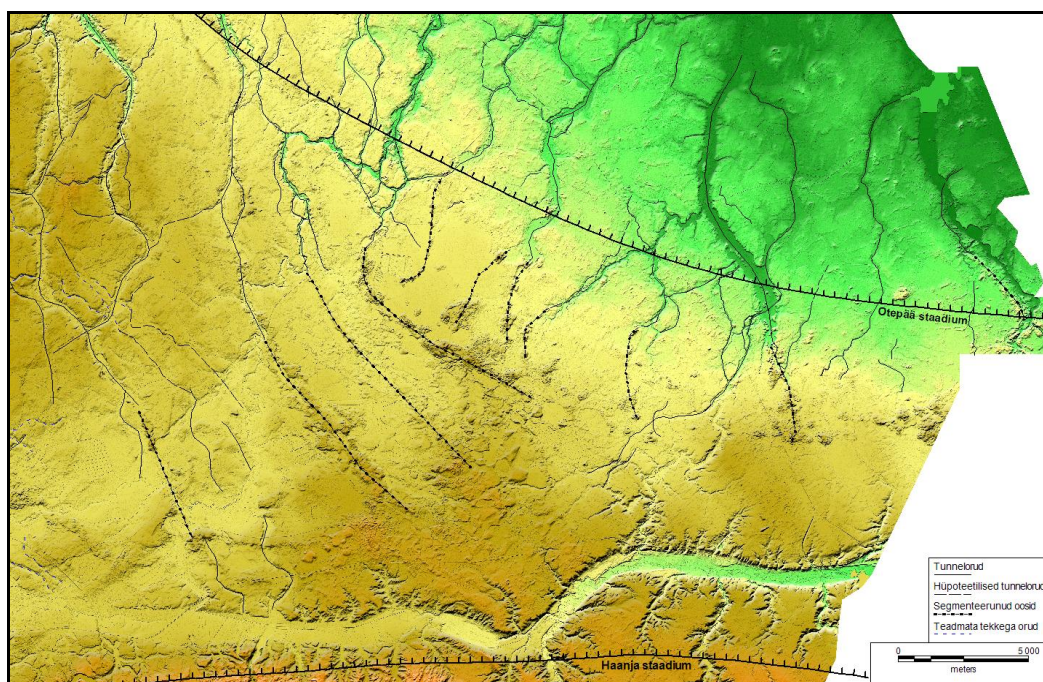
Vabaveelise tekkega orgudena kaardistati 25 joonobjekti kogupikkusega 355 km. Nende orgude laiused on vahemikus 200-1800 m ja sūgavused vahemikus 3-30 m.

Kaardistatud orud on reljeefis kergesti eristatavad ja moodustavad terviklikud ūhendused veekogude vahel. Mitte ūkski kaardistatud org ei ole katkendlik ega hāvinud. Ristiprofiili poolest on kōik orud tasasepōhjalised ja laia lammiga. Orgude sūgavus on alates 3 meetrist kuni 30 meetrini, kuid keskmine sūgavus on ~12 m. Keskmine laius on ~700 m. Laiuse ja sūgavuse suhted varieeruvad vāga suurel māāral vahemikus 360:1 kuni 23:1, kuid keskmine on umbes 88:1.

Vabaveeliste orgude puhul tulevad selgelt esile nende suhtelised vanused nii ūksteise kui ka surveleise vooluvee orgude suhtes. See omakorda lubab māārata nende suhtelisi vanuseid liustiku pealetungide suhtes. Holotseeni aegseid vabaveelisi orge eristab nende meandreerumise ja liustiku voolu suhtes mitte-paralleelsuse poolest. Sageli on kōrgustikust idas vabaveelise voolu suund varasemale surveleisele voolule vastupidine, kuna reljeef on kallakusega kirde (Peipsi jārve nōo) suunas. Mitmed tānapāevased jōed voolavad kunagi surveleise vooluvee poolt erodeeritud orgudes, kuid on neid erosioonibaasi langemise tōttu mārkimisvāārselt sūgavamaks erodeerinud. Turba teke nōgudes on samuti paljud orud taitnud.

4.3 Muud seonduvad pinnavormid

Uuringuala kaguosas, Piusa orust põhjas, lõppevad 11 survealise tekkega orgu ebakorrapärase positiivsetest ja mõnest negatiivsest pinnavormist koosnevate ahelikega (joonis 7). Need ahelikud grupeeruvad kahte rühma. Läänepoolsem koosneb neljast loode-kagu suunalisest paralleelsest 5-10 km pikkustest ja idapoolsem seitsmest kirde-edela (põhja-lõuna) suunalisest paralleelsest (radiaalsest) 2-5 km pikkusest pinnavormide reast. Mõlema ahelike rühma siseselt on ahelike algused ja lõpud enam-vähem ühel joonel. Kõik ahelikud on jätkuks tunnelorule.



Joonis 7. Kaks gruppi segmenteerunud oose, mis on jätkuks tunnelorgudele.

5. Arutelu

Orud varieeruvad oma morfoloogialt väga suures ulatuses, mistõttu pole võimalik neid kõiki ühe tekkemehhanismi, suurusproportsioonide või vooluvee hulgaga iseloomustada, kuid mõningad iseloomustatavad omadused neil siiski on.

Tulenevalt R-kanalite (Röthlisberger, 1972) ja N-kanalite (Nye, 1976) definitsioonidest on uuringuala tunnelorgude klassifitseerimine keeruline. Kindel on see, et kaardistatud orud on N-kanali tüüpi. Kuid kuna R-kanalid pärast jää sulamist enam eristatavad pole, ei saa ka nende olemasolu välistada. R-kanaleid seostatakse enamasti kõvakivimilise aluspõhja, mida piirkonna aluspõhja moodustav Devoni liivakivi ei ole. Kvaternaari moreenis on N-kanalite tekketingimused soodsad.

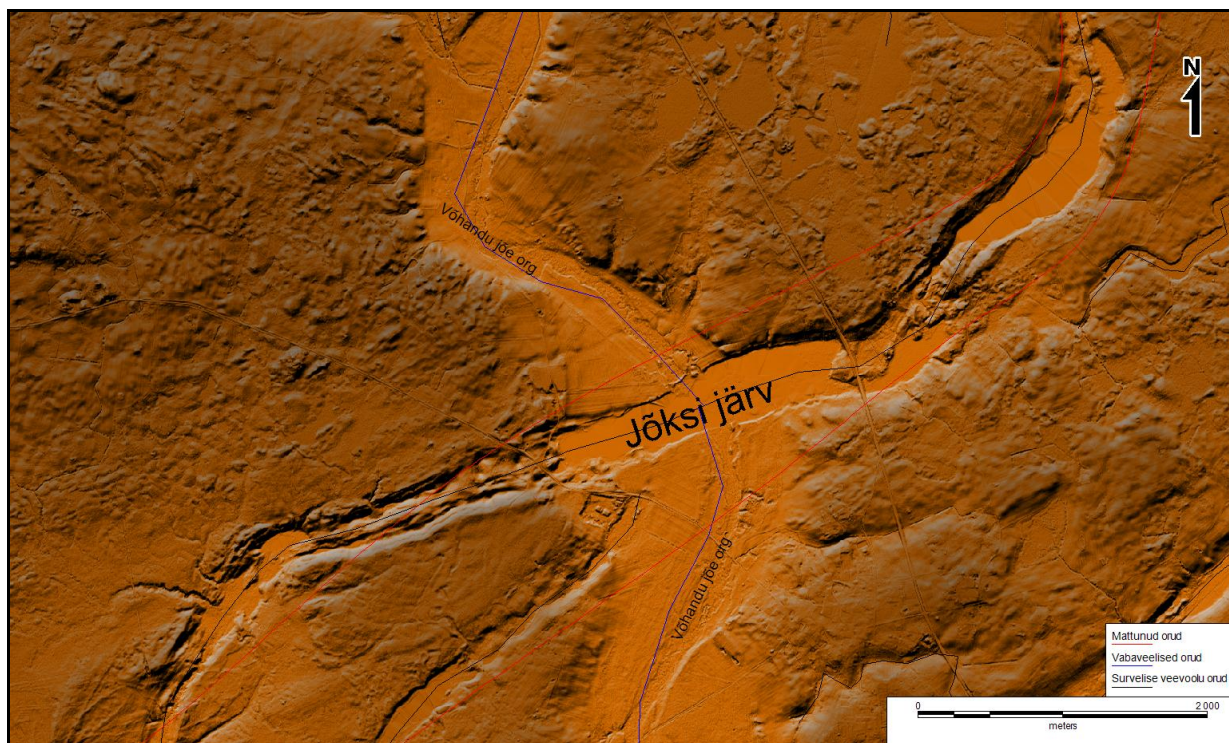
Uuringuala kirdeosas ristuvad mitmes kohas surveelise ja vabapinnalise vooluvee kulutatud orud võimaldades nende suhtelise vanuse hindamist üksteise ja Peipsi jääpaisjärve tasemete suhtes. Samuti on võimalik suudmete asukoha järgi määrata mandrijää piiri ja sellest tulenevalt oru vanust.

5.1 Võhandu ülemjooksu ja Jõksi järve oru vastuolu

Üks silmapaistvamaid orge on tervikuna nimetu org, milles asuvad Hilba jõe ülemjooks, Piigandi järv, Jõksi järv, Mudsina järv, Suurjärv ja Ulakatsi järv (edaspidi Jõksi järve org). Selle oru kergesti eristatav pikkus on vähemalt 43 km, millest läänepoolsed umbes 12 km on tugevalt kulutatud (segmenteerunud) oos (Jaanipiitre mägi, Pedastiku mägi kuni Sangasteni). Laius varieerub 300-600 m vahel ja sügavus küündib kuni 30 meetrini, seega on tegemist ühe suurima surveelise vooluvee tekkega oruga uuritavas piirkonnas. See org on hea näide surveelise tekkega orust, kuna sellel on kõik vastavad tunnused – paraleelsus Võru-Hargla nõo jääkeelele, tugevalt lainetav pikiprofiil ja ooside olemasolu orus. Vaatamata ilmsele surveelisele tekkele on konkreetse oru puhul ka palju mõistetamatut. Tulenevalt selle oru suunast ja asukohast peab tegemist olema vähemalt Haanja staadiumi aegse, kui mitte vanema tekkeajaga. Suudmeala oosist on üle libisenud ka Võrtsjärve nõost lähtunud jääkeel.

Vastuoluline on selle surveelise tekkega oru lõikumine läbi vabaveelise tekkega Võhandu jõe ülemjooksu (Vagula järvest ülesvoolu jääv) oru (joonis 8). On ilmne, et viimasena on neist aktiivne vool (ja seega erosioon) toimunud kirde-edela suunalises surveelise tekkega Jõksi järve orus. Pärast seda ei saa olla Võhandu orus suure aktiivsusega voolu toimunud, sest sellisel juhul oleks Jõksi järve nõgu setteid täis kantud. Kuid selgusetuks jääb millist orgu pidi

voolas piirkonnast ära vesi, mis tekkis Otepää kõrgustiku irdjää sulamisel? Ja miks ei ole toimunud hilisemat suuremahulist vabaveelist voolu Võhandu ülemjooksu orus? Kust pärines Võhandu ülemjooksu oru erodeerinud vabapinnaline vesi?



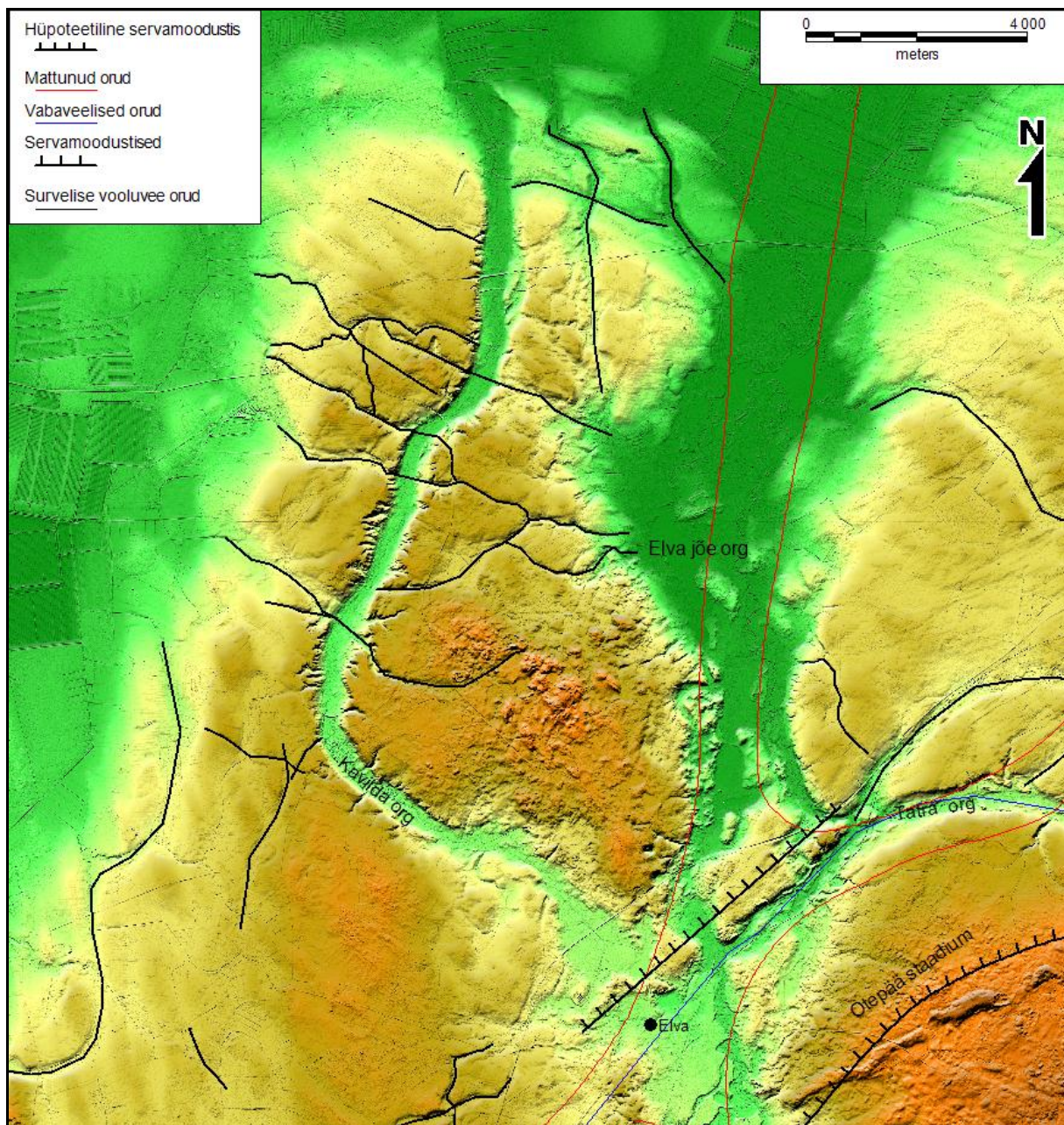
Joonis 8. Jõksi järve org ja Võhandu jõe org.

5.2 Hüpotees Kavilda orust

Kavilda oru näol (joonis 9) võib tegemist olla katastroofilise tekkega tunneloruga, mis lõppes Elva lähedal umbes Otepää staadiumi aegsel liustiku piiril. Tühjaks jooksnud liustiku alune järv võis paikneda Võrtsjärve nõo Alam-Pedja piirkonnas. Põhjus, miks org asub ümbruskonnast kõrgemal seljakul, võib olla sel seljakul paiknenud palju õhem jääkiht, millel all olnud madalama rõhu tõttu toimus katastroofiline vool just sealtkaudu. Katastroofilise tekke tunnusteks on oru ühtlased mõõtmed (500 m lai ja 25 m sügav) algusest lõpuni, harude puudumine ja lõppemine staadiumi piiril. Katastroofilise tekke puhul võib sellist orgu kutsuda tunnelkanaliks (Clayton et al., 1999). Katastroofilise tekke puhul peaks liustiku piir paiknema joonisel 9 kujutatud Otepää staadiumi piirist umbes 3 km põhja pool.

Kas hilisemalt on Kavilda orus olnud suurem vabaveeline vool suunaga lõunast põhja? Selgeid märke selle olemasolust reljefis ei paista peale ühtlase langu (nüüdisreljefis) terve oru ulatuses. Ebaselgeks jääb, millal see toimuda võis ning kust pärineva veega tegemist oli? Kas Otepää kõrgustikule jäänud irdjää sulavesi voolas Elva jõe oru asemel Kavilda orgu? Kas

Elvast põhja pool murdis Elva jõgi alles millalgi hiljem läbi Elva nõos paiknev kirde-edela suunaline seljaku ja äravool hakkas toimuma mööda tänapäevast Elva jõe orgu? Elva nõos paikneva kirde-edela suunalise seljaku servamoodustiseks olemine seletaks mööda Tatra orgu ja Rõngu jõe orgu toimunud voolu kui liustikuesist äravoolu jääjärve suunas.

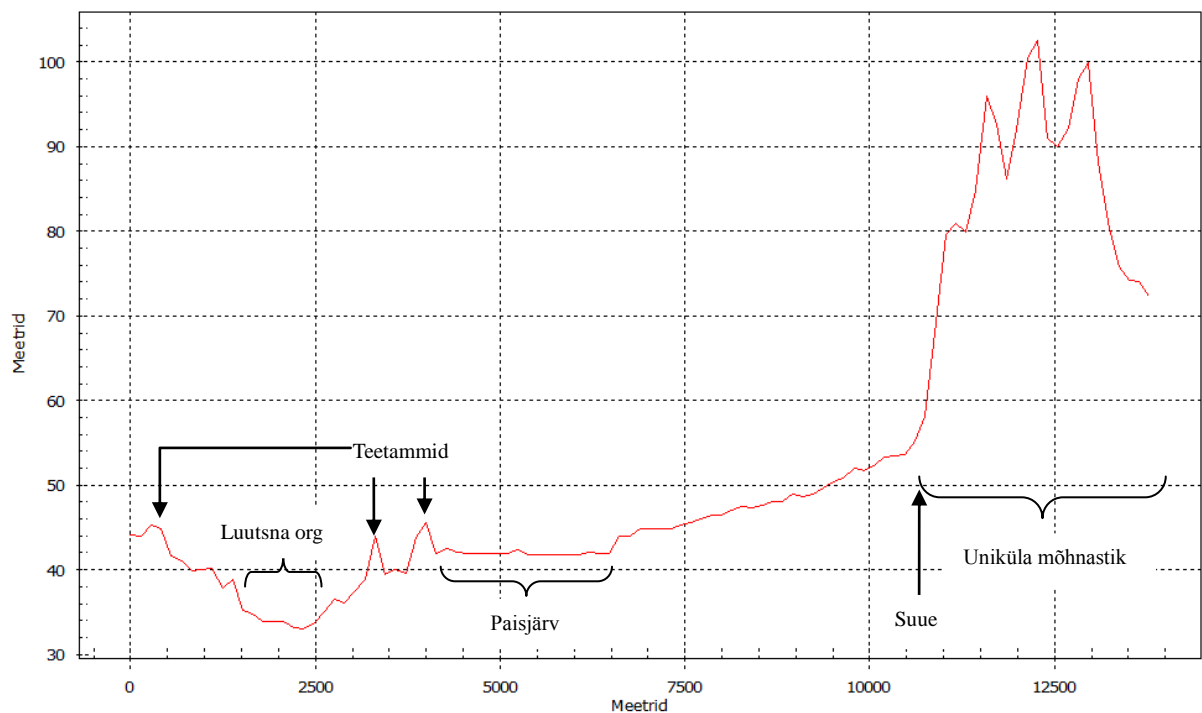


Joonis 9. Kavilda org.

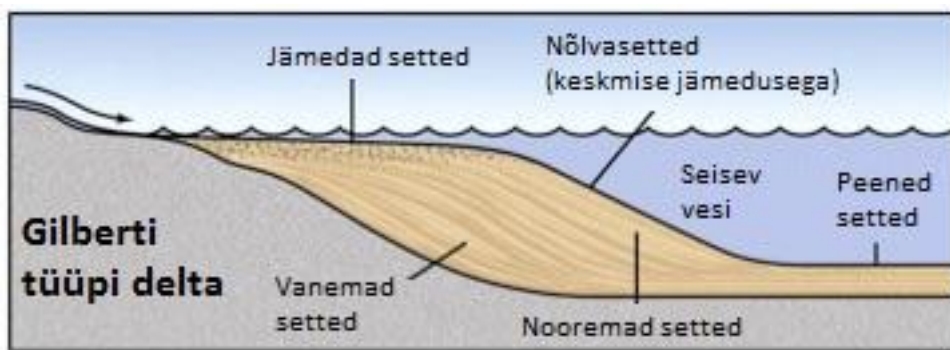
5.3 Tunneloru suudme tüübid

Selgelt eristuvad püsiva või aeglaselt taanduva suudmega ja kiirelt taanduva suudmega moodustunud settelised pinnavormid. Esimene neist moodustab lehvikukujulisi kõrgeid settekuhjeid (alluviaalseid uhtekooneid), mis pealtnäha sarnanevad mõhnastikele. Sellise settekuhje kujunemist võib põhjendada pikka aega samal kohal püsinud või aeglaselt taanduva suudmega tunneloru puhul. Lehviku kuju (pealtvaates V-kujuline) tingib ilmselt seda külgedelt piiranud jää. Suhtelised kõrgused üle ümbritseva maastiku on kuni 40 m ja ulatus suudmest kuni perifeerse osani 2-4 km. Laius on ulatusega sarnases suurusjärgus.

Analüüsitavas piirkonnas Otepää kõrgustiku kirdeosas esineb lähestikku kaks seda tüüpi kui eriilmelist suuet (Uniküla mõhnastik ja Vooremägi). Ühe survealise vooluvee oru ja selle suudmealaks oleva Uniküla mõhnastiku pikkiprofiil on toodud joonisel 10.



Joonis 10. Ühe kahest Uniküla mõhnastikul lõppeva püsiva või aeglaselt taanduva suudmega tunneloru põhja pikkiprofiil. Tunnelorg mõõtmetega umbes 100 m lai ja 10 m sügav. Pikiprofiili asukoht joonisel 12.



Joonis 11. Gilberti tüüpi suudmedelta skeem.

Statsionaarse suudme erijuhuks võib pidada Karula kõrgustikul olevat küngast, mis koosneb Tornimäest, Saarikmäest ja Kirsimäest. Hüpoteesi järgi on see jääpaisjärve suubuva tunneloru suudmest tulnud setetest vee all moodustunud setteplatoo (veealune uhtekoonus). Kungas on suhtelise kõrgusega kuni 45 m ja pealt tasane. Künkal on 10 kraadise keskmise kaldenurgaga kumer-nõgus tüüpi nõlvad kolmes küljes. Sellistele omadustele vastab Gilberti tüüpi suudmedelta (joonis 11). Vee aluse settimise puhul pidanuks veepind olema vähemalt 125 m ü.m.p. tänapäevase taseme järgi (45 m sügavune seisev vesi), mis kõlab küll väga kõrgena, kuid võis Haanja staadiumi järgselt võimalik olla liustikuesises jääjärves.

Teine suudme tüüp moodustab pikki positiivsetest ja vähestest negatiivsetest pinnavormidest koosnevaid ahelikke. Positiivsete pinnavormide pikkus ja laius võivad olla samas suurusjärgus või on pinnavormid veidi piklikud liustiku liikumise suunas. Nende ahelike näol on ilmselt tegemist segmenteerunud oosidega, mida on kirjeldatud ka Rootsis (Lundqvist, 1999). Need tekivad suudme järkjärgulise taandumisega. Uuritava ala kaguosas esineb lähestiku 11 seda tüüpi suuet (Joonis 7).

Kuna kaks segmenteerunud ooside gruppi asuvad kõrvuti on neile mõjunud kliimaatilised tingimused olnud võrdsed ja seega on sulamine olnud sama kiiruse ja kestvusega. Kuna läänepoolse grupi oosid on märkimisväärselt pikemad võib järeldada, et selle läänepoolse liustikukeele voolu kiirus on olnud väiksem kui idapoolsel.

Uuringu alal ei kaardistatud mitte ühtegi alla 50 m laiust survealise vee voolu tagajärjel kujunenud orgu. Tulenevalt Hagen-Poiseuille võrrandist (1839) väheneb voolukanali raadiuse 2 kordsel vähenemisel vooluhulk $2^4=16$ korda. Seega võib ka väike voolukanali kahanemine algatada settimise, mis omakorda kiirendab settimist kuni kanal sulgub. Tulenevalt sellest ka hüpotees, et eksisteerib mingi minimaalne voolukanali suurus, mis on n.ö. jätkusuutlik, ehk suudab end lahti hoida ja millest väiksemaks jäädes on see määratud hääbuma.

Tähelepanuväärne on ka fakt, et uuringualal pole ühelgi suudmel klassikalist sandurit. Kas koos settega mattus algsesse sandurisse palju surnud jääd ja pärast selle jää sulamist meenutab sandur hoopis mõhnastiku?

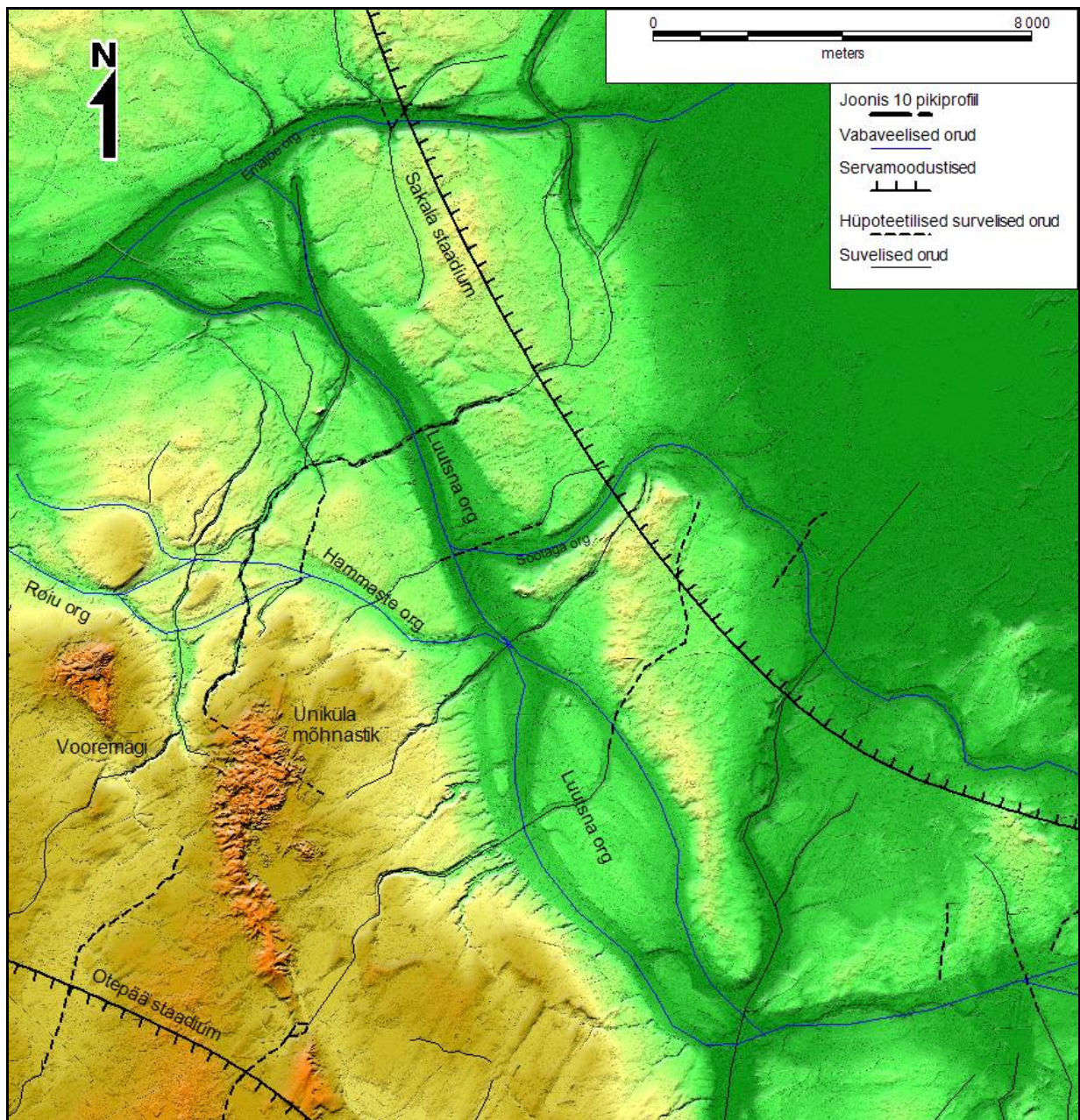
5.4 Hüpotees liustiku väikesest pealetungist Otepää ja Sakala staadiumite vahel.

Liustiku piiri taandumisel joonisel 12 kujutatud Otepää staadiumi joonelt põhja poole eemaldus serv Hammaste-Roiu orust kirde poole. Avades sellega kõrgustikust põhjapoolse äravoolu liustiku eest ida suunas Peipsi nõkku mööda Roiu järve-Hammaste oja orgu. Sellest vabaveelisest voolust on reljeefis näha peaaegu kilomeetri laiune ja kuni 15 meetri sügavune org. Samaaegsed võivad olla ka Tatra ja Rõngu orud. Kuigi Rõngu oru puhul võis voolusuund olla ka mööda liustiku serva edela/lõuna suunas. See hüpotees võib ühtida Peipsi jääjärve veetaseme modeleerimisega (Rosentau et al., 2004), mille järgi oli jääjärve veetase sel ajal umbes sama kui nende orgude põhjad. Täpsete modeleerimisandmete puudumisel ei saa kindlalt midagi väita ega ümber lükata.

Hilisemat jää pealetungi kuni Uniküla mõhnastikuni lubavad järeldada Roiu- Hammaste oruga ristuvad ja sellesse sisse lõikunud umbes 100 m laiused ja 10 m sügavused liustikualused orud, mille suudmealaks on Uniküla mõhnastik.

Samad surveise vee tekkega orud lõikuvad ka Luutsna oru laiemast (vanemast) 1500m laiusest terrassist läbi. Sellest võib järeldada, et 1500 m laiune terrass moodustus enne viimast jää pealetungi piirkonnas.

Luutsna oru kitsamast (noorimast) 500 m laiusest terrassist surveise vooluvee tekkega orud aga läbi ei lõiku. Seega pärast selle terrassi moodustumist pole ala enam mandrijääga kaetud olnud.



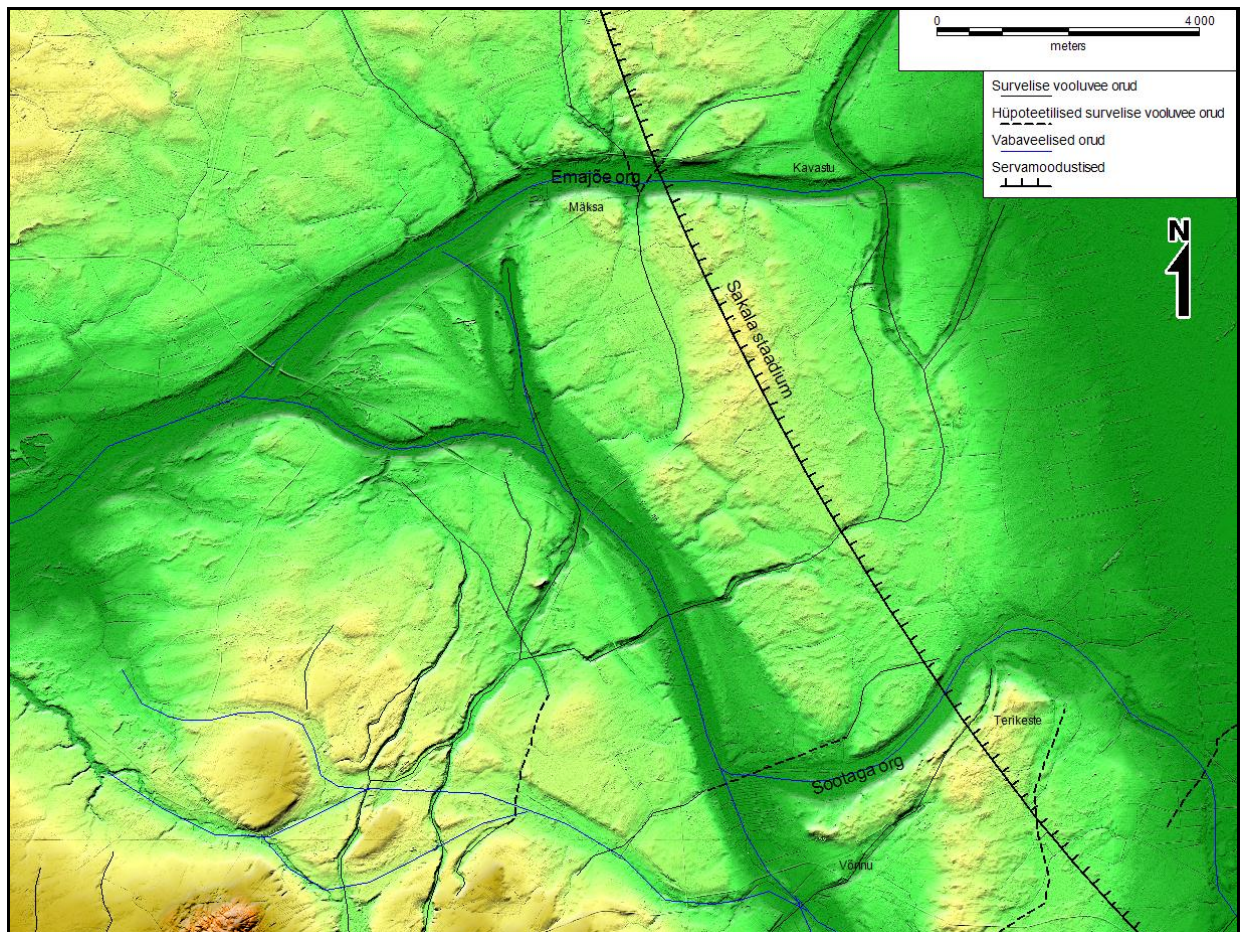
Joonis 12. Vabaveelise ja surveelise tekkega orgude võrgustik Tartu ja Peipsi järve vahel.

See hüpotees Luutsna oru laiema terrassi tekkest ei sobi kokku Peipsi jäajärve veetaseme modelleerimistulemustega (Rosentau et al., 2004), mille järgi oli sel ajal veetase jäajärves kõrge ja peaaegu kogu joonisel 12 kujutatud ala pidanuks olema vee all.

Modelleerimistulemuste järgi moodustusid kitsamad vabaveelised ühendused joonise 12 piirkonda alles Pandivere staadiumi ajal ning alles siis sai võimalikuks vabaveeliste orgude kujunemine piirkonnas.

5.5 Hüpotees ida-lääne suunaliste orgude tekkest läbi Sakala staadiumi piiril oleva seljaku

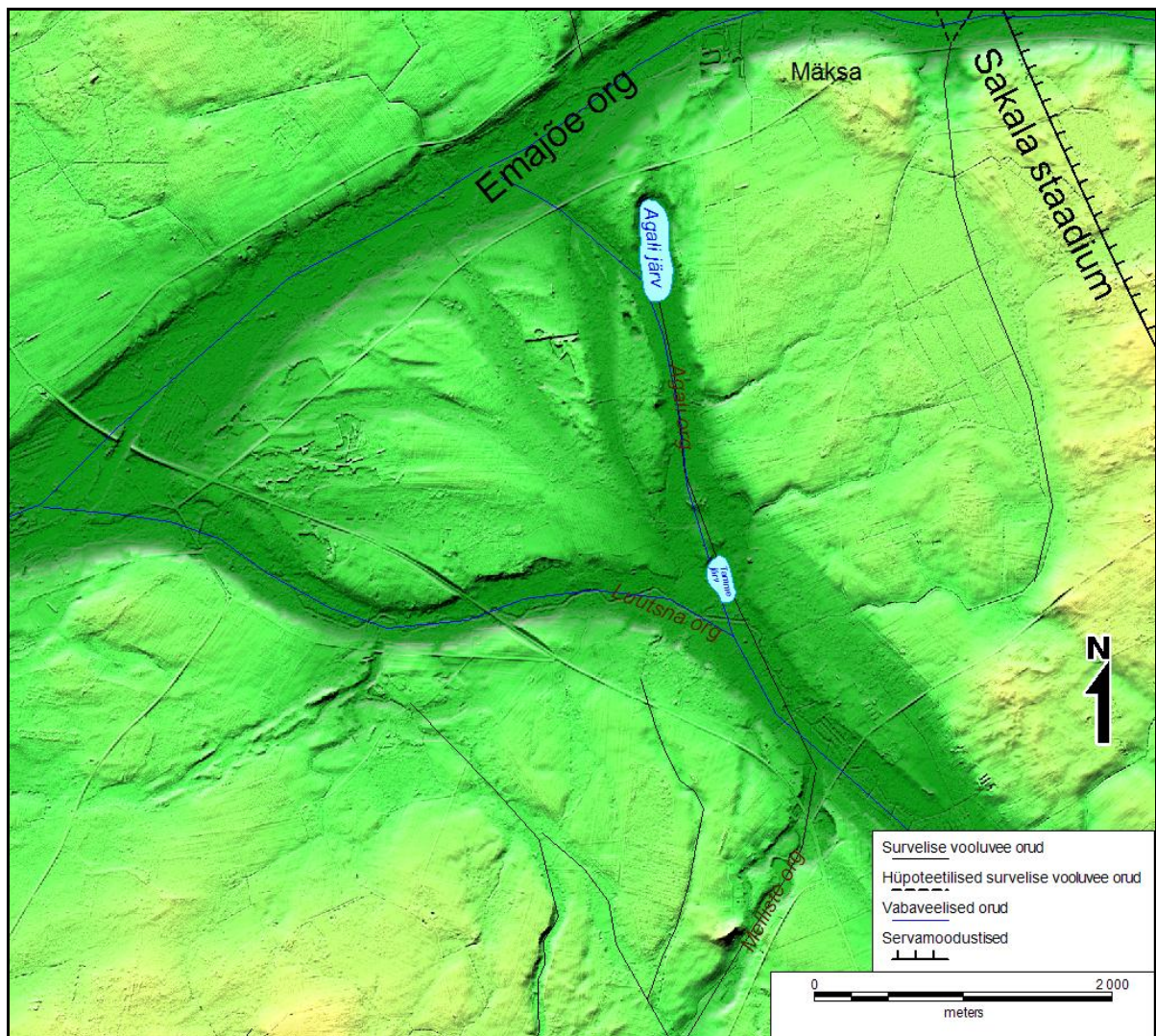
Sakala staadiumi piiril paikneb põhja-lõuna suunaline seljak, millest lõikuvad sügavate ja suhteliselt kitsaste orgudena läbi Emajõe ja Sootaga org (joonis 13). Nende orgude teket vabaveelise voolu poolt on raske selgitada, kuna neist lõuna pool on reljeef märkimisväärselt madalam soodustamaks vabaveelist voolu Peipsi jääjärvest lääne suunas Luutsna oru kaudu. Praegune Emajõe oru Mäksa-Kavastu lõik võis olla suudmeks Sakala staadiumi aegsele tunnelorule, mis suubus liustiku serval jääpaisjärve. Sama tekkemehhanism võis tekitada ka Sootaga oru Terikeste ja Võnnu vahelise lõigu. Nende orgude suund ei ühti hästi ülejäänud tunnelorgude võrgustikuga, kuid oleks risti Sakala staadiumi liustiku serva asendiga.



Joonis 13. Emajõe ja Sootaga orud lõikuvad läbi Sakala staadiumi piiriks oleva seljaku.

5.6 Hüpotees Agali järve ja oru tekkest

Mäksa küla ja Emajõe läheduses paikneb Agali järv (joonis 14), mis vaatamata oma väiksusele (700 m pikk, 200 m lai) on põhjaosas kuni 19,5 m sügav (järve põhi 13,5 m ü.m.p.) (Mäemets, 1977). Järvenõo kujul võib tegemist olla liustiku pinnal voolanud vee jäälohe kaudu liustiku alla voolamisega, mille turbulentne vool erodeeris basaalmoreeni sügava nõo. Sellest järvest lõuna suunas lähtub Agali org, mille teke pole selge. Kuid see org läbib Agali järvest 2 km lõuna pool 300 m pikkust ja 150 m laiust Tamme järve, mis on kuni 10 m sügav (Mäemets, 1977). Lõuna suunas seda orgu Luutsna vabaveelise tekkega orust eristada pole võimalik. Tamme järvest 1 km lõuna pool eraldub Luutsna orust surveelise voolu poolt tekkinud Melliste org, mis oleks Agali orule loogiliseks jätkuks. Melliste org on 8 km pikk ja lõppeb Uniküla mõhnastikul.



Joonis 14. Agali järv ja org.

5.7 Tulemuste võrdlus mattunud orgudega

Mattunud orud (Suuroja, 1997) moodustavad Lõuna-Eestis, erinevalt ülejäänud Eestist, suhteliselt tiheda ja tervikliku võrgustiku. Mitmed mattunud orud ühtivad reljeefis avalduvate kilomeetrite laiuste vagumustega, kuid valdavalt ei ole mattunud orge reljeefis võimalik eristada. Mattunud orud ei oma ühtset suunda erinevalt tunnelorgudest, kuigi mõned mattunud orud sobiksid täiendama tunnelorgude võrgustikku. Jääb mulje, et mattunud orud pigem ei ole tekkinud viimase jäätumise taandumisel surveelise vee poolt liustiku all.

6. Järeldused

Aerolaserskaneerimise andmestik on kõrge potentsiaaliga alusandmestik mõistmaks paremini glatsiaalseid protsesse, kuid reljeefist üksi on vähe tegemaks usaldusväärseid järeldusi. Täpne andmestik pinnakatte paksusest, isostaasiast ja Peipsi jääjärve veetasemest lubaks teha palju usaldusväärsemaid järeldusi.

Vabaveelised orud järgivad olemasolevaid surveelise tekkega orge rohkem kui esialgu arvata võiks ning samade suurte orgude korduv erodeerimine ja mattumine on väga levinud, kuid selle täpsemaks uurimiseks on reljeefimudeli andmetele täiendavaid andmestike vaja.

Väikeseid tunnelorge on Eestis ja mujal pea olematult uuritud, uurimine keskendub suurtele kilomeetreid laiadele ja sadu meetreid sügavatele tunnelorgudele. Väikesed tunnelorud tõenäoliselt hävivad reljeefis täielikult iga liustiku pealetungiga, mistõttu pole võimalik eristada väikestest orgudest koosnevat mitmesuunalist võrgustikku. Erinevalt suurtest orgudest, mis ei pruugi isegi täielikult mattuda ja jäävad reljeefis näha ka siis, kui viimase jäätumise ajal neis vool puudus ja liustiku liikumise suund polnud oruga paralleelne.

Suurte tunnelorgude võrgustiku mõistmiseks on selles uurimustöös käsitletav piirkond liiga väike, kuna need paiknevad hõredalt. Ilmselt on suurte tunnelorgude näol tegemist palju vanemate ja kunagisest liustiku servast kaugel asunud tunnelorgudega. Suurtest tunnelorgudest, millest paljud on mattunud, moodustuks ilmselt mitu erivanuselist süsteemi.

7. Kokkuvõte

Käesolev bakalaureusetöö uurib liustiku aluseid vooluveelisi pinnavorme Otepää kõrgustikul ja selle ümbruses. Andmestikuna kasutatakse Maa-ameti poolt aerolaserskaneerimise tulemusena saadud reljeefimudelit.

Töö eesmärk on kaardistada ja analüüsida liustiku aluste surveelise vooluvee poolt kujunenud tunnelorgude võrgustiku ja nendega seonduvaid pinnavorme. Eesmärgi saavutamiseks kaardistati ja kirjeldati neid pinnavorme.

Töö tulemusena selgus, et uuringu alal on ulatuslik surveelise vooluvee poolt erodeeritud orgude võrgustik, millel on kõik tunnelorgudele iseloomulikud tunnused.

8. Tänuavaldus

Soovin tänada bakalaureusetöö teemavalikul aidanud ja töö teostamisel juhendanud Argo Jõelete tema abi eest.

9. Kasutatud kirjanduse loetelu

- Björnsson, H. (2002). Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*, 35, 255–271.
- Boulton, G.S., Hindmarsh, R. C. A. (1987). Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research*, 92, 9059–9082.
- Clayton, L., Attig, J.W., Mickelson, D. M. (1999). Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciations. In Mickelson, D.M. and Attig, J.W. (eds). *Glacial Processes Past and Present. Geological Society of America Special Paper*, 337, 69–82.
- De Geer, G. (1912). Geochronologie der letzten 12000 Jahre. *XI International Geological Congress, Stockholm 1910, Comptes Rendus*, 1, 457–471.
- Huuse, M., Lykke-Andersen, H. (2000). Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1233–1253.
- Kehew, A. E., Piotrowski, J. a., & Jørgensen, F. (2012). Tunnel valleys: Concepts and controversies - A review. *Earth-Science Reviews*, 113(1-2), 33–58.
- Lillesand, T. M., & Kiefer, R. W. (1994). *Remote Sensing and Image Interpretation* (p. 750). New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley & Sons.
- Lundqvist, J. (1999). Periodical sedimentation in Scandinavian eskers. *Gff*, 121(3), 175–181.
- Mäemets, A. (1977). *Eesti NSV järved ja nende kaitse*. Tallinn.
- Nye, J. F. (1976). Water flow in glaciers; jökulhlaups, tunnels, and veins. *Journal of Glaciology*, 17, 181–207.
- Ó Cofaigh, C. (1996). Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography*, 20, 1–19.
- Piotrowski, J. A. (1994). Tunnel-valley formation in northwest Germany—geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology*, 89, 107–141.

- Piotrowski, J. A. (1999). Channelized subglacial drainage under soft-bedded ice sheets: evidence from small N-channels in Central European Lowland. *Geological Quarterly*, 43, 153–162.
- Raukas, A. (2009). When and how did the continental ice retreat from Estonia? *Quaternary International*, 207(1-2), 50–57. doi:10.1016/j.quaint.2008.11.010
- Raukas, A., Kalm, V., Karukäpp, R., Rattas, M. (2004). Pleistocene glaciations in Estonia. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.). *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*. Elsevier B.V., 83–91.
- Rosentau, A., Hang, T., & Müdel, A. (2004). Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian. *Geological Quarterly*, 48(4), 299–307.
- Röthlisberger, H. (1972). Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, 177–203.
- Suuroja, K. (1997). Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1:400 000. Seletuskiri.
- Woolever, C. J. (2008). *Origin of Esker and Tunnel Valley Assemblages in the Saginaw Lobe, Barry County, Michigan*. Western Michigan University, Kalamazoo.

10. Summary

Glaciofluvial landforms in Otepää Highlands area-mapping and analysis

The thesis studies subglacial fluvial landforms in and around Otepää Highlands. Used data was gathered by Estonian Land Board using Light Detection and Ranging method for aerial scanning of landscape.

The main purpose of the study was to study and map the network of subglacial valleys and related landforms. To achieve the purpose subglacial fluvial valleys and other related fluvial landforms were mapped and described.

The results of this study state that area under study features a dense network on tunnel valleys in various shapes and sizes. All characteristics of tunnel valleys are well represented in the study area.

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina Edgar Prass (sünnikuupäev: 20.04.1988)

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose „Glatsiofluviaalsete kulutusvormide kaardistamine ja analüüs Otepää kõrgustiku piirkonnas”, mille juhendaja on Argo Jõelet,
 - 1.1. reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace-is 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.
2. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
3. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartus, 23.05.2014