



Turun yliopiston maantieteen ja geologian laitos

Aleksi Tuunainen

SUBGLASIAASET JÄRVET OSANA LOUNAIS-SUOMEN
GLASIAALIDYNAMIIKKA?

Maantieteen pro gradu-tutkielma

Turku 2018

Sisällysluettelo

1. Johdanto.....	7
2. Subglasiaalisen ympäristön tulkinta geomorfologisenä systeeminä	11
2.1 Jäätikön virtausdynamikka.....	15
2.1.1 Subglasiaaliset tekijät.....	19
2.1.2 Virtausnopeuteen vaikuttavat mekanismit	20
2.1.3 Alueellisajalliset muutokset.....	22
2.1.4 Jään virtausta indikoivat geomorfologiset yksiköt ja niiden jatkumot	25
2.2 Subglasiaalinen hydrologinen systeemi	29
2.2.1 Sulavesilähteet.....	36
2.2.2 Sulavesiverkoston hydraulikka	38
2.2.3 Sulavesien vaikutus jään virtaukseen	39
2.2.4 Hydrologiaa indikoivat geomorfologiset yksiköt ja niiden kokoonpanot.....	41
2.3 Maaston tulkinta geomorfologisenä systeeminä.....	44
2.3.1 Systeemin käyttäytyminen ja muutos.....	46
2.3.2 Maastosysteemi.....	48
3. Tutkimusalue	50
3.1 Alueen kuvaus	50
3.2 Itämeren virtauskielekkeen deglasiatiohistoria	51
4. Aineistot ja menetelmä.....	53
4.1 LiDAR-aineistoon perustuva korkeusmalli ja muut paikkatietoaineistot.....	53
4.2 Geomorfologinen kartoitus	54
5. Tulokset.....	55
5.1 Sulavesiverkosto	57
5.1.1 Subglasiaalisiin järviin viittaava geomorfologia	59
5.2 Jäätikkövirtaukset	75

5.2.1 Subglasiaaliset järvet ja virtaava jäätikkö	78
6. Tulosten tarkastelu	81
6.1 Hypoteettiset subglasiaaliset järvet osana sulavesiverkoston	81
6.2 Subglasiaalisten sulavesien vaikutus jäätikkövirtauksiin	90
6.3 Tutkielman kriittinen tarkastelu	93
7. Johtopäätökset	96
Kiitokset.....	97
Lähdeluettelo	98
LIITTEET	111

Turun yliopiston laatujärjestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu Turnitin OriginalityCheck -järjestelmällä.

Turun yliopisto
Luonnontieteiden ja tekniikan tiedekunta
Maantieteen ja geologian laitos

TUUNAINEN, ALEKSI: Subglasiaaliset järvet osana Lounais-Suomen
glasiaalidynamiikkaa?

Pro gradu -tutkielma, 110 sivua, 1 liitesivu
40 op, Maantiede
Ohjaaja: Joni Mäkinen
Syyskuu 2018

Mannerjäätiköiden alta on viime vuosikymmenien aikana löydetty lukuisia subglasiaalisia järviä. Mannerjäätiköiden kapeat jäätikkövirtaukset ovat merkittävän jäämassaa valtameriin ohjaava mekanismi, joihin subglasiaaliset järvet vaikuttavat. Mallinnukset antavat ymmärtää, että pohjoiselta pallonpuoliskolta sulaneiden jäätiköiden alla olisi vaikuttanut järvialtaita, mutta niiden sedimentologiset ja geomorfologiset tutkimukset ovat erittäin vähäisiä. Laserkeilausaineistosta (LiDAR) laaditut korkeusmallit mahdollistavat laaja-alaisten alueiden kartoituksen ennennäkemättömällä tarkkuudella, joten sen avulla on mahdollista havaita järvialtaiden olemassaoloon viittaavat maanpinnan muodot. Tutkielmassa aihepiiriä lähestytään laaja-alaisempien geomorfologisten kokonaisuuksien näkökulmasta, jolloin keskiössä ovat subglasiaalisesti syntyneet maanpinnan muodot, ja niiden suhde mahdollisiin subglasiaalisiin järviin. Tutkimusalueelta kartoitettiin viisi topografista syvännettä, jotka ovat mahdollisesti toimineet subglasiaalisia sulavesiä varastoivina järvialtaina. Geomorfologiset kokoonpanot ovat samantyyppisiä kuin muualta deglasiaation paljastamilta alueilta on havaittu, vaikka järvialtaat ovat hieman eri kokoluokassa. Vanajaveden läheisen järvialtaan yhteydestä on havaittavissa jäätikkövirtauksiin liittyviä glasiaalidynaamisia muutoksia. Kausaalista yhteyttä ei kuitenkaan järvialtaan ja jäätikkövirtauksen välillä voida todeta, yksinomaan geomorfologisen tulkinnan pohjalta. Kartoitetut subglasiaaliset järvet ovat täysin hypoteettisia, joten jäätikön alaisten järvien todentamisen puolesta jatko-tutkimukset ovat tarpeen. Tieto olisi merkittävä osa Itämeren virtauskielekkeen glasiaalidynaamista kokonaisuutta, jossa toimineet subglasiaaliset prosessit ovat heijastettavissa tulevaisuudessa muuttuvaan ilmastoon reagoivien mannerjäätiköiden käyttäytymiseen.

Asiasanat: Geomorfologia, subglasiaalinen järvi, glasiaalidynamiikka, LiDAR

University of Turku
Faculty of Science and Engineering
Department of Geography and Geology

TUUNAINEN, ALEKSI: Effects of subglacial lakes on glacier dynamics in Southwest Finland?

Master's Thesis, 110 pp., 1 app.
40 ETCTS, Geography
Supervisor: Joni Mäkinen
September 2018

In past few decades many new subglacial lakes have been detected beneath the ice sheets. The most crucial mechanism of ice moving is related to ice streams. These narrow ice streams are regulating the amount of ice mass loss to the ocean and the subglacial lake are known to influence on velocity of the ice. Potential lake locations beneath the northern hemisphere's paleo ice sheets have been proposed by hydraulic modelling results. However, the LiDAR-technology have given the first insight to the subglacial lake related geomorphology from deglaciated terrain due to land system approach. LiDAR-based digital elevation model was utilized as an opportunity to discover subglacial lakes and subglacial meltwater network related landform assemblages. Results indicate that five potential subglacial lakes have been active during the Baltic ice lobe's deglaciation. However, these lakes are highly hypothetical, and more research must be made to confirm the results. Some subglacial landform-sediment assemblages indicate that subglacial lake nearby Vanavesi has affected on ice stream dynamics. The knowledge of the Baltic ice lobe dynamics would give more insight to the studies of subglacial processes which are expected to be crucial component on behavior of melting ice sheet due to climate change.

Keywords: geomorphology, subglacial lakes, glacier dynamics, LiDAR

1. Johdanto

Elämme jäätiköiden aikakautta, noin 2,6 miljoonaa vuotta sitten alkanutta kvartaarin aikaa (Ehlers ym. 2011: 7–13). Ajanjaksoa on leimannut globaali viileä ilmastokehitys, joka on mahdollistanut vuoristoilta ja napa-alueilta keskileveyksille ulottuneiden mannerjäätiköiden kehityksen pohjoisella pallonpuoliskolla. Viilenevä ilmastokehitys ei ole ollut tasaisen jatkuvaa, vaan epätasaista ja alati muuttuvaa. Aikakautta on leimannut sekä hyvin nopeat ilmaston lämpenemiset ja kylmenemiset että samanaikaiset pidemmän ajanjakson ilmastokehitykset, joita ovat määrittäneet maapallon kaltevuuskulman, akselin pyörimiskulman, kiertoradan muutokset eli orbitaaliset syklit (Jouzel ym. 2007; Barker ym. 2011). Pitkän ajanjakson vaihteluja kutsutaan Milankovićin sykleiksi, jotka jatkuvasti muuttavat maapallolle tulevan säteilyenergian määrää. Mannerjäätiköihin varastoituvan veden määrä on vaihdellut kymmenien tuhansien vuosien jaksoissa, maanpinnalle tulevan säteilyenergian mukaisesti. Vaihtelevien ilmasto-olojen mukaiset jäätiköiden massamuutokset ovat vuoroin nostaneet ja laskeneet valtamerenpinnan tasoa (Lambeck ym. 2002).

Viimeisimmän jäätiköitymisjakson laaja-alaisimmat jäämassat vallitsivat eri puolilla maapalloa 23–19 tuhatta vuotta sitten, jolloin Fennoskandinavian mannerjäätikön eteläisin reuna ulottui Pohjois-Saksaan saakka (Clark ym. 2009; Hughes; 2013). Tämän jälkeen jäämassat ovat sulaneet ja nostaneet valtamerenpinnan tasoa 120 metriä. Jäätiköt vaikuttavat merkittävästi myös muihin merellisiin tekijöihin, kuten esimerkiksi maapallon lämpöenergian jakautuneisuutta leveyspiireittäin säätelevään termohaliinikiertoon (Lambeck 2002). Jäätiköistä meriin vapautuva suolaton vesi muuttaa meriveden suolapitoisuuksia ja veden tiheyttä, jolloin merivirtareitit muuttuvat. Ilmiön todettu johtavan nopeaan ilmaston kylmenemiseen Arktisella, kun lämpöä pohjoiseen tuovan merivirran dynamiikka muuttuu (Marshall & Koutnik 2006). Ceasar ym. (2018) mukaan pohjoisen pallonpuoliskon merivirran heikkenemisestä on havaittavissa selviä merkkejä jo tänä päivänä.

Mannerjäätiköiltä tehdyt empiiriset tutkimukset ovat osoittaneet, että ilmastollisten ja merellisten tekijöiden lisäksi jäätiköiden virtausmekanismeihin vaikuttavat jääkerroksen alla tapahtuvat hydrologiset ilmiöt (Bell ym. 2007; Bell 2008; Stearns ym. 2008). Jäätikön ja maankamaran rajapinnassa, eli subglasiaalisessa ympäristössä,

kulkeutuvan sulaveden on todettu nopeuttavan jäätikön massatasapainoa ylläpitäviä jäätikkövirtauksia (Zwally ym 2002; Kyrke-Smith ym. 2014). Havainnot sulavesiverkostojen yhteydessä toimivista järvioltaista korostavat jäätikön alaisten järvien merkittävää roolia Antarktiksien subglasiaalista hydrologiaa säätelevinä tekijöinä (Fricker ym. 2016; Siegert ym. 2016). Toisaalta tähän mennessä todennettujen subglasiaalisten järvien määrä on Grönlannin mannerjäätiköllä vähäisempi, mutta havainnot sulamisvesien kulkeutumisesta jäätikön pinnalta pohjaoloihin, ja edelleen jäätikön reunaan, ovat sitäkin moninaisemmat (Chu 2014; Palmer ym. 2015; Willis ym. 2015).

Viimeisten vuosikymmenien aikana tehdyt havaintosarjat jäätiköiden nykyisestä tilasta puoltavat hyvin yksiselitteistä tieteellistä näkemystä siitä, että maapallon jäätiköiden massa on vähenemässä (IPCC 2013: 335–357; Paolo ym. 2015; van den Broeke ym. 2017). Tulevaisuuden valtamerenpinnan nousun kannalta oleellisimpana tekijänä pidetään mannerjäätiköiden kiihtyvää massahäviötä, jonka seuraukset vaikuttavat kymmenien miljoonien alavilla rannikkoalueilla asuvien ihmisten elämään (Mimura 2013; Clark ym. 2018). Vaikka havainnot jäätiköiden tilasta viittaavat massahäviön kiihtyvään trendiin, on mannerjäätiköiden todellinen ilmastoherkkyys mekanismeineen tiedeyhteisölle yhä epäselvä (Hanna ym. 2013; Ng 2015; Aschwanden ym. 2016).

Epävarmuudet liittyvät jäätiköistä tehtyjen havaintojen ja numeeristen mallien yhteensovittamiseen, erityisesti jäätikön alaisessa ympäristössä virtausmekanismeihin vaikuttavien sulavesien osalta (Margold ym. 2015: 136; Stokes ym. 2015: 39–41; Fricker ym. 2016: 15–17; Greenwood ym. 2016: 20–21). Erityisesti jäätikön alaisten järvien on havaittu toimivat merkittävänä subglasiaalisena epävarmuustekijänä jäätikködynaamisissa malleissa. Muuttuviin ilmasto- ja meriolosuhteisiin reagoivien jäätiköiden tutkimuksen perustuessa pitkälti mallinnustyöhön, on tarpeen kehittää yhä tarkempia ja varmempia malleja (Ritz ym. 2015; Stokes ym. 2017: 24).

Jäätikködynamiikan osalta heikoiten tunnetut mallinnusparametrit liittyvät juuri subglasiaalisen hydrologisen systeemin toimintaan, joten siitä tarvitaan niin empiiristä kuin mallinuksiinkin perustuvaa lisätietoa.

Suorien havaintojen teko Antarktiksien ja Grönlannin alaisista ympäristöistä on kilometrien paksuisen jään ansioista vähintäänkin haastavaa, vaikka teknologisen

menetelmäkehityksen ansiosta se on mahdollista (Siegert ym. 2015). Nykyisten jäätiköiden tutkimus ei ole kuitenkaan ainoa tiedonlähde jäätikön alaiseen maailmaan, sillä tutkimalla menneiden jäätiköitymisjaksojen jättämiä geologisia jälkiä kyetään selvittämään subglasiaalisten prosessien dynaamisuuteen liittyviä ilmiöitä (Greenwood ym. 2016; Stokes 2017; Margold ym. 2018). Metodologiset edistysaskeleet geoinformatiikan saralla ovat mahdollistaneet glasiaaligeomorfologian laaja-alaisemman hyödyntämisen menneisyydessä toimineiden jäätiköiden tutkimuksessa.

Menneisyydessä toimineiden mannerjäätiköiden subglasiaaliset sulamisvesiverkostot ovat jättäneet jälkeensä geomorfologisia muodostumia ja rakenteita, kuten eroosiouomia, harjuja, subglasiaalisten järvien purkausaukkoja sekä sulamisvesiä keskittäviä ja hajauttavia verkostorakenteita (Kehew ym. 2012; Livingstone ym. 2012; Storrar ym. 2014). Niitä tulkitsemalla kyetään analysoimaan, ja mahdollisesti mallintamaan, silloisten subglasiaalisten hydrologisten systeemin toimintaa. Teknologiset edistysaskeleet kartoitustekniikoissa on edistänyt merkittävästi glasiaaligeomorfologisen kartoituksen käytäntöjä (Chandler ym. 2018). Esimerkiksi korkean resoluution kansalliset kartoitusohjelmat ovat mullistaneet geomorfologisen tiedon keräämisen (Johnson ym. 2015; Putkinen ym. 2017), mikä on johtanut uusien subglasiaalisten muodostumakokonaisuuksien löytämiseen (Peterson & Johnson 2017; Mäkinen ym. 2017).

Sulaneiden jäätiköiden paljastamilta alueilta tehtyjen sedimentologisten ja geomorfologisten tutkimusten mukaan subglasiaaliset järvet ovat toimineet osana jäätiköiden alla toimineita sulavesiverkostoja (Livingstone ym. 2012: 103–105; Livingstone ym. 2016; Kuhn 2017). Vaikka tutkimuskohteet ovat helpommin tavoiteltavissa kuin nykyisten jäätiköiden alaiset järvet, on subglasiaalisista järvistä tehtyjä geomorfologisia tulkintoja melko vähän (Stokes ym. 2015: 22–23; Greenwood ym. 2016: 12). Sen sijaan järvitutkimukset ovat perustuneet numeerisiin malleihin. Hydraulisiin mallinnuksiin perustuvat tulokset antavat viitteitä siitä, että osana Pohjois-Amerikassa ja Euroopassa vallinneiden mannerjäätiköiden alla on mahdollisesti toiminut lukuisia subglasiaalisia järviä (Livingstone ym. 2013b; Patton ym. 2017). On kuitenkin huomioitava, että subglasiaalisten järvien geomorfologinen tutkimus on vielä alkutekijöissään (Stokes ym. 2015: 22–23; Greenwood ym. 2016: 12; Livingstone ym.

2016: 7; Stokes 2017: 26), ja oletukset järvien toiminnasta potentiaalisine sijainteineen perustuvat pitkälti mallinuksiin ja kaukokartoitukseen (Siegert ym. 2016; Siegfried & Fricker 2018).

Tässä tutkielmassa tulkitaan glasiaaligeomorfologisen kartoituksen keinoin Lounais-Suomen Baltian kielekevuiran yhteydessä toiminutta subglasiaalista hydrologista systeemiä. Geomorfologinen kartoitus keskittyy potentiaalisten sulavesiä varastoivien subglasiaalisten järviäntaiden sijaintiin. Tulkinta perustuu Maanmittauslaitoksen kaukokartoittamaan laserkeilausaineistoon (LiDAR), ja siitä Geologisen tutkimuskeskuksen toimesta laadittuun korkeusmallin (DEM). Korkeusmalli on prosessoitu geoinformatiikan keinoin paljaan maan varjostetuksi korkeusmalliksi. Aineistosta korostuvat maanpinnan muodot eli maaston geomorfologiset ominaisuudet. Glasiaaligeomorfologisessa tulkinnassa kiinnitetään erityistä huomiota mahdollisten subglasiaalisten järvien, sulamisvesiverkostojen ja jään virtausnopeutta indikoivien geomorfologisten muodostumien alueellisuuteen. Selvitys perustuu tarpeeseen ymmärtää muuttuvan mannerjäätikön subglasiaalisten prosessien yhteyttä jäätikkövirtauksiin ja jäätikön massatasapainoon.

Tutkimuskysymykset:

- 1) *Onko aineistosta tulkittavissa subglasiaalisiin järviin viittaavia geomorfologisia piirteitä?*
- 2) *Miten mahdolliset subglasiaaliset järvet liittyvät tutkimusalueen sulavesiverkostoon?*
- 3) *Miten subglasiaalinen hydrologia on vaikuttanut tutkimusalueella vallinneen virtauskielekkeen glasiaalidynamiikkaan?*

2. Subglasiaalisen ympäristön tulkinta geomorfologisena systeeminä

Glasiaalit ja interglasiaalit, eli jäätiköitymisjaksot ja jäätiköitymisten väliset lämpökaudet, ovat vuoroin määrittäneet jäätiköiden laajentumisen ja perääntymisen vaihteita, samalla alentaen ja nostaen valtamerenpinnan tasoja (Benn & Evans 2010: 13–21). Ilmaston, valtameren ja jäätiköiden välillä vallitsee merkittävä vuorovaikutussuhde. Siinä vallitsevien kausaliitteettien mekanismit ovat tieteessä yhä debatin alaisia, sillä maapallon ilmastosteemissä kulkeutuvan lämpöenergian alueellisia vaihteluja määrittävät sekä valtamerivirtaukset että orbitaaliset ilmiöt (Jouzel ym. 2007; Denton ym. 2010). Muutokset maapallolle tulevan energian määrässä eivät kuitenkaan yksistään selitä viimeisimmän jäätiköitymisjakson äkillistä loppumista ja valtaviin jäätiköiden nopeaa sulamista. Mannerjäätiköiden kannalta oleellisinta on Antarktiksella ja Arktisella alueella tapahtuvat lämpöenergian muutokset, jotka määrittävät mannerjäätiköihin varastoituvan veden määrän (Rahmstorf 2002). Mikäli jäätiköt sulaessaan vapauttavat sulavesiä meriin, vaikuttaa siitä koituva meren suolaisuuden muutos valtamerivirtoihin sekä lämpöenergian kulkeutumiseen. Vastaavasti, mikäli meristä haihtuvan veden varastoituminen mannerjäätiköihin on suurempaa kuin siitä sulavan veden määrä, muuttaa sekin merivirtojen termohaliinista kiertoa alentaen samalla myös merenpinnan tasoa.

Muuttuneisiin ilmasto-oloihin liittyneitä syy-seuraus-suhteita on pyritty selvittämään pääasiassa epäsuorista havaintoaineistoista, eli proksi-aineistosta, johdettutuista aikasarjoista (Benn & Evans 2010: 49–55; Bond ym. 2001; Barker ym. 2011). Pitkälti tämän tiedon valossa luonnontieteissä vallitsee empirian ja mallinnusten mukainen näkemys siitä, että jäätiköiden massoissa tapahtuvat muutokset ovat kytköksissä ilmastollisiin ja merellisiin lämpöolosuhteisiin sekä merenpinnan tason vaihteluihin (Alley & MacAyele 1994; Lambeck ym. 2002; Lynch-Stieglitz ym. 2014; Weber ym. 2014; Stokes ym. 2015; Patton ym. 2016). Kyseessä on ilmakehän, valtameren ja jäätiköiden vuorovaikutussuhteisiin perustuva monimutkainen ilmastokokonaisuus palautemekanismeineen.

Kvartaarin aikaiset ilmastojaksot ovat vaihdelleet kymmenien tuhansien vuosien sykleistä tuhansia tai satoja vuosia kestäviin periodeihin (Bond ym. 1997; Jouzel ym. 2007; Barker ym. 2011). Pidemmän aikaskaalan jaksollisuutta selitetään planetaarisilla

tekijöillä, kuten maapallon kiertoradan, akselin kallistuskulman ja akselikulman pyörimisliikkeen muutoksilla. Toisaalta, viimeisen jäätiköitymisjakson aikana ilmasto-olot vaihtelivat myös lyhyemmällä ajanjaksolla vuoroin kylmistä (stadiaalista) lämpimiin (interstadiaaliin) periodeihin. Kyseinen 1000–3000 vuoden syklinen ilmastojaksojen vaihtelu tunnetaan paremmin nimellä Dansgaard-Oeschger (D-O) -sykli, jossa nopeaa ilmaston lämpenemistä, jopa kymmenen astetta muutamassa vuosikymmenessä, seuraa hitaampi ilmaston viilenemisen vaihe (Dansgaard ym. 1998). Vaihtelua on selitetty ilmakehän kasvihuonekaasupitoisuuksissa tapahtuvien vaihtelujen lisäksi Atlantin merivirran muutoksilla, joiden myötä jäätiköiden läheisyydessä vallitsevat lämpöolo-olosuhteet ovat muuttuneet merkittävästi (Alvarez-Solas ym. 2010; Denton ym. 2010). Syklisyyden aiheuttajasta ei ole kuitenkaan täyttä yksinmieleisyyttä.

Liikkuva jäämassa, eli jäätikkö, virtaa mantereen kerrostumisalueiltaan maanpinnan muotoja myötäillen kohti rannikkoalueita (Benn & Evans 2010: 30–32). Jäätikön reunan ulottuessa rannikkoaluille, siitä lohkeaa aika ajoin mereen kelluvia jäävuoria. Ilmiötä kutsutaan jäätiköiden poikimiseksi, mikä on normaalia jäätiköiden toimintaa. Jäävuoret kuljettavat virtaavan jäätikön irrottamaa maa-ainesta (engl. *ice-drafted debris*, IRD). Sulaessaan jäämassat kasaavat sedimenttikerroksia merenpohjaan. Näistä kerrostumista on havaittavissa systemaattisia muutoksia Laurentiaan mannerjäätikön Hudsonin lahden jäävuorten poikimisessa (Heinrich 1988). Kerrostumat indikoivat intensiivisiä poikimisjaksoja, joista käytetään nimitystä Heinrich-tapahtumat. Alley & MacAye (1994) mukaan Heinrich-tapahtumat ovat seurausta jäätikön pohjaolosuhteiden muutoksista, jotka heijastuvat jäätikkövirtausten dynamiikassa. Bassis ym. (2014) mallinnusten mukaan merivirtojen (engl. *Atlantic meridional overturning circulation*, AMOC) lämmittävä vaikutus, yhdessä Atlantin merivirtakierron tapahtuvien muutosten kanssa, on todennäköisesti johtanut Heinrich-tapahtumiin.

Intensiivisten poikimisjaksojen seuraukset usein liitetään kylmiin ilmastojaksoihin, kun jäävuorien sulamisvedet laimentavat meriveden suolaisuutta Pohjois-Atlantilla (Rahmstorf 2002; 211–212; Marshall & Koutnik 2006: 2021). Suolaisuuden muutoksesta seuraa etelästä pohjoiseen lämpöenergiaa tuovan merivirran hidastuminen tai jopa pysähtyminen. Heinrich-tapahtumia sekä IRD-kerrostumia

tulkitsamalla ja vertailemalla muihin proksi-aineistoihin, kuten jäätikkö- ja merenpohjakairausten hapen isotooppivaiheisiin (Bond ym. 1992; Bond & Lotti 1995) sekä merenpinnan tason vaihteluihin (Lambeck ym. 2002), on selvitetty poikimisjaksoihin kytkeytyviä ilmastollisia ja merellisiä lämpöolosuhteita (Cacho ym. 1999; Barker ym. 2011). Tutkimukset ovat osoittaneet, että muutokset Grönlannista lohkeavien jäävuorten määrässä, paikallisissa ilmasto-oloissa, kasvihuonekaasupitoisuuksissa ja Pohjois-Atlantin termohaliinisessa kierrossa (THC) korreloivat keskenään (Bond ym. 1997; Alvarez-Solas ym. 2010; Schilt ym. 2013). Näiden muuttujien ajallisista yhteensopivuuksista ja korrelaatioista on johdettu merellisiä ja ilmastollisia vaiheita. Viimeisimmän jäätiköitymisen kylmän ilmaston vaihetta edustaa ajanjakso, jolloin pohjoisen pallonpuoliskon jäätiköt saavuttivat maksimilaajuutensa (engl. *Last Glacial Maximum*, LGM).

Viimeisin Veiksel-jäätiköityminen ajoittuu ajanjaksolle 100 800–11 700 BP (engl. *before present*), ja LGM noin 23 000–19 000 BP, jolloin valtamerenpinnan taso oli noin 120 metriä alempana nykyisestään (Hugnes ym. 2013: 172–176). Kyseiseen tapahtumaan johtaneita syitä on selitetty erinäisillä ilmastomekanismeilla (Clark ym. 2009). Ilmaston kylmenemisen syitä on spekuloitu etelästä pohjoiseen lämpöä tuovan merivirtakierron heikkenemisellä ja pysähtymisellä (Lynch-Stieglitz ym. 2014; Böhm ym. 2015). Uusien mallinnusten valossa näyttäisi siltä, että jäävuorten sulavedet eivät ole LGM:n aikaisen stadiaalin syy, vaan pikemminkin seuraus (Barker ym. 2015). Tutkimukset ovat myös osoittaneet, että merivirran pintaosien alapuolisen vesimassan suhteellisen pienikin lämpeneminen on mahdollisesti johtanut jäätikön poikimiseen, ja reuna-aseman vetäytymiseen, vaikka ilmasto olisikin kylmässä vaiheessa (Bassis ym. 2017).

Viimeisen maksimilaajuutensa saavutettuaan jäätikkömassat alkoivat nopeasti pienentyä ja jään reuna vetäytyä, kunnes deglasiation vaihe pysähtyi sadoiksi vuosiksi stadiaalin aikaan noin 12 700–11 500 vuotta sitten (Muscheler ym. 2008). Kyseistä periodia kutsutaan nimellä Nuorempi Dryas (engl. *Younger Dryas*). Ajanjaksoa pidetään merkittävänä äkillisen ilmaston kylmenemisen vaiheena, jolloin jäätikön reuna vuoroin eteni ja perääntyi kymmeniä kilometrejä jättäen jälkeensä reunamuodostumia (Hughes ym. 2016: 29–30). Nuorempi Dryas on merkittävä geologinen periodi, sillä sitä pidetään viimeisen jäätiköitymisjakson, eli Veikselin, päättymisajankohtana. Tuolloisen

Fennoskandian jäätikön reunan oskilloinin seurauksena muodostuivat myös Suomen Salpausselät (Johansson ym. 2011: 111). Yksittäistä Nuoremman Dryaksen kylmään ilmastovaiheeseen johtanutta tapahtumaa ei ole todennettu (Renssen ym. 2015). Ilmaston kylmenemiseen on todennäköisesti johtanut useammat tekijät, kuten merivirroissa, auringon säteilyssä ja ilmakehän kierrossa muutoksia aiheuttaneet tapahtumat. Veikselin päätyttyä alkoi lämpimän ilmaston interglasiaalinen aika, holoseeni, jonka ensimmäisen parin tuhannen vuoden aikana Pohjois-Amerikan ja Euraasian mannerjäätiköt sulivat kokonaan (Patton ym. 2017).

Maapalloon ulkoisesti vaikuttavien ilmastopakotteiden (Jouzel ym. 2007) ja ilmastosysteemin sisäisten kytkentöjen (Rahmstorf 2002) lisäksi jäätikködynamiikkaan ja massamuutoksiin vaikuttavat jäätikön alaiset, eli subglasiaaliset, ilmiöt (Cook & Swift 2012; Livingstone ym. 2016; Patton ym. 2017). Jäätiköt altistuvat jatkuvasti ulkoisille vaikutteille, joihin ne reagoivat sisäisten tekijöidensä mukaisesti. Kausaliteettien valossa ulkoisten ja sisäisten tekijöiden roolien erittely jäätikössä tapahtuvien muutosten kannalta on haastavaa, erityisesti kun subglasiaalisten prosessien jäätikködynaaminen vaikutus on tiedeyhteisölle yhä epäselvä (Margold ym. 2015; Stokes 2017).

Aktiivisten mannerjäätiköiden subglasiaalisista olosuhteista on haastavaa saada tietoa, kun tutkimuskohteen päällä virtaa kilometrien paksuinen jääkerros (Bingham ym. 2010: 344–346). Toisaalta, menneiden jäätiköitymisten muodostamat subglasiaaliset maanpinnan muodot antavat hyödyllistä tietoa deglasiaatioon liittyvistä prosesseista. Glasiaaligeomorfologinen tieto on rinnastettavissa Antarktiksien ja Grönlannin dynamiikkaan sekä jäätiköissä tapahtuvien muutosten numeeriseen mallintamiseen. Mannerjäätiköiden subglasiaaliset geomorfologiset muodostumat ovat syntyneet aina tietyn tyyppisten glasiologisten olosuhteiden alaisuudessa (Stokes ym. 2015: 16–18, 42). Näin ollen glasiaaligeomorfologiaan pohjautuvat jäätikködynaamiset tutkimukset saattavat antaa oleellista tietoa jäätiköiden alati muuttuvista olosuhteista. Tieto on tärkeää yhä tarkempien ja todenmukaisempien jäätikkömallinuksien kannalta, sillä menneiden ilmastovaiheiden jäätikködynaamiset selvitykset vähentävät mallien epätodennäköisyystekijöitä (Stokes ym. 2017: 24; Clark ym. 2018a).

Glasiaaligeomorfologisen tiedon hyödyntäminen on merkittävää, sillä tieto muinaisten

mannerjäätiköiden virtausdynamiikasta on avainasemassa tulevaisuudessa muuttuvien mannerjäätiköiden tutkimuksessa, kuin myös lämpenevään ilmastoon reagoivien jäätikkövirtausten aiheuttavan merenpinnan nousun arvioimisessa.

2.1 Jäätikön virtausdynamiikka

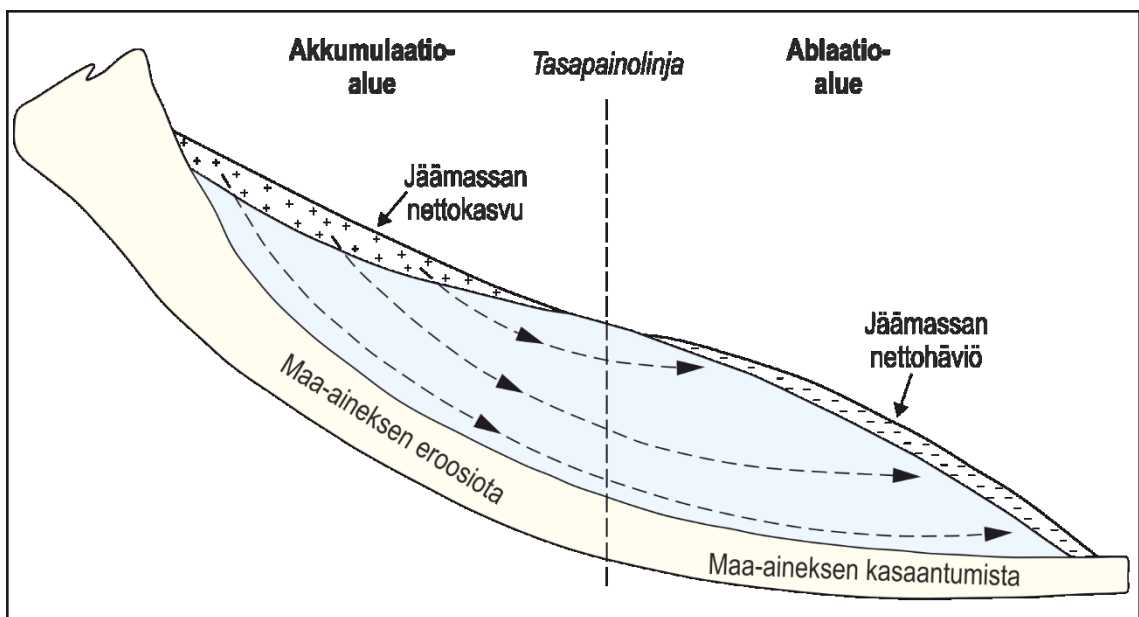
Jäätiköt syntyvät lumena sataneesta vedestä alueilla, joilla satanut lumi pysyy maassa yli vuoden (Benn & Evans 2010: 32). Mikäli ilmasto pysyy kylmänä ja kosteana riittävän pitkään, sataneen lumen päälle muodostuu vuosi vuodelta uusia lumikerroksia.

Alempien kerrosten tiheys alkaa paineen ansiosta kasvaa. Kasvavan paineen myötä alimpien kerrosten lumen kiderakenteet alkavat muuttua (Menzies & Hughes 2002: 54). Lumikerrokset muuttuvat jääksi, kun kasvava paine muuttaa kiteiden muotoa vähentäen samalla kerroksen huokoisuutta. Puristuksen aiheuttama paine johtaa lopulta lumen uudelleenkiteytymiseen jääksi. Jäätiköiden jää on määritelmänsä mukaan monikiteinen epähuokoinen substanssi, jota ilma ei kykene läpäisemään. Jäätiköiden osia kutsutaan akkumulaatioalueiksi, kun vuodenkierron yli säilynyt satanut lumi mahdollistaa uuden jään syntymisen (Benn & Evans 2010: 4–5).

Vastaavasti sulavan jäätikön vyöhykkeitä, joilla satanut lumi sulaa vuoden kuluessa, kutsutaan ablaatioalueiksi.

Jäätiköiden massa on fysikaalisilta ominaisuuksiltaan huomattavan kestävä ja taipuisaa ainetta (Menzies & Hughes 2002: 54–56). Toisaalta yksittäisen kiteen sivuakselin tasolla jää on suhteellisen heikkoa, mikä mahdollistaa kiderakenteen muutoksen sekä jäätikön sisäisen muodonmuutoksen, eli deformaation, kun kiteeseen kohdistuu riittävän suuri puristusaine. Jäätikön sisäinen deformaatio aiheuttaa jäämassaan erittäin hidasta liikettä (engl. *creep*) (Jiskoot: 2011: 245–248). Jääkiteistä koostuva deformoitava massa alkaa maanvetovoiman ansiosta virrata, kun jään sisäinen rasite ja jäämassaan kohdistuvan gravitaatio sysää jäätikön liikkeeseen. Fysikaalinen liike aiheutuu jäätikköön kohdistuneesta gravitaation aiheuttamasta rasituksesta, joka määrättyy putoamiskiihtyvyyden, jään tiheyden ja paksuuden sekä jäätikön alaisen rinteiden kaltevuuden mukaan. Jäämassa on korkean viskositeetin omaavaa plastista ainesta, jonka virtaus perustuu korkean paineen ja rasituksen aiheuttamaan sisäiseen deformaatioon ja kiteiden dislokaatioon (van Der veen 2013: 54).

Jäätiköiden kasvava jäämassa ei fysiikan lakien myötä kykene kasvamaan korkeutta loputtomiin, sillä jää on pakotettu kulkeutumaan pois akkumulaatioalueiltaan (Benn & Evans 2010: 30–35). Jäämassa virtaa ablaatioalueille, missä vesi lopulta poistuu jäätikkösystemistä (kuva 1). Massalisäykseen ja -häviöön vaikuttavien prosessien suhdetta kutsutaan jäätikön massataseeksi (engl. *glacier mass balance*) (Haeberli 2011: 399). Kun nettokasvu ja -häviö ovat samansuuruiset, jäätiköllä vallitsee tasapainotila. Jäämassan nettokasvun ja nettohäviön suhde on merkittävä jäätikössä tapahtuvien muutosten kannalta, sillä niiden mukainen jäätikön paksuus ja kaltevuus määrittävät mannerjäätikön reagoititavan muuttuvassa ilmastossa (Jiskoot 2011: 252).



Kuva 1. Havainnollistava piirros jäätikön massataseen jakautumisesta. Piirros ei ole realistisessa mittakaavassa (Benn & Evans 2010, mukailen).

Poikkeamat jäätikön massatasapainotilasta säätelevät jään virtausnopeutta (Benn & Evans 2010: 145–147). Mitä suurempi on akkumulaation ja ablaation mukainen poikkeama tasapainotilasta, sitä nopeammin jää virtaa. Mikäli jäämassa virtaa nopeammin jäätikön reuna-asemaan kuin massaa poistuu ablaatio-alueella, reuna etenee ja jäätikön laajuus kasvaa. Vastaavasti päinvastaisessa tilanteessa jäätikön reuna perääntyy ja laajuus pienenee. Etenemisen ja perääntymisen vaiheet näyttäytyvät reuna-aseman alueellisina muutoksina (Copland 2011: 934; Rinterknecht 2011: 192–193). Jäätikön perääntymisvaihetta kutsutaan deglasiatioksi, joka viittaa meren ja maa-alueiden paljastumiseen jäätikön peittämältä alueelta.

Jäätikön eri osien lämpötilat vaihtelevat pintaosien kymmenistä pakkasasteista pohjaolojen lämpötilaan, jossa vesi voi sulaa (Benn & Evans 2010: 26–30). Kun jäämassa on lämpötilaltaan lähellä veden sulamispistettä (engl. *warm ice*), kutsutaan jäätikköä temperaattiseksi (engl. *temperate glaciers*). Jäätikön pohjalla jään sulaminen liittyy veden sulamispistettä alentavaan painetilaan sekä kitkavoiman lämmittävään vaikutukseen. Jäätiköistä, joiden lämpötilat ovat alle jään sulamispisteen, ja mahdollisesti jäätyneenä kiinni alustaansa, käytetään nimitystä kylmäpohjainen jäätikkö (engl. *cold glaciers*). Jäätiköitä, joissa esiintyy sekä lämmintä että kylmää jäätä, kutsutaan polytermisiksi (engl. *polythermal glaciers*). Jäätikön pohjan lämpötila ovat merkittävä glasiaalidynaaminen tekijä (Copland 2013: 49–51). Jään lämpötila, sisäinen deformaatio ja liike ovat merkittäviä tekijöitä, kun pohditaan jäätikön reagointia ilmastossa tapahtuviin muutoksiin.

Glasiaalidynamiikka viittaa jäätikön liikkeessä tapahtuviin muutoksiin ajassa ja tilassa (Benn & Evans 2010: 142–145). Muutokset ovat seurausta jään virtausta edistävien ja vastustavien fysikaalisten voimien vaikutuksesta. Jäätikön paksuuden vaihtelut ja jäähän kohdistuvan rasituksen epätasainen jakautuminen, yhdessä jäätikön hydrologian ja massabalanssin kanssa, muuttavat jatkuvasti jäätikön sisäisten fysikaalisten voimien suhdetta. Jäätikön massabalanssissa tapahtuvat muutokset heijastelevat ilmastollisia vaikutteita, jotka ovat jäätikön sisäisistä vaikutteista riippumattomia ulkoisia tekijöitä (Haeberli 2011: 406; Hughes 2011: 410–411). Vaikka ilmastolliset tekijät määrittävät pidemmällä ajanjaksolla jäätikön etenemis- ja perääntymisvaiheita, vaikuttaa jään virtaukseen lyhyellä aikaskaalalla moninaiset prosessit, jotka eivät suoranaisesti heijastele ilmasto-oloja (Graham 2011: 602; Jiskoot 2011: 252).

Jäämassan virtaus akkumulaatiosta ablaatioon on epätasaista ja muuttuvaa eli dynaamista (Hughes 2011: 409–410). Mannerjäätikön keskikohdissa jään virtaus on hidasta. Kohti reuna-asemaa edetessään jäätikön virtaus alkavat paikoitellen yhdistyä ja eriytyä erillisiksi virtauksiksi. Reuna-aseman läheisyydessä virtaukset usein haarautuvat erillisiksi kielekevirtauksiksi (engl. *ice lobes*). Mannerjäätiköiden liikkeistä on erotettavissa kielekevirtauksia pienempiä alueellisia yksiköitä (Bennett 2003; Margold ym. 2015). Jäätikkövirtaukset (engl. *ice streams*) erottuvat ympäröivästä

jäämassasta nopeampina virtauksina, joiden nopeudet vaihtelevat noin 500–1000 metriä vuodessa. Nopean jään virtauksiin saattaa yhdistyä sivuvirtauksia (engl. *tributary ice stream*), jotka myös osaltaan vaikuttavat virtausdynamiikkaan sekä jäätikön massabalanssiin (Jiskoot 2011: 1009–1010). Deglasiation edetessä sivuvirtaukset voivat erkaantua päävirtauksestaan erillisiksi yksiköiksi. Jäätikön reuna-aseman perääntyessä myös päävirtaukset voivat jakaantua pienemmiksi virtauskentiksi (Ahokangas & Mäkinen 2014).

Jäätikkövirtausten dynamiikka on jäätikön massabalanssin kannalta merkittävää, sillä niiden kautta kulkee suurin osa mannerjäätiköstä mereen päätyvästä jäämassasta (Margold ym. 2015: 139; Ng 2015; Aschwanden ym. 2016). Subglasiaalisten tekijöiden tiedetään vaikuttavan jäätikkövirtauksen, mutta niiden dynaamiseen käyttäytymiseen johtavat prosessit ja mekanismit muutoksiin johtavine kynnyksirajoineen ovat tieteelle tuntemattomia (Stokes 2017). Menneiden jäätiköitymisten aikaiset subglasiaaliset prosessit ovat jättäneet jälkeensä geomorfologisia todisteita silloisista dynaamisista muutoksista. Maanpinnan muotojen tulkinnoista voidaan tehdä johtopäätöksiä jäätikön virtaukseen liittyvistä subglasiaalisista prosesseista menneiden, nykyisten ja tulevien jäätiköiden osalta (De Angelis & Kleman 2008; Margold ym. 2015). Jäätiköiden toimintaa ja käyttäytymistä tarkastelevat geomorfologiset tutkimukset mahdollistavat näin glasiaalidynamiikkaan vaikuttaneiden subglasiaalisissa ilmiöiden analysoinnin.

Glasiaaligeomorfologia, osana jäätikkötutkimuksen poikkitieteellistä alaa, tuo lisäinformaatiota jäätiköiden etenemis- ja perääntymisvaiheiden jäätikködynamiikasta (Fastook & Hughes 2013; Stokes ym. 2015: 39). Menneisyydessä toimineet jäätikkövirtaukset (engl. *palaeo-ice streams*) antavat mahdollisesti osviittaa siitä, miten jäätikkö on alueellisesti ja ajallisesti poistanut systeemistään jäämassaa, niin yksittäisen virtauksen kuin myös niistä muodostuvan kokonaisuuden osalta (Stokes & Clark 2001; Margold ym. 2015: 137–139; Margold ym. 2018). Geomorfologiset tulkinnat ovat osoittaneet, että virtausnopeudet vaihtelevat paikallisesti stabiileista ja jatkuvista alati muuttuviin virtauskenttiin. Jäätikkövirtausten ajallisuuden linkittäminen ilmastollisiin kronologioihin, kuten esimerkiksi D-O-sykleihin ja Heinrich-tapahtumiin, antaa parhaimmillaan tietoa tapahtumien merkittävydestä jäätikön deglasiation ja massabalanssin kannalta (Stokes ym. 2015; Stokes 2017). Sekä nykyisiin että

menneisiin mannerjäätiköihin liittyvät ilmiöt antavat perustavanlaatuista tietoa, kun pyrimme selvittämään tulevaisuudessa muuttuvien jäätiköiden dynamiikkaan liittyviä epävarmuuksia.

2.1.1 Subglasiaaliset tekijät

Kleman & Hättestrand (1999) mukaan jäätikön ja maankamaran rajapinnassa vallinneen lämpötilan kehitys on säädellyt Fennoskandian ja Laurentiaan jäätiköiden alaisen maaperän ja virtaavan jään geomorfologisia prosesseja. Jäätikön alaisten lämpöolojen alueellisuus (engl. *subglacial thermal organisation*) vaikuttaa merkittävästi virtaavan jään nopeuteen ja sijaintiin (Kleman & Glasser 2007: 594–595). Täten subglasiaaliset lämpöolot vaikuttavat osaltaan jäätikön massabalanssin ja yleisemmin jäätikön käyttäytymiseen. Alueilla, joilla jäätikön pohja on jäätyneenä alustaansa, vallitsee erilaiset virtausolosuhteet kuin alueilla, joilla jäätikön pohja on sulavesiensä myötä alustastaan vapaa. Jäätyneiden alueiden geomorfologiset prosessit ovat toisenlaiset kuin sulapohjaisilla jään alueilla. Mikäli deglasiation myötä paljastuneet laaja-alaiset geomorfologiset kokonaisuudet poikkeavat selvärajaisesti toisistaan, saattavat ne indikoida esimerkiksi jäätikön pohjan lämpöolojen muutosta.

Subglasiaalisessa ympäristössä esiintyy paikoin kohtia (engl. *sticky spots*), joissa jäätikön virtaus on kitkan vaikutuksen johdosta hyvin hidasta tai lähes olematonta (Stokes ym. 2007: 239–245). Hitaan virtauksen kohtia ympäröi nopeampi jäänvirtaus. Jäätikkövirtauksen paikalliseen stagnaatioon todennäköisesti johtavat subglasiaaliset tekijät, kuten kumpareinen ja kiteinen kallioperä, sulavesien jäätyminen ja jääpitoiset maaperäkerrostumat. Havainnot nykyisistä jäätiköistä ja deglasiation paljastaneilta alueilta puoltavat näkemystä siitä, että maankamaran topografia on merkittävä tekijä sekä alustaansa kiinni jäätyneiden kohtien (Kleman & Hättestrand 1999; Kleman & Glasser 2007: 595) että nopeiden jäätikkövirtausten alueellisessa sijoittumisessa (Winsborrow ym. 2010: 47–49; Margold ym. 2015: 135).

Subglasiaalisen kallioperän topografiaa muokkaa jäätikköeroosio, jonka vaikutuspotentiaali on riippuvainen jäätikön pohjan lämpövyöhykkeistä, jäämassan aiheuttamasta rasituksesta ja geologisista ominaisuuksista, kuten kallioperän rakenteesta ja litologiasta (Benn & Evans 2010: 303; Harbor 2013). Jäätikön kuluttava vaikutus jättää jälkeensä laaja-alaisia geomorfologisia piirteitä, kuten huomattavan

syviä maanpinnan muotoja (engl. *overdeepenings*), jotka osaltaan säätelevät jään virtauksen alueellisuutta ja virtausnopeuksissa tapahtuvia muutoksia (Lloyd 2011: 258; Cook & Swift 2012: 335). Syvänealtaita saattaa muodostua myös eroosioalttiiden sedimenttikerrostumien (engl. *soft sediment*) yhteyteen lähelle jään reuna-asemaa (Benn & Evans 2010: 304; Cook & Swift 2012: 346–354). Topografia, mahdollisine syvänealtaineen, määrittää jään paksuuden kanssa subglasiaalisen vedenpaineen sekä veden kulkeutumisen ja varastoitumisen, joiden oletetaan vaikuttavan jäätikkövirtauksen nopeuteen ja alueellisuuteen. Myös jäätikön kuljetuksen ja sedimentaation mukainen maa-aineksen kerrostuminen määrittyy osin jäätikön alaisen maankamaraan topografian mukaisesti.

Subglasiaalinen topografia, yhdessä kallioperän tai maaperän ominaisuuksien kanssa, vaikuttaa myös jäätikkövirtauksen sijaintiin ja nopeuteen (Bennett 2003: 327–329; Winsborrow ym. 2010: 47–49). Tapa, jolla jäätikkövirtaus reagoi alustansa, riippuu lopulta subglasiaalisista lämpöoloista sekä sulavesien määrästä ja kulkeutumistavasta. Margold ym. (2015: 135–137) mukaan Laurentiaan jäätikön subglasiaalisessa ympäristössä kapeiden nopean jään virtauksien sijaintia säätelivät topografia, jäävuorten poikiminen, geoterminen lämpö, paikoittainen pehmeä deformatiivinen maaperä tai kova kallioperä sekä vedenpaineen muutokset jään ja maankamaraan rajapinnassa. Lisäksi ilmastolliset vaihtelut jäätikködynamiikkaa määrittävissä tekijöissä heijastuvat jään virtauksen ja jäätikön paksuuden muutosten myötä subglasiaalisen ympäristöön (Jaeger & Koppes 2016: 47–49). Jäätikön paksuus ja virtaus puolestaan kontrolloivat subglasiaalisen vedenpainetta ja jään liikkeitä, jotka määrittävät jäätikön alaisen geomorfologisen työn. Jäätikön virtauksesta koituvan kulutuksen ja sedimentaation ilmiöt linkittyvät glasiaalidynaamisten tekijöiden, kuten pohjan lämpöolojen ja jäätikön massabalanssin, myötä ilmastollisiin vaihteluihin.

2.1.2 Virtausnopeuteen vaikuttavat mekanismit

Jäämassan kohdistuvasta rasituksesta (engl. *stress*) aiheutuva materiaalin puristus ja venymä (engl. *strain*) ovat fyysikaalinen perusta jäätikön liikkeelle (Benn & Evans 2010: 108–115). Hyvin oleellista virtausmekanismien kannalta on jäätikön alustan vaikutus sekä jään ja sedimenttien subglasiaalinen deformaatio. Jäätikön suuresta massasta koituva rasitus, halkeilu sekä jään deformaatio ovat oleellisimpia fyysikaalisia perusteita

jäätikön virtauksen mekanismeille. Lisäksi jäätikön alustan geologiset ominaisuudet määrittävät maankamaran deformaatiopotentiaalin, ja näin ollen virtausnopeuteen vaikuttavien mekanismien vuorovaikutteisuuden yhdessä jäämassan ominaisuuksien kanssa (Winsborrow 2010 ym. 50–51).

Merkittävänä virtaavan jään mekanismina pidetään jäätikön pohjan liukumista (engl. *basal sliding*), joka aiheutuu jään ja sen alustan välisestä liikettä vastustavan kitkavoiman vähentymisestä (Benn & Evans 2010: 118–119). Liukumiseen usein liittyy subglasiaalisen sulaveden ja tasaisen maanpinnan välinen vuorovaikutteisuus, jonka myötä jätikkö on alustastaan vapaa. Mikäli jäätikön alustana on kallioperä, liukumisen edellytyksenä on veden sulamisen mahdollistama subglasiaalisen paine, joka vähentää rajapinnan kitkavoiman vaikutusta jään virtaukseen (Kumar 2011: 415). Erityisen nopea pohjan liukuminen liittyy useimmiten maaperäkerrostumien päällä virtaavaan jätikköön. Valtaosa nopean jätikkövirtauksen mekanismeista liittyy pohjan liukumiseen ja sen edellyttämään lämminpohjaiseen jäämassaan (Jaeger & Koppes 2016: 47). Kylmäpohjaisen jätikkön hidas virtaus on puolestaan seurausta subglasiaalisen jäämassan deformaatiosta.

Jäätikön pohjan liukuminen perustuu liikkeen nopeutta sääteleviin tekijöihin, kuten jään lisääntyneeseen virumiseen (engl. *enhanced creep*) ja regelaatioon (engl. *regelation*) (Benn & Evans 2010: 120). Nämä kaksi tekijää perustuvat maankamaran epätasaisuudesta johtuviin paikallisiin jäähän kohdistuviin paineen ja rasituksen muutoksiin. Regelaatio tarkoittaa subglasiaalisen jään sulamista kovan paineen alla, kun virtaava jäämassa kohdistuu liikettä vastustavaan esteeseen, kuten esimerkiksi kalliokumpareeseen (Jiskoot 2011: 250). Regelaatiolla viitataan myös sulaveden uudelleen jäätymiseen esteen suojapuolelle, missä vallitsee matalampi paine kuin virtaavan jään proksimaalissa. Lisääntynyt viruminen viittaa jäämassan laaja-alaiseen deformaatioon maankamaran rosaisuuden (engl. *bed roughness*) johdosta. Mikäli subglasiaalinen vedenpaine kasvaa riittävän suureksi, kehittyy jään ja maankamaran rajapintaan onkalomaisia kavitaatioita (engl. *cavitation*). Suhteessa jätikkövirtauksen tulosuuntaan, kavitaatiot muodostuvat maankamarasta kohoavan esteen suojapuolelle. Korkean vedenpaineen kavitaatiot irrottavat jäämassan alustastaan,

jolloin virtausliikkeeseen kohdistuva kitka vähenee huomattavasti. Tällä on liukumista ja jään virtausnopeutta kiihdyttävä vaikutus.

Subglasiaalinen moreeni on useimmiten lajittumatonta ja haurasta maa-ainesta, jonka raekoko vaihtelee lohkarasta saveen (Jiskoot 2011: 251–252). Tyypillisesti näiden jäätikön alaisten moreenikerrostumien paksuus vaihtelee 1–20 metrin välillä.

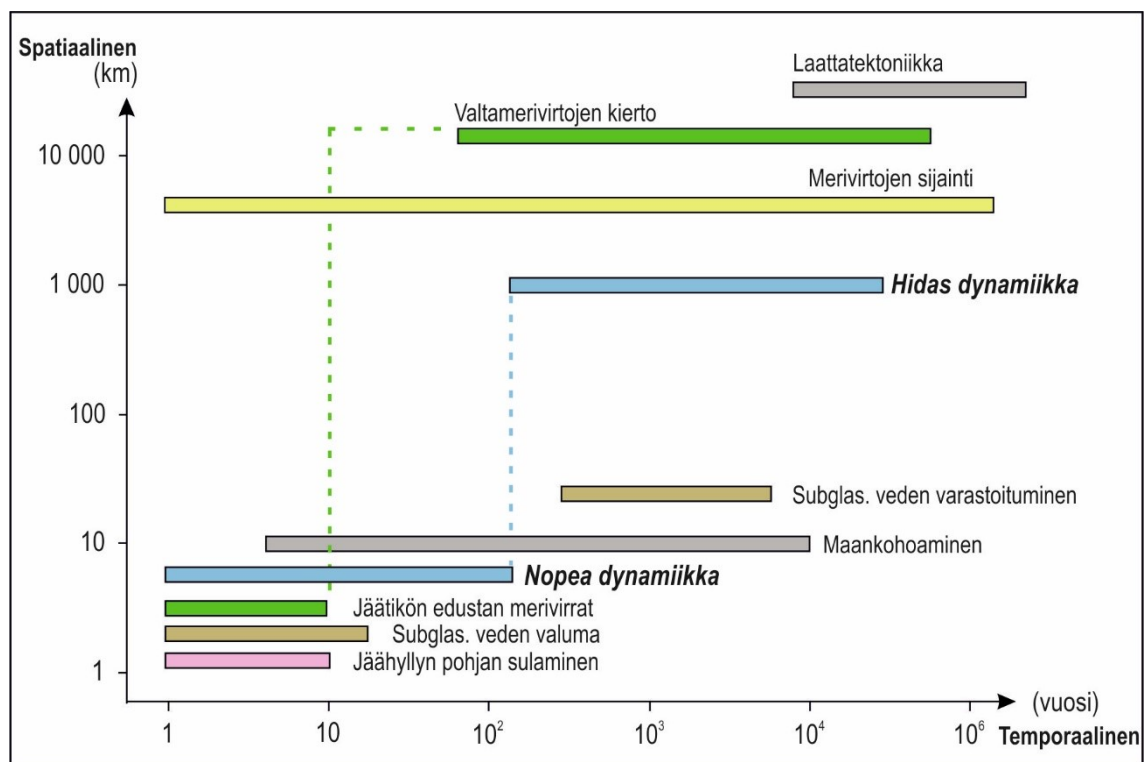
Subglasiaalisen moreenin hienoimmat sedimentit alentavat merkittävästi sedimentin koheesiota ja kitkaa, mikä tekee koko maaperäkerrostumasta herkemmin deformatuvaa. Erityisesti silloin, kun kasvava vedenpaine lisää sedimenttikerrostumaan veden kyllästämiä halkeamia ja huokosia. Tämänäyttöiset pehmeät veden kyllästävät sedimentit liitetään nopeaan jäätikkövirtaukseen ja pohjan liukumisen mekanismeihin (Fitzsimons & Lorrain 2011: 1101; Jaeger & Koppes 2016: 47). Toisaalta, sedimenttien deformaatio toimii myös erillisenä jäätikkövirtaukseen vaikuttavana mekanismina. Havainnot aktiivisista jäätiköistä puoltavat näkemystä siitä, että lämminpohjainen jäätikkö ja deformatuva pehmeä maaperä (engl. *soft bed deformation*) liittyvät nopean jään virtauksiin. Myös iskostumaton sedimentti tai konsolidoimaton hauras sedimenttikivi ovat deformatuvia (engl. *deformable beds*) sekä mahdollisesti veden kyllästämiä (Benn & Evans 2010: 121–130).

Jäätiköiden virtauksia määrittävät eri virtausmekanismit, joihin vaikuttavat subglasiaalisen ympäristön geologia ja vedenpaine (Bennett 2003: 320–325; Benn & Evans 2010: 121–130). Subglasiaalisten tekijöiden roolia itse mekanismeissa on eksplisiittisesti haastava todentaa, sillä tekijöiden vuorovaikutussuhteisiin ja hypoteettisiin malleihin liittyy paljon spekulatioita. Pehmeiden maaperäkerrostumien päällä virtaavan jäätikön mekanismit ovat tyypillisesti yhdistelmä pohjan liukumista ja sedimenttien deformaatiota (Jiskoot 2011: 252, 424–426; Livingstone 2012: 98). Subglasiaalisista prosesseista jäänyt geomorfologinen jälki on usein kuitenkin mosaiikkimainen kokonaisuus eri virtausmekanismeja erinäisine tekijöineen. Muutos ja epävakaus subglasiaalisessa tekijöissä vaikuttaa virtausmekanismien alueellisuuteen ja ajallisuuteen, mahdollisesti ennalta-arvaamattomalla tavalla.

2.1.3 Alueellisajalliset muutokset

Yksittäisen jäätikkövirtauksen nopeus saattaa vaihdella hitaasta nopeaan, ja päinvastoin, varsin lyhyessä ajassa (Bennett 2003: 318; Jiskoot 2011: 251–254).

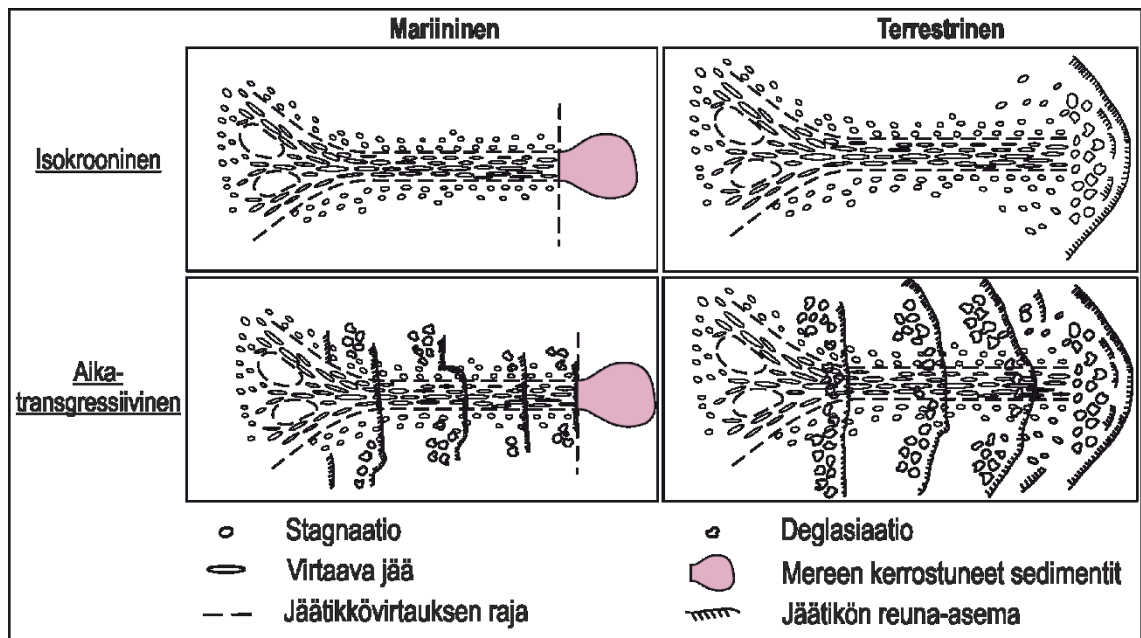
Jäätikkövirtausten vaihtelevaa käytöstä (engl. *glacier surges*) on perusteltu subglasiaalisen topografian, lämpötilan tai vesimäärän muutoksilla (Benn & Evans 2010: 196–197; Winsborrow ym. 2010: 56). Virtausdynamiikan kausaalisuudet ovat kuitenkin selitettävästä mittakaavatasosta riippuvaisia, sillä jäätikkövirtauksiin vaikuttavat samanaikaisesti lukuisat glasiaalidynaamiset prosessit, jotka tapahtuvat eri alueellisajallisilla skaaloilla (Greenwood ym. 2016: 9–10; Colloni ym. 2018). Virtausdynamiikkaa tarkasteltaessa valtamerenkiertoon liittyvistä ilmastollisista lähtökohdista, relevantit alueelliset muutokset tapahtuvat 1000 kilometrin mittakaavatasolla ja ajalliset muutokset satojen tai tuhansien vuosien ajanjaksolla. Subglasiaalisessa ympäristössä jäätikkövirtausten glasiaalidynaamiset ilmiöt sijoittuvat usein kymmenien kilometrien säteelle, ja niiden ajallinen kesto saattaa vaihdella vuodenaajoista vuosikymmeneihin (kuva 2).



Kuva 2. Jäätikködynamiikkaan liittyvät alueellisajalliset muutokset. Systeemissä vaikuttaa monia samanaikaisia prosesseja, joilla on erilaiset alueelliset ja ajalliset ulottuvuudet (Collani ym. 2018, mukailen).

Vaikka mannerjäätiköt muuttuvat ilmasto-valtameri-kytkentöjen mukaisesti, vaikuttaa glasiaaligeomorfologisiin rakenteisiin olennaisimmin jäämassan ja maankamaran fyysikaalinen vuorovaikutussuhde (Stokes & Clark 2001: 1449–1452). Jäätikön pohjan lämpöolosuhteet ovat merkittävä osa tätä subglasiaalista vuorovaikutteisuutta.

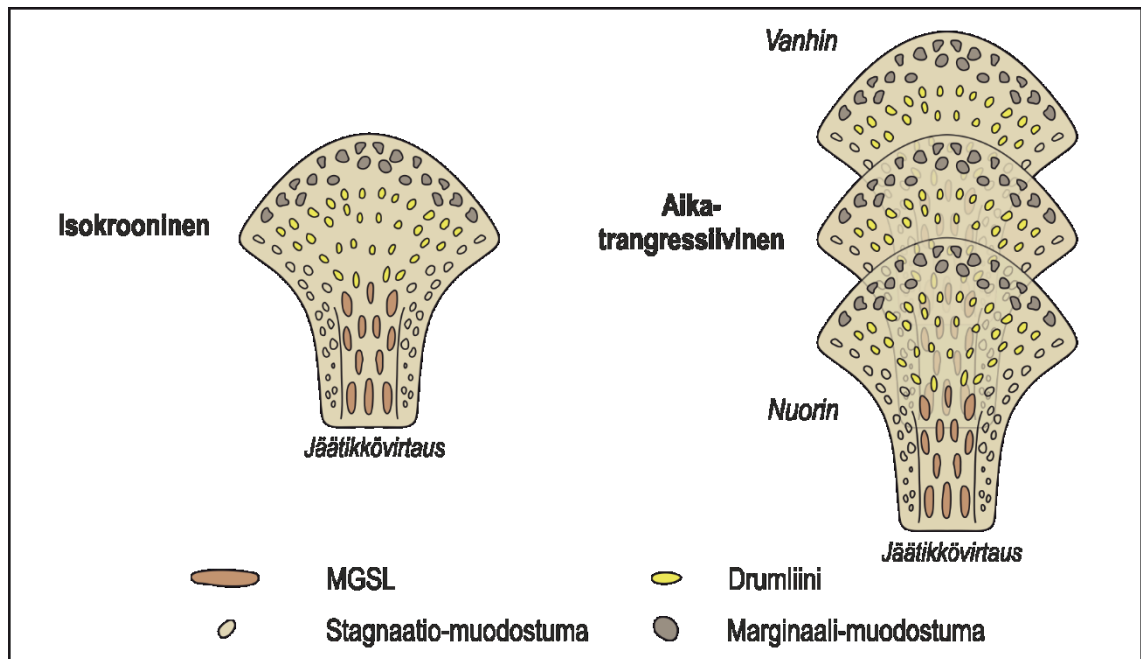
Maapinnan muotojen alueellisten rakenteiden kehitystä määrittää deglasiaatiovaiheen reuna-aseman kerrostumisympäristö, eli jäätikön ruenan päättyminen mereen (mariininen) tai maalle (terrestrinen) (Evans 2007; Evans 2013; 474–476). Jäätikkövirtausten alueellisajalliset muutokset näyttäytyvät maastossa geomorfologisin rakenteina, joiden yksittäiset elementit esittävät tiettyä glasiaalidynaamista ominaisuutta (kuva 3) (Stokes & Clark 1999; Stokes & Clark 2001: 1446–1448). Deglasiaation ajalliset muutokset, kuten reuna-aseman oskillointi ja paikalleen pysähtyminen, voi johtaa tilanteeseen, jossa jäätikön stagnaatio- ja virtausvaiheet kehittyvät maaperään päällekkäisinä kerroksina. Tämä saa aikaan kehityskululle ominaisen alueellisen rakenteen geomorfogisine kokoonpanoineen.



Kuva 3. Jäätikkövirtausten jättämät geomorfologiset jäljet. Piirros esittää ideaalitulannetta (Stokes & Clark 1999, mukaillen)

Deglasiaatiokehitys on aikatransgressiivista (engl. *time-transgressive*), kun jään virtaus deformaati jatkuvasti jo synnyttämiään muodostumia (Stokes & Clark 1999; Stokes & Clark 2001). Tällöin maastossa päällimmäinen, eli vanhempia muodostumia poikkileikkaava, geomorfologinen jälki esittää nuorinta deglasiaatiovaiheen virtauselementtiä (kuva 4). Jäätikkövirtauksen geomorfologinen rakenne voi myös indikoida sen aktiivisen viimeisintä vaihetta ilman maapinnanmuotojen alueellisajallista päällekkäisyyttä. Tällöin deglasiaatiokehitystä kutsutaan isokrooniseksi (engl. *isochronous*). Tämä on tyypillistä tilanteille, joissa jäätikkövirtaus passivoituu ja

lopettaa toimintansa. Tällöin se jättää jälkeensä geomorfologisen rakenteen toiminnastaan tietyltä ajanhetkeltä. Vaikka jäätikkövirtaukset jättäisivätkin jälkeensä idealisoituja alueellisia rakenteita (kuva 3, kuva 4), kertoo niiden geomorfologia mlko vähän virtaukseen vaikuttavien prosessien aikaskaalasta (Stokes 2017: 17).



Kuva 4. Terrestriseen jäätikkövirtauksen alueellisajallisuus maanpinnan muodoissa (Stokes & Clark 2001, mukailten).

2.1.4 Jään virtausta indikoivat geomorfologiset yksiköt ja niiden jatkumot

Subglasiaalisesti syntyneet maanpinnan muodot, jotka indikoivat jäätikön virtausta, ovat joko virtaussuuntaa myötäileviä tai virtaussuuntaan nähden poikittaissuuntaisia selänteitä (Benn & Evans 2010: 445). Virtaussuuntaa myötäilevät virtaviivaiset muodostumat ovat tyypillisesti drumliineja tai fluting-selänteitä. Drumliinit ovat ovaalin tai pisaran muotoisia selänteitä, joiden pituusakselit vaihtelevat kymmenistä metreistä kilometriin (Clark ym. 2009b; Spagnolo ym. 2011; Ely ym. 2018). Niiden morfologia vaihtelee merkittävästi subglasiaalisten olosuhteiden mukaan. Drumliinit esiintyvät maastossa useamman muodostuman ryppäinä. Yksittäisen muodostuman morfologiaan kuuluvat selänteen jyrkkäreunainen proksimaalinen osa ja loivarinteinen distaalinen osa (Benn & Evans 2010: 451; Menzies & Hess 2013: 133).

Tieteellisessä kirjallisuudessa jäätikön virtaussuuntaa indikoivista maanpinnan muodoista on käytetty termiä lineaatio (engl. *glacial lineation*) (Kleman & Glasser 2007; Stokes ym. 2013; Chandler ym. 2018). Lineaatioiden, mukaan lukien drumliinit ja

fluting-selänteet, muodostamista alueellisista rakenteista ja kokoonpanoista (engl. *flow sets*) voidaan analysoida jäätikön glasiaalidynaamisia vaiheita (Kleman ym. 1997; Kleman ym. 2006: 191–198; Margold ym. 2015: 15–18; Stokes ym. 2015: 39). Lineaatiot ovat oleellisin geomorfologinen yksikkö jäätiköiden virtauksen rekonstruoimisessa. Erityisen suurta huomiota tiedeyhteisössä ovat saaneet lineaatioden suurmuodot (engl. *mega-scale glacial lineations*, MSGL). Ne ovat drumliineja ja fluting-selänteitä pituusakseliltaan merkittävästi suurempia selänteitä (Clark 1993; Stokes & Clark 2002; Stokes ym. 2013; Spagnolo ym. 2014). Suurmuotojen pituudet vaihtelevat kilometrin kokoluokasta kymmeneen kilometriin. Vaikka MSGL-muodostumien syntymekanismeista ei ole tieteellistä yhteisnäkemyksiä (Clark 1993; Clark ym. 2003; Schoof & Clarke 2008; Shaw ym. 2008; Fowler 2010), tiedetään niiden kehittymiseen vaikuttavien subglasiaalisten prosessien liittyvän muiden lineaatioita edustavien muodostumien, kuten drumliinien ja fluting-selänteiden, syntyprosesseihin (Clark ym. 2009; Ely ym. 2016).

Drumliineja syntyy, kun virtaava jäätikkö kuluttaa, kuljettaa ja kasaa jäätikön alaista maa-ainesta (Clark ym. 2009; Benn and Evans 2010: 451, 463–497; Spagnolo ym. 2014). Drumliinien geomorfologiassa on paljon vaihtelevuutta, minkä johdosta drumliinimaisista maanpinnan muodoista käytetään yleisnimitystä ”drumlinoidi”. Monimuotoisuuden myötä myös drumliinien syntyprosesseista on useita eri teorioita ja malleja (Stokes ym. 2011). Muodostumiseen vaikuttavat subglasiaaliset prosessit ja tekijät vaihtelevat paikkakohtaisesti, jolloin eri geomorfologiset prosessit saattavat johtaa samaan lopputulokseen (engl. *equifinality*) (Möller & Dowling 2018). Tämän kaltaisen syntyvän pohjalta on esitetty teoria, jonka mukaan drumliinien syntyyn johtava tapahtumasarja saa alkunsa tietystä subglasiaalisiin prosesseihin kohdistuvasta häiriötekijästä (engl. *instability theory*) (Stokes ym. 2013; Clark ym. 2018b). Tällöin jokin universaali tekijä, kuten esimerkiksi aaltoliike, ohjaa erinäisien prosessien vuorovaikutteisuuden tiettyyn lopputulokseen, eli tässä tapauksessa drumliinin syntyyn.

Myös fluting-selänteet esiintyvät maastossa useamman yksikön joukkoina (Benn & Evans 2010: 447, Menzies & Hess 2013: 133). Yksittäisen, muodoltaan neulamaisen, fluting-selänteen korkeus vaihtelee senttimetreistä pariin metriin. Niiden pituus

vaihtelee muutamasta metristä kilometreihin. Tyypillisesti selänteet muodostuvat jäätikön pohjalla lohkareen suojapuolelle kehittyneeseen tunneliin, jossa moreeniainesta puristuu kokoon alipaineistuksen seurauksena (Gordon ym. 1992; Schoof & Clarke 2008). Myös muita malleja muodostumisesta on esitetty, painottuen enemmän tai vähemmän moreenin deformaatioon tai eroosioon. Muodostumiseen liittyvät prosessit vaihtelevat subglasiaalisen ympäristön alueellisten tekijöiden, kuten jäätikön pohjan lämpöolosuhteiden ja sulavesien sekä moreenin esiintyvyyden ja rakenteen mukaisesti (Roberson ym. 2011; Eyles ym. 2015). Fluting-selänteiden synty on riippuvainen jäätikön aktiivisuudesta sekä tapahtumapaikan sijainnista suhteessa jäätikön reuna-asemaan nähden.

Jäätikön virtaussuuntaan nähden poikittaiset subglasiaaliset moreeniselänteet, eli juomumoreenit (engl. *ribbed moreine*), syntyvät jäätikön deglasiatio-vaiheessa virtaavan jäämassan deformaation seurauksena (Hättestrand & Kleman 1999). Juomumoreenien kehittyminen mahdollistuu, kun kylmäpohjainen jäätikkö vaihettuu lämminpohjaiseksi, jolloin jäätikön alaisiin sedimenttikerrokseen kohdistuu sekä plastista (engl. *ductile*) että haurasta (engl. *brittle*) deformaatiota. Juomumoreenit ovat 150–300 metriä leveitä ja 10–30 metriä pitkiä ja muodoltaan kaarevia selänteitä, joiden kärjet suuntautuvat jäätikkövirtauksen suunnan mukaisesti (Dunlop & Clark 2006). Juomumoreeneja kehittää jäätikön virtausolojen muutosten yhteydessä, kun jo syntyneihin maanpinnan muotoihin kohdistuu uudelleen maanpintaa muokkaavia voimia. Möller & Dowling (2018) korostavat juomumoreenien, kuten myös drumliinien, syntyprosessien paikkakohtaisuutta ja morfologian moninaisuutta, sillä juomumoreenien geomorfologia voi kehittyä hyvin erilaisien tapahtumasarjojen ja prosessien kautta.

Jäätikködynaamisen tulkinnan kannalta merkittäviä geomorfologisia yksiköitä ovat myös jäätikön reuna-aseman moreenikummut ja -selänteet (engl. *ice-marginal moreine*) (Schomacker 2011: 748–752; Menzies & Hess 2013: 131–135).

Kumpumoreenien (engl. *hummocky moreine*) syntyprosessit liitetään usein jäätikkövirtauksen hidastumiseen ja pysähtymiseen eli stagnaatioon sekä stagnaattisen jäämassan paikalleen sulamiseen (engl. *dead ice*) jäätikön ablaatioalueella.

Reunamuodostumat koostuvat moreeneista, jäätikköjokien kasaamasta

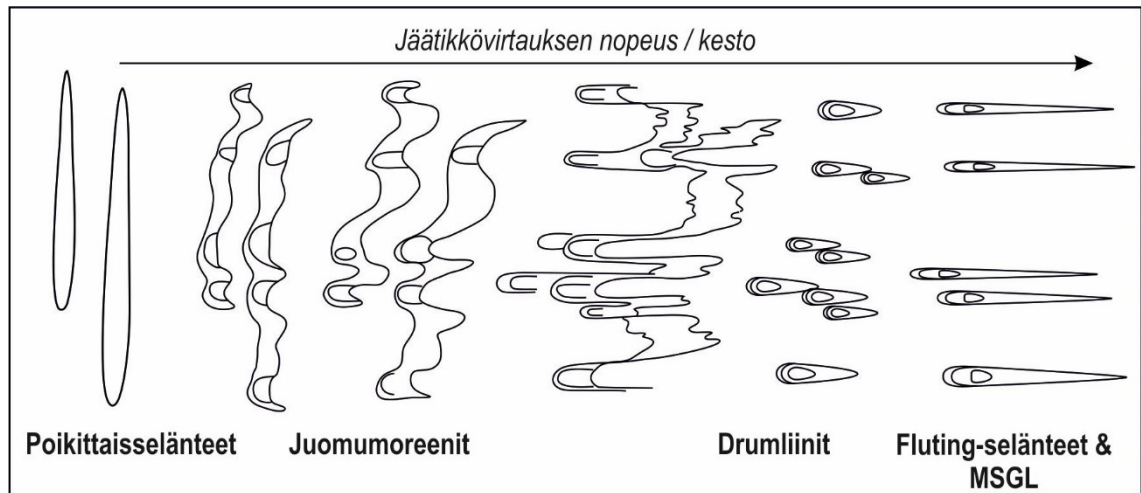
glasifluviaalisesta aineksestä tai niiden yhdistelmistä (Benn & Evans 2010: 488–492; Hambrey & Glasser 2011: 994–996). Tällöin ne saattavat kerrostua selänneäisiksi reunamoreeneiksi, glasifluviaaliseksi komplekseiksi tai niiden sekoitusta edustaviksi diamiktoneiksi.

Jäätikön reuna-asemaa indikoivat myös kapeat De Geer-moreenit, jotka syntyvät aktiivisessa reuna-asemassa (Linden & Möller 2005; Sinclair ym. 2018). De Geer-moreenit edustavat deglasiaatiovaiheen nuorinta geomorfologista yksikköä, eli niiden alueelliset rakenteet kertovat jään reunan perääntymisestä. Muodostumien on todettu syntyvän vuodenaikaisissa sykleissä. Tämä jaksollisuus liittyy väliaikaisesti pysähtyneen reuna-aseman jäävuorten poikimiseen ja jään reunan oskillointiin. De Geer-moreeneja voi myös syntyä reuna-aseman subglasiaalisen railoutumisen yhteydessä (Benn & Evans 2010: 563–564). De Geer-moreenien syntyyn todennäköisesti johtaa useampi prosessi ja niihin vaikuttavat moninaiset tekijät, kuten esimerkiksi proglasiaalinen veden syvyys (Ojala 2016).

Jäätikön virtausta indikoivat geomorfologiset yksiköt ovat kattavasti tutkittuja ja dokumentoituja (Stokes 2017; Chandler ym. 2018). Muodostumien syntyprosessit ovat kuitenkin melko huonosti tunnettuja. Erityisesti subglasiaalisten sedimenttien ja jäämassan välinen vuorovaikutussuhde fysikaalisine tekijöineen ja mekanismeineen on jäätikkövirtausten kannalta merkittävää, mutta tiedeyhteisölle edelleen epäselvä kokonaisuus, lukuisista teorioista ja hypoteeseista huolimatta. Subglasiaalisten sedimenttien vuorovaikutus jäämassan kanssa vaihtelee ajassa ja paikassa, jolloin myös eri prosessien glasiaalidynaaminen merkitys vaihtelee paikkakohtaisesti (Ely ym. 2018; Margold ym. 2018; Möller & Dowling 2018). Syntyprosessien yleistäminen yksittäisestä muodostumasta on kuitenkin haastavaa. Sen sijaan laaja-alaisempien lineaatiokenttien tarkastelu on jäätikkövirtausten ja mannerjäätikön deglasiaatiokehityksen kannalta merkityksellisempää, erityisesti ilmastomallien ja jäätikködynamiikan yhteensovittamisen kannalta.

Lineaatioita ja juomumoreeneja tutkittaessa laajempien alueellisten kokonaisuuksien näkökulmasta havaitaan, että deglasiaatio on jättänyt jälkeensä geomorfologisia jatkumota, joissa korostuu jäätikkövirtausten pysyvyyttä tai muutosta indikoivat piirteet (Ó Cofaigh ym. 2002; Ely ym. 2016). Subglasiaaliset jatkumot osoittavat

maanpinnan muotojen virtaviivaistumista eli lineaatioiden kehittymistä ajan funktiona (kuva 5). Muodostumat kehittyvät jäätikön virtausnopeuden ja keston mukaan, jolloin niiden alueellinen rakenne heijastelee glasiaalidynaamista muutosta. Barchyn ym. (2016) jäätikkömallinnusten mukaan subglasiaalisen jatkumon kannalta merkittävimpiä tekijöitä ovat jäämassan geometrian ja fyysisten ominaisuuksien lisäksi sedimenttikerrostumien koostumus ja paksuus sekä jään virtausnopeus ja kesto.



Kuva 5. Subglasiaalinen alueellinen jatkumo. Piirros kuvaa jäätikön virtausta indikoivien muodostumien syntyprosessia (Boulton 1987; Barchyn ym. 2016, mukailen).

2.2 Subglasiaalinen hydrologinen systeemi

Jäätiköissä virtaavat sulavedet toimivat erillisenä kokonaisuutenaan eli hydrologisena systeeminä (Swift ym. 2002: 8–9; Benn & Evans 2010: 77–80). Sulavesisysteemi muodostaa jäätikön pintaosista pohjaoloihin ulottuvia verkostomaisia rakenteita, missä vesi kuljettaa, kuluttaa ja kasaa maa-ainesta. Jäätikön alaisen sulavesiverkoston toiminnallisuuden kannalta merkittävää on se, että subglasiaalinen vesi kulkeutuu maankamaran pinnanmuodoista riippumatta (Benn & Evans 2010: 72; Thayyen 2011: 952). Tällöin vesi kykenee virtaamaan painovoiman vastaisesti topografisten esteiden ylitse. Lämpinpohjaisten jäätiköiden alainen vesi virtaa tiettyjen valumatyyppien mukaisesti muodostaen erilaisia subglasiaalisia hydrologisia systeemejä (Hubbard 2011: 1096). Yleisesti valumatyypeistä erotellaan kaksi paineolosuhteiltaan eroavaa kokonaisuutta: sulavesiä alueellisesti keskittävät (engl. *channelized system*) ja hajauttavat (engl. *distributed system*) hydrologiset systeemit (Sharp 2006). Valumatyyppistä riippumatta subglasiaalinen sulavesiverkosto koostuu

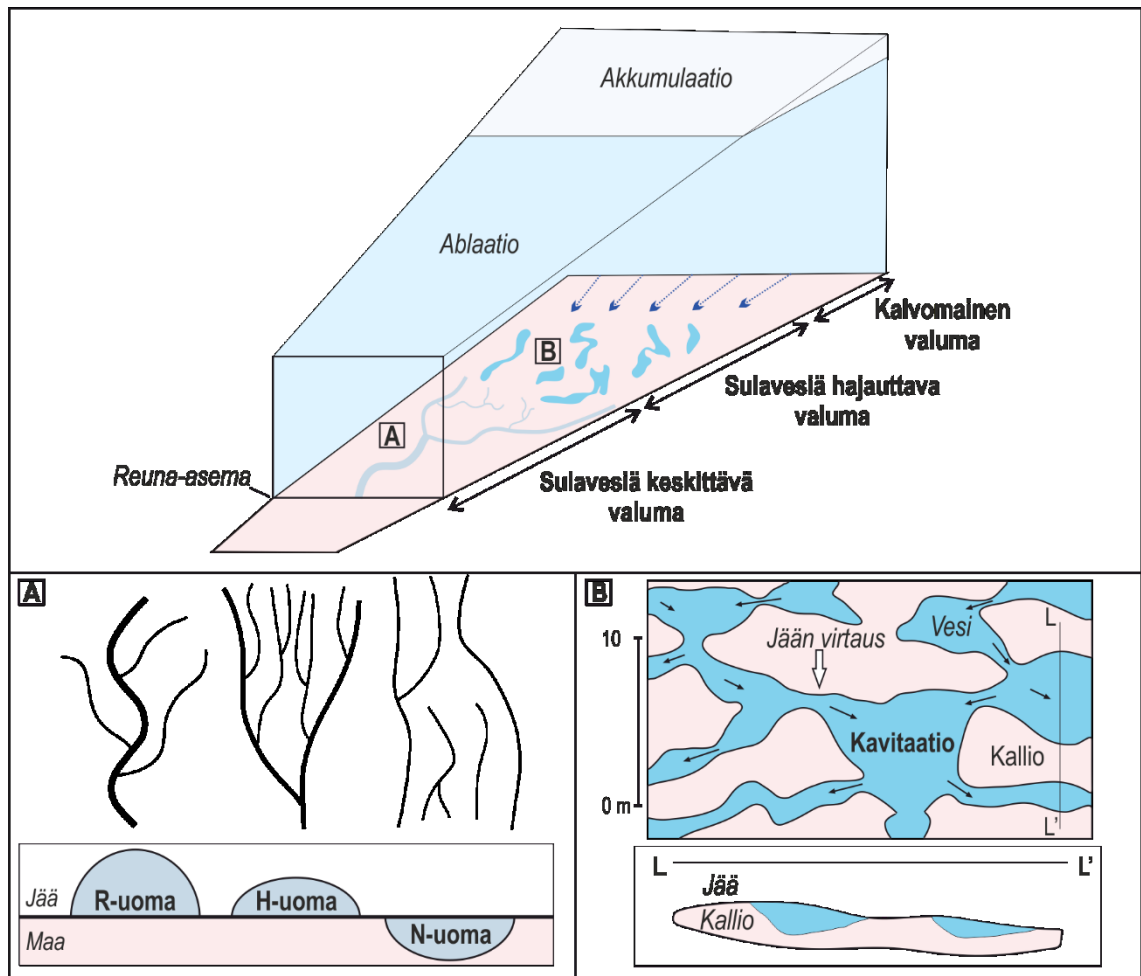
organisointuneista uomastoista, sedimenttikerrostumien pohjavesikulkeutumasta ja vettä varastoivista subglasiaalisista järvistä (Colloni ym. 2018: 2).

Subglasiaalisen veden valumaa keskittävä hydrologinen systeemi kerää virtaamaa veden painegradientin mukaisesti pienemmistä haarauomista isompiin uomiin (Kehew 2012: 34–35). Kyseisessä valumatyyppissä vesi kulkeutuu kohti jään reunaa korkeammista paineoloista alhaisempaan paineeseen (Sharp 2006: 7; Hubbard 2011: 1097–1098). Sulavettä keskittävät systeemit koostuvat verkottuneista uomista, joissa virtausnopeus (m/s^2) saattaa on suhteellisen korkea, erityisesti pääuomassa.

Vastaavasti subglasiaalista vettä alueellisesti hajauttavissa systeemeissä virtausnopeus on alhainen, mutta virtaama (m^3/s) on pitkän poikkileikkaamansa myötä suurempi (Sharp 2006: 6; Benn & Evans 2010: 68–69). Kaukana jäätikön reunasta paksu jäämassa kohdistaa subglasiaaliseen ympäristöön korkean paineen. Näihin olosuhteisiin liittyen sulavesiä hajauttavat reitit palmikoivat maankamaran ja jäämassan rajapinnassa. Tällöin virtaaman kasvaessa myös vedenpaine kasvaa (Greenwood ym. 2016: 5–6). Tilanne on päinvastainen lähempänä reuna-asemaa, jossa sulavesien virtausta keskittävään systeemiin kohdistuu ohuemman jäämassan mukaisesti alhaisempi paine, jolloin vedenpaineen laskiessa virtaama kasvaa.

Subglasiaalisen sulavesiverkoston rakenteeseen vaikuttavat myös maankamaran geologiset ja geomorfologisten ominaisuuksien mukainen maa-aineksen irtautuminen ja kuljetus eli eroosio (Swift ym. 2002: 7; Atkins 2011: 736; Swift 2011: 86–88). Sulavesien eroosion vaikutus kohdistuu tehokkaimmin kallioperän päällä sijaitseviin maaperäkerrostumiin. Sulavesien kulutuspotentiaali muuttuu vuodenaikaisten hydrologisten vaihtelujen mukaisesti. Veden paineeseen, virtausnopeuteen sekä niiden mukaiseen energiasiirtymään, eli hydraulikkaan, vaikuttavat myös maankamaran topografiset vaihtelut ja jäätikön geometria (Cook & Swift 2012: 342–345; Livingstone ym. 2012: 89; Livingstone ym. 2013b: 1736). Topografiset vaihtelut, muutokset sulavesien määrissä ja jäämassan paksuuden alueellisuudessa määrittävät sulavesiverkoston sijainnin. Tietyn valumatyyppin mukainen eroosio, kuljetus ja sedimentaatio kehittyy jäätikön paksuuden sekä sulavesien määrän mukaisesti (Stokes ym. 2015: 22; Greenwood ym. 2016: 9). Jäätikön paksuus ja sulavedet määrittävät veden painegradientin, joka ohjaa virtaaman kohti jäätikön reuna-asemaa. Ablaatio-

alueilla jäätikkö on ohuimmillaan ja sulavesien määrät korkeimmillaan. Tilanne on päinvastainen kauempana reuna-asemasta sijaitsevilla akkumulaatioalueilla (Kuva 6).



Kuva 6. Subglasiaalisen hydrologian valumatyyppit (Benn & Evans 2010; Greenwood ym. 2016, mukailten)

Kaukana jäätikön reuna-asemasta, missä vallitsee korkea subglasiaalinen paine, hajauttavan hydrologisen systeemin valuma esiintyy ohuena kalvomaisena vesikerroksena (engl. *water film*) (Sharp 2006: 6–7). Tällaisilla alueilla valunta on vähäistä, sillä veden virtaus on hidasta ja tehotonta. Ohut sulavesikerros syntyy jäätikön ja maankamaran rajapinnassa painesulamisen seurauksena (Fountain & Walder 1998: 311–312; Benn & Evans 2010: 72). Näiden millimetrin paksuisten vesikerrosten valuma on kuitenkin oleellinen osa subglasiaalista hydrologista systeemiä, sillä siihen liittyvä regelaatio edesauttaa veden kulkeutumista jäätikön painegradientin mukaisesti, ja edelleen sulavesien yhtymistä muuhun sulavesiverkostoon. Veden painesulaminen kalliokumpareen proksimaalissa johtaa tilanteeseen, jossa sulavesi kulkeutuu alhaisempaan paineeseen kumpareen

suojapuolelle ja jäätyy. Jäätikön virratessa epätasaisen alustansa päällä, altistuu jäätyneet vesimassan toisen kalliokumpareen kohdalla painesulamislle, jolloin regelaatio alkaa alusta.

Jäätikön alaiseen sulavettä hajauttavaan valumatyyppiin kuuluvat myös vettä varastoivat onkalot eli subglasiaaliset kavitaatiot (Fountain & Walder 1998: 310–311). Kavitaatioiden muodostuminen mahdollistuu jään liukuessa epätasaisen alustansa ylitse, jolloin jäätikön pohja irtaana paikoin maankamarasta. Kavitaatiot liitetään ruhjeispintaisen ja epätasaisen kallioperän päällä virtaavaan jäätikköön. Jään ja maankaran rajapintaan kehittyvät kavitaatiot esiintyvät joko yksittäisinä tai toisiinsa kytkeytyneinä verkostoina (engl. *linked-cavity systems*), joista jälkimmäisessä sulavedet virtaavat hajauttavan valumatyyppin painegradientin mukaan (Kamb 1987: 9085–9086; Sharp 2006: 6–7). Subglasiaalisen valuman kannalta merkittävänä pidetään kavitaatioista muodostuvaa verkostoa, sillä yksittäisinä ne olisivat systeemistä hydraulisesti eristyksissä. Kun kavitaatioiden yhdistyessä vedenpaine kasvaa riittävän suureksi, sulavesi kykenee murtamaan yksittäisiä kavitaatioita patoavia esteitä, ja siten yhdistymään toiseen onkaloon.

Verkottuneiden kavitaatiosysteemien kehitys edellyttää, että subglasiaalisen vedenpaine ylittää jäämassasta koituvan paineen (Benn & Evans 2010: 73–74). Vastaava tilanne mahdollistuu, kun subglasiaaliset paineolosuhteet muuttuvat maankamaran topografisten vaihtelujen myötä siinä määrin, että jään virtaussuuntaan nähden kalliokumpareen suojapuolen onkaloon kehittyy alipaineinen tila. Sulavedet kulkeutuvat kavitaatiosysteemissä purkausaukkojen (engl. *orifice*) ja kanavien kautta kehittäen sulavesiä hajauttavan valuman (kuva 6B) (Covington ym. 2012: 68). Yhdistyneistä kavitaatiosta muodostuva kokonaisuus on hydraulisesti yhtenäinen, jolloin paineolojen muutos yhdessä onkalossa vaikuttaa viiveellä toiseen. Virtaaman kasvu nostattaa kavitaatioissa vallitsevaa painetta, jolloin alhaisemman virtaaman onkaloissa on myös alhaisempi paine (Greenwood ym. 2016: 5). Yhdistyneistä kavitaatioista muodostuneen systeemin kannalta tämä tarkoittaa, että pienemmistä uomista isompiin yhdistyviä rakenteita ei muodostu.

Kun sulavesiä hajauttavan valumatyyppin yhteydessä oleva jäätikön alainen sedimenttikerrostuma on veden kyllästämä, sulavedet saattavat kovertaa maahan

kapeita palmikoivia uomia eli kanaaleja (engl. *canals*) (Brennand 2000: 268; Ng 2000: 151; Greenwood 2016: 5–6). Subglasiaalinen veden kyllästettyä sedimenttikerrostuman huokoiset tilat, vesi alkaa paineistua, mikä altistaa maaperäkerrostuman deformaatiolle ja mobilisoitumiselle. Kanaalien muodostumisen on arvioitu liittyvän kalvomaisen vesikerroksen muutokseen, jossa vesipatjan saavutettua tietty paksuus, valumarakenne muuttuu anastomoivaksi tai palmikoivaksi uomastoksi (Benn & Evans 2010: 71–74). Kanaalien yksittäiset uomat ovat matalia ja leveitä, jotka voivat kovertua sekä jäämassaan että maaperään. Uomaston rakenne määrittyy hajauttavan valumatyyppin paineolosuhteiden mukaisesti. Koska kanaalit voivat muodostua huokoisien sedimenttien yhteyteen, ne mahdollisesti esiintyvät huokoiseen maaperään kehittyvien pohjavesivarantojen eli akviferien yhteydessä (Fountain & Walder 1998: 312–315; Sharp 2005: 7). Akviferissa vesi virtaa sekä horisontaalisesti että vertikaalisesti, jolloin pohjavesi on hydraulisesti linkittyneenä muuhun subglasiaaliseen hydrologiseen systeemiin.

Pohjavesi virtaa painegradientin ja sedimenttien kyllästyneisyysasteen mukaisesti, useimmiten kohti jään reunaa (Benn & Evans 2010: 74–75). Jäätiköitymisen aikaan kehittyneet pohjavesivarannot saattavat deglasiation aikana eristyä akvifereiksi maaperäkerrostumiin, kun subglasiaaliset paineolosuhteet muuttuvat. Jäätikön massan mukainen painegradientti ohjaa pohjaveden virtausta, joka myötäilee jään virtaussuuntia (Lemieux & Sudicky 2011: 373–374). Sulavesien määrä ja ikirouta vaikuttavat myös pohjavesien kehitykseen, jolloin vesi saattaa kulkeutua huokoisesta sedimentistä takaisin jäätikön ja maankamaran rajapintaan tai kauemmaksi jään reuna- asemasta proglasiaaliseen ympäristöön. Myös sulavesiä keskittävän hydrologisen systeemin ja pohjavesivirtaaman on havaittu toimivan vuorovaikutteisesti siten, että vesi kykenee vaihtumaan niiden välillä molempiin suuntiin (Boulton ym. 2009: 622–625; Kehew 2012: 37–38). Virtaussuunnan määrittää uoman ja maaperäkerrostuman välinen hydraulinen ero (engl. *hydraulic head*), joka vaihtelee valumatyyppin lisäksi sedimenttikerrostuman hydrologisten ja geofysikaalisten ominaisuuksien mukaisesti.

Mikäli subglasiaalisen sulavesiverkoston vesi virtaa riittävän nopeasti, osa viskoosin nesteen mukaisesta liike-energiasta muuttuu lämmöksi (Sharp 2006: 7). Tällöin uomasto alkaa kovertua virtaavan veden ja jään rajapintaan, kun liikkeestä koituva

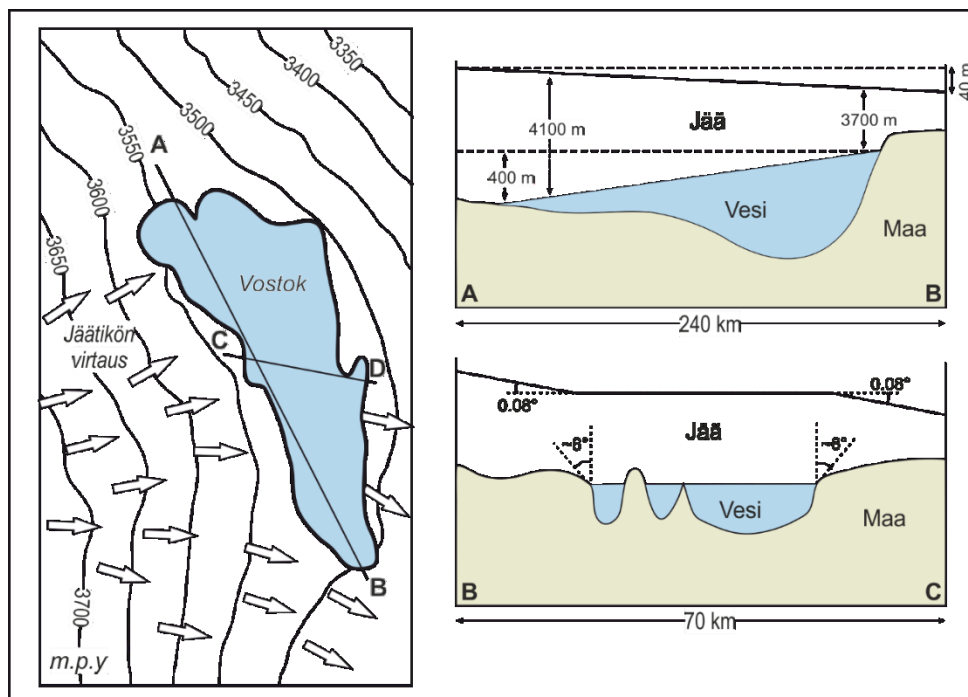
lämpö sulattaa jäämassaa. Jäähän kovertuvia keskittävän valumatyyppin uomastoja kutsutaan Röthlisberger- ja Hooke-uomiksi (R- ja H-uomat) (Benn & Evans 2010: 69; Kehew 2012: 35). Jäähän kovertuvien uomien kokoluokka kehittyy uomaa ylläpitävän kitkalämmön ja jään deformaation välisen tasapaino-suhteen mukaisesti, joka määräytyy sulaveden ja jäämassan välisen paine-eron mukaan (Thayyen 2011: 952). Uomastorakenteita synnyttävän sulamisen kasvu on suoraan verrannollinen veden virtausnopeuden kasvuun, (Benn & Evans 2010: 69–71). Uoma laajenee nopeamman virtauksen myötä, kun kitkan hukkalämpö kasvaa. Näin ollen myös virtaaman kasvaa ja vedenpaine alenee ja valuma kanavoituu pienemmistä uomista isompiin vallitsevan painegradientin mukaisesti.

Kun sulavesiä keskittävän valumatyyppin uomat erodoituvat kallio- tai maaperään, käytetään niistä nimityksiä Nye-uoma (engl. *Nye channel*) ja tunnelilaakso tai tunneliuoma (engl. *tunnel valley, tunnel channel*) (Benn & Evans 2010: 69). Tunneli- ja Nye-uomiin liittyvien sulavesiverkostojen rakenteet vaihtelevat aluekohtaisen geologian määrittämän eroosiopotentiaalin, vedenpaineen ja jään virtauksen mukaisesti (Kehew 2012: 35, 48–54; Atkinson ym. 2013: 53–54). Tunnelilaaksojen kehitykseen liittyvät suurien sulavesimäärien erosionaalinen toiminta (Atkins 2011: 735–737; van Der Vegt ym. 2012: 14–16). Huomattavat subglasiaaliseen sulavesieroosion ilmiöt liittyvät suurella volyyymilla purkautuviin sulavesitulviin (Clarke ym. 2004; Lewis ym. 2006). Pienemmän mittakaavataso sulavesieroosiojäljet ovat jossain tapauksissa liitetty jäätikön alaisten syvänteiden muodostamiin sulavesivarastoihin eli subglasiaalisiin järviin (engl. *subglacial lake*) (Livingstone ym. 2016; Carter ym. 2017).

Vaikka ensimmäiset yksittäiset havainnot sulavesiä varastoivista subglasiaalisista järvistä tehtiin Antarktikselta 60-luvun lopulla, on vasta vuosituhannen vaihteen jälkeinen teknologinen kehitys mahdollistanut tutkimusmenetelmät, joilla on kyetty laaja-alaisemmin kartoittamaan jäätikön alaisia järviä (Siegert ym. 2005; Wright & Siegert 2012; Siegert ym. 2016). Viimeisimpien inventaarioiden mukaan Antarktikselta on havaittu subglasiaalisia järviä noin 400 kappaletta. Varastoaltaiden ja uomaston on havaittu muodostavan hydraulisesti yhtenäinen kokonaisuus, jossa voi toimia useampia subglasiaalisia järviä (Wingham ym. 2006; Nitsche ym. 2013; Goeller ym.

2016; Smith ym. 2017). Antarktiksella oletetaan olevan lukuisia kartoittamattomia subglasiaalisia järviä. Järvet ovat merkittävä osa subglasiaalista hydrologista systeemiä, jonka vaikutuspotentiaali jäätikködynamiikkaan riippuu järviäiden täyttymis- ja tyhjentymisvaiheiden syklistyydestä (Bell ym. 2007; Fricker & Scambos 2009; Bartholomew ym. 2012; Ashmore & Bingham 2014: 761–763). Uudelleen täyttyvillä ja purkautuvilla aktiivisilla järviäilla (engl. *active subglacial lakes*) oletetaan olevan jäätikkövirtausta nopeuttava vaikutus.

Järviä syntyy Antarktiksella geotermisen lämpenemisen, lämpöä eristävän paksun jäämassan sekä jään painesulamisen yhteisvaikutuksesta (Livingstone 2012: 91–96). Sulavesiä varastoituu sopivissa hydraulisissa olosuhteissa, joita jäätikön geometria ja maankamaran topografia ohjailevat. Järvien synty ja kehitys riippuvat paikallisista subglasiaalisista olosuhteista, jotka määräytyvät jäätikködynamiikassa ja sulavesiverkostossa tapahtuvien alueellisajallisten vaihtelujen mukaan (Siegert ym. 2016). Subglasiaalisten järvien yhteyteen liittyy alueellisia poikkeamia jäämassan geometriassa, kuten ympäristöään tasaisempia pinnan kaltevuuksia (kuva 7). Subglasiaalisten järvien purkautumisen on havaittu aiheuttavan järvien yläpuolisen jäätikönpinnan tason alenemisia (Palmer ym. 2015). Järviätaan tyhjentymistä on edeltänyt jäätikönpinnan tason nousu.

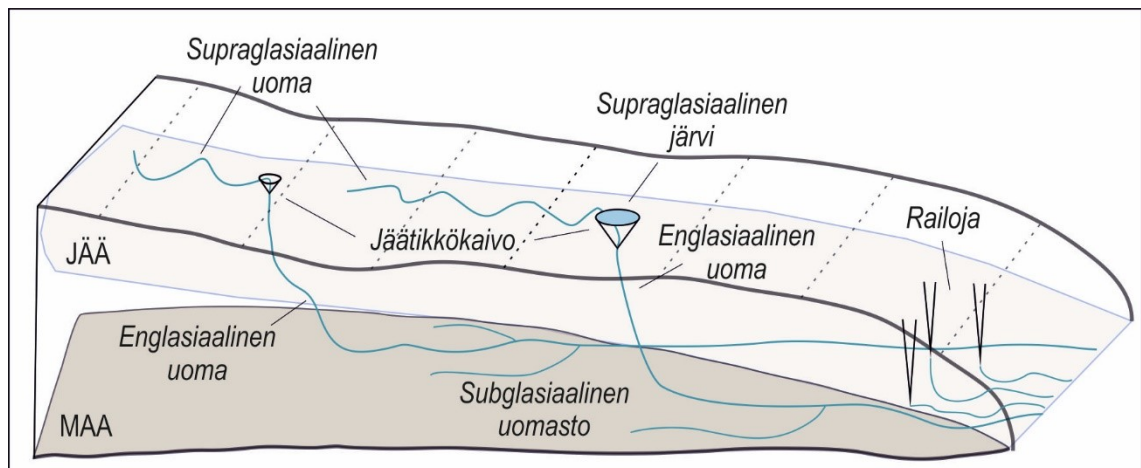


Kuva 7. Subglasiaalisen Vostok-järven vaikutus jäätikön geometriaan (Siegert 2005, mukailten).

Toisin kuin Etelämantereelta, Grönlannin jäätiköltä on vastikään saatu ensihavaintoja subglasiaalisista järvien toiminnasta (Palmer ym. 2013). Järvet ovat sijainneet noin 40 kilometrin päästä jäätikön reunasta. Grönlannin mannerjäätikön subglasiaalisten järvien kehitys vaikuttaisi liittyvän jäätikön pintaosien sulavesien kulkeutumiseen maankaran ja jäätikön pohjan rajapintaan (Howat 2015; Palmer ym. 2015; Willis ym. 2015). Toisin kuin Antarktiksella, missä järvi-altaisiin päätyvien sulavesien on arvioitu liittyvän painesulamiseen ja geotermisiin prosesseihin ja (Ashmore & Bingham 2014). Vesimassat kulkeutuvat ja varastoituvat subglasiaalisiin järviin, jotka ovat aktiivinen osa jäätikön alaista hydrologiaa. Järvistä purkautuu aika ajoin merkittäviä määriä sulavettä kohti jäätikön reuna-asemaa (Carter & Fricker 2012; Fricker ym. 2016). Järvien purkautuminen on usein seurausta muutoksista sulavesilähteissä ja niiden volyymeissa.

2.2.1 Sulavesilähteet

Osa jäätikön pinnalle sataneesta vedestä, sulaneesta jäästä ja lumesta päätyvät jäätikön sisäisten kulkeutumisreittien kautta subglasiaaliseen ympäristöön (Sharp 2006: 1–2; Benn & Evans 2010: 58). Subglasiaalisen hydrologisen systeemin sulavesilähteiksi katsotaan kuuluvan myös jäätikön pohjan painesulamisen vesimassat sekä pohjavesikerrostumat. Jäämassaan saattaa syntyä myös pintaosista pohjalle ulottuvia railoja, jotka muodostavat sulavesikanavia supraglasiaalisesta ympäristöstä subglasiaaliseen (Greenwood ym. 2016: 6–8). Jäätikön pinnalta sen pohjaosiin sulavettä kuljettavaa jäämassan sisäistä osaa kutsutaan englasiialiseksi ympäristöksi (kuva 8). Supraglasiaalisissa, eli jäätikön pinnan päällä olevissa, uomastoissa virtaava sulavesi siirtyy jäätikön sisäiseen kuljetukseen jäätikkökaivojen kautta (engl. *moulins*). Jäätikkökaivoja esiintyy jäätikön pintaosien painanteisiin kehittyvien supraglasiaalisten järvien yhteydessä.



Kuva 8. Jäätikön hydrologia. Piirroksessa havainnollistettuna sulavesilähteet (Brennand 2000, mukailten)

Grönlannin jäätikkökaivoilla on havaittu olevan tärkeä rooli subglasiaaliseen ympäristöön sulavesiä kuljettavina kanavina, joiden kautta kulkevat vesimäärät ovat kiihtyvän jäätikön sulamisen myötä kasvussa (Zwally ym. 2002; Das ym. 2008; Meierbachtol ym. 2013). Jäätikön pinnalta kulkeutuvan sulavedet vaikuttavat merkittävästi sekä jäätikön alaiseen hydrologiaan että jäätikkövirtausten glasiaalidynamiikkaan. Supraglasiaalisten järvien alueellinen kattavuus tulee todennäköisesti laajenemaan lämpenevän ilmaston seurauksena Leeson ym. 2014). Supraglasiaalisten järvien on havaittu tyhjentyvän nopeasti jäämassaan muodostuvien railojen ja halkeamien myötä kehittyvien jäätikkökaivojen kautta subglasiaaliseen ympäristöön (Hoffman ym. 2018). Tämän ilmiön seurauksena englasiaalisesti jäätikön alle kulkeutuvat suuret sulavesimäärät kiihdyttivät jään virtauksen liukumismekanismia ja nopeuttivat jäätikkövirtausta lyhyessä ajassa.

Antarktiksella subglasiaaliset sulavedet saavat alkunsa maankuoren geotermiseen aktiivisuudesta, subglasiaaliseen kitkan aiheuttamasta lämmöstä tai jäämassan mukaisesta painesulamisesta (Ashmore & Bingman 2014: 762–766). Länsi-Antarktiksella geotermiseen lämmön tuotantoon ja sulavesien syntyyn on havaittu liittyvän vulkanismia, mutta sen todellista osuutta tai potentiaalia jäätikön subglasiaalisena sulavesilähteenä ei vielä tiedetä (Loose ym. 2018). Myös Antarktiksella pohjavesikerrostumien rooli subglasiaalisissa hydrologisissa systeemeissä on epäselvä (Siegert ym. 2016). Subglasiaalisista pohjavesistä on tehty melko vähän suoraa empiirisiä havaintoja, sillä ne ovat pysyneet tieteilijöiden ulottumattomissa paksun mannerjäätikön ansiosta.

2.2.2 Sulavesiverkoston hydrauliiikka

Koska jäämassa deformatuu alueellisten paine-erojen mukaan, subglasiaalisessa ympäristössä vaikuttava tehollinen paine (engl. *effective pressure*) määrittää sulavesikanavien supistumisen tai laajenemisen (Benn & Evans 2010: 61). Tehollinen paine saadaan jään kohdistaman paineen ja vedessä vallitsevan paineen erotuksesta ($p_{tehollinen} = p_{jää} - p_{vesi}$).

$$p_{jää} = \rho_j g (h_j - z_j) \quad (1)$$

$$p_{vesi} = \rho_v g (h_v - z_v) \quad (2)$$

Kaavojen 1 ja 2 mukaiset fysikaaliset tekijät määrittävät vedenpaineen tietyssä kohtaa jää- tai vesimassaa; jään tiheys (ρ_j), putoamiskiihtyvyys (g), jäätikön pintataso (h_j) ja korkeuspiste jäätikössä (z_j) sekä veden tiheys (ρ_v), vedenpintataso (h_v) ja vesimassan korkeuspiste (z_v). Sulavesikanavan ja sitä ympäröivät jäämassan välinen paine-ero määrittää subglasiaalisia uomastorakenteita (Sharp 2006: 7). Kun tehollinen paine uomassa kasvaa, jään viskositeetti alenee ja sedimentin jäykkyys kasvaa (Livingstone ym. 2016: 7). Tämentyyppiset korkean paineen olosuhteet liitetään kanaaliuomien kehittymiseen. Jos tilanne on päinvastainen ja tehollinen paine on alhainen, on olosuhteet otolliset R-uomien muodostumiselle.

Hydrologisessa systeemissä sulavesien kulkeutumista ja virtausta ohjailee hydraulisen potentiaalin (engl. *hydraulic potential*) mukainen painegradientti (Benn & Evans 2010: 58). Virratessaan veteen kohdistuva paine vaihtelee jäätikön eri osissa. Veden määrän muutokset, eri valumatyyppit ja sulavesilähteet muuttavat jatkuvasti sulaveden kulkeutumista ohjailevaa painegradienttia, ajassa ja paikassa, mikä oletettavasti myös heijastuu sulavesiverkoston geomorfologiaan. Gradientin merkittävimmät suureet ovat vedessä vallitseva paine (p_v), joka määräytyy pääosin jäätikön geometrian mukaan (Sharp 2006: 2; Livingstone ym. 2012: 89). Hydrauliseen potentiaaliin vaikuttavat fysikaaliset tekijät ovat kuvattuna kaavassa 3 (Greenwood ym. 2016: 3).

$$\Phi = \Phi_0 + p_v + \rho_v g z \quad (3)$$

Kaavassa 3 vakio Φ_0 kuvaa systeemin lähtötilanteen hydraulista potentiaalia, veden painetta p_v , veden tiheyttä ρ_v , putoamiskiihtyvyyttä g ja z korkeuspistettä.

Hydraulisesti yhtenäisessä systeemissä vesi kulkeutuu hydraulisen potentiaalin negatiivisen gradientin ($-\nabla\Phi$) mukaan kohti jäätikön reuna-asemaa (Greenwood ym. 2016: 3). Gradienttia määrittää jäätikön geometria, kun z_p on korkeuspiste jäätikön pohjalla (kaava 4).

$$-\nabla\Phi = -\nabla(p_{\text{jää}} - p_{\text{tehollinen}} + \rho_v g z_p) \quad (4)$$

Tällöin jäätikön pinnan kaltevuudella on huomattavasti suurempi merkitys veden virtauksen kannalta kuin subglasiaalisilla maanpinnanmuodoilla. Samasta syystä subglasiaalinen vesi kykenee virtaamaan mäkeä ylös painovoiman vastaisesti, mikä ei olisi mahdollista ilman jäätikkömassan paineistusta. Numeeristen mallien mukaan maankamaran topografialla on 10 kertaa pienempi merkitys veden kulkeutumiseen kuin jäätikön geometrialla (Sharp 2006: 2; Livingstone ym. 2012: 89).

2.3.3 Sulavesien vaikutus jään virtaukseen

Jäätikön pohjalla sulavedet vähentävät maankamaran ja jäämassan välistä kitkaa (Benn & Evans 2010: 118–120). Regelaatio, kavitaatioiden kehitys sekä jään ja maa-aineksen deformaatio ovat oleellimmat jään virtaukseen vaikuttavat prosessit. Subglasiaalisen veden uudelleen jäätyminen puolestaan vaikuttaa jään deformaatioon, lämpöoloihin ja rakenteeseen (Bell ym. 2014). Sulaveden vähentämä kitka on oleellinen osa jäätikön pohjan liukumismekanismia (Jiskoot 2011: 250–253). Lisäksi huokoisten sedimenttikerrostumien kyllästämä vesi määrittää tavan, jolla virtaava jäätikkö vaikuttaa alustansa sedimenttien deformaatiosta. Jäätikön virtausmekanismeihin vaikuttava subglasiaalinen paine muuttuu ajassa ja paikassa sulavesimäärien vaihtelujen säädellässä vedenpainetta. Subglasiaalisen sulaveden määrässä ja valumareiteissä tapahtuvien äkillisten muutosten on havaittu johtavan jäätikkövirtausnopeuksien kasvuun (Bell 2008; Margold ym. 2015: 136; Greenwood ym. 2016: 3). Liukumismekanismeissa jään virtausnopeus määrittyy jäämassan aiheuttaman paineen ja veden paineen erotuksena, ks. kaavat 1 ja 2.

Jäätikön pinta-osien sulamisesta koituvalla sulavesimäärien kasvulla on havaittu olevan yhteys kiihtyvään jäätikkövirtaukseen (Zwally ym. 2002). Mekanismi liittyy jäätikkökaivojen kautta subglasiaaliseen ympäristöön kulkeutuvien sulavesien kitkaa vähentävään vaikutukseen maankamaran ja jäätikön rajapinnassa. Virtausta edistävä

vaikutus ei johdu suoranaisesti supraglasiaalisten sulavesien määrästä, vaan ennemminkin subglasiaalisessa sulavesiverkostossa kulkeutuvan veden määrällisistä muutoksista, joita valumatyyppi määrittää (Schoof 2010; Bartholomew ym. 2012). Sulavesiä keskittävä valumatyyppi liitetään usein hitaampaan jäätikkövirtaukseen. Subglasiaalisilla sedimenteillä on havaittu olevan merkittävä rooli sulavesien ja jään virtauksen vuorovaikutussuhteessa (Bougamount ym. 2014; Spagnolo ym. 2016). Erityisesti sedimenttien deformatiivisuudella, veden täyttämällä huokoisilla tiloilla ja kerrostuman paksuudella on merkitystä siihen, miten jäätikkövirtaukset reagoivat alustaansa. Myös se miten supraglasiaaliset vedet kulkeutuvat jäätikön pinnalla, ja missä kohtaa ne päätyvät jäätikkökaivojen kautta subglasiaaliseen hydrologiseen systeemiin, ovat oleellisia seikkoja jäätikködynaamisten vaikutusten kannalta (Bell ym. 2017; Kingslake ym. 2017).

Myös subglasiaalisissa järvissä varastoituvien vesimäärien vaihtelulla on todettu olevan yhteys nopeutuvaan jäätikkövirtaukseen (Bell 2007; Bell 2008: 300–303; S). Osana subglasiaalista hydrologista systeemiä, järvien tyhjentyminen- ja täyttymisjaksojen vaihtelut muuttavat jään virtauksiin vaikuttavia subglasiaalisia paineolosuhteita. Antarktiksella subglasiaalisissa järvissä tapahtuvien hydrologisten syklien on havaittu liittyvän nopeutuvaan jäävirtaukseen (Fricker ym. 2016: 9–10). Empiiriset tutkimukset vuorovaikutussuhteesta ovat kuitenkin melko vähäisiä.

Mallinnukset ovat osoittaneet, että subglasiaaliset järvet vähentävät jäätikkövirtausta vastustavaa kitkavoimaa jäätikön pohjan ja maankamaraan rajapinnassa (Gudlaugsson ym. 2016: 756–757). Kitkan väheneminen järvien kohdalla on liitetty jäätikkövirtausten hetkelliseen kiihtymiseen. Vaikka viime vuosina kehittyneet mallinnukset suhteutuvat hyvin järviin liittyviin havaintoihin, on malleja edelleen kehitettävä, jotta subglasiaalisten järvien vaikutus jään virtaukseen todellisine prosesseineen ja mekanismeineen tulisi selvitettyä (Fricker ym. 2016: 16; Pattyn ym. 2016: 9–10). Muun muassa Antarktiksella osalta tarvitaan yhä tarkempia numeerisia mallinnuksia, jotka kykenevät huomioimaan valtameren lämpövuon vaikutuksen subglasiaalisten järvien ja jäätikkövirtauksen vuorovaikutussuhteissa.

2.2.4 Hydrologiaa indikoivat geomorfologiset yksiköt ja niiden kokoonpanot

Harju on jäätikön sulavesiuomaan kasautunut lajittuneen maa-aineksen kerrostuma (Benn & Evans 2010: 477; Menzies & Hess 2013: 136). Maastossa harjut näyttäytyvät mutkittelevina kapeina selänteinä, jotka voivat koostua satojakin kilometrejä pitkistä yhtenäisistä selänteistä tai vain muutaman kymmenen metrin pituisista selänteistä.

Harjut indikoivat sulavesien kulkeutumisreittejä sekä jäätikön reuna-aseman sedimentaatioympäristöä. Subglasiaalisessa ympäristössä kerrostuvat harjuselänteet kehittyvä tavallisesti R-uomiin, mutta erilaisia harjutyyppejä voidaan luokitella toisistaan niiden morfologian ja kerrostumisympäristön mukaan (Brennand 2000; Burke ym. 2015). Muodostuman lopullisen syntyprosessin määrittävät kuitenkin monen eri tekijän, kuten sulavesilähteiden, jäätikön geometrian, maankamaran geologian, subglasiaalisen topografian, sulavesien määrän, veden virtausnopeuden ja sedimenttikuljetukseen tarjolla olevan aineksen määrän, yhteisvaikutus.

Harjujen syntyyn liittyvä prosessit ja sedimentaatioympäristöt vaihtelevat huomattavasti, paikallisten jäätikködynaamisten tekijöiden suhteen antaen harjuselänteille omanlaisensa morfologian (Benn & Evans 2010: 480–484). Harjun maalajitteet vaihtelevat lajittuneista silteistä, hiekkaan, soraan ja lohkareisiin sekä sekalajitteisiin diamiktoneihin. Selänteitä voi R-uomien lisäksi kehittyä muun muassa kahden kielekevirtauksen väliin saumaharjuksi tai jäätikön reuna-asemassa deltaharjukompleksiksi. Harjuja voi myös syntyä supra- ja englasiaalisesti. Subglasiaalisessa ympäristössä kehittyvien harjujen morfologia ja rakenne riippuu pitkälti sedimentaatiosta, jonka määrittävät sulavesilähteistä uomaan tulevan veden ja kuljetukseen tarjolla olevan sedimentin määrä (Burke ym. 2015). Täten myös uoman ja jään ominaisuudet ovat oleellisia tekijöitä harjun kehittymisen kannalta.

Harjun syntyprosessia kutsutaan aikatransgressiiviseksi, kun muodostuma kerrostuu vähittäin jäätikön reunaan deglasiaation edetessä (Mäkinen 2003; Storrar ym. 2014a, 2014b). Syntyprosessissa vaikuttavat vuodenajan mukaiset vaihtelut sulavesien määrässä, jolloin myös harjun sedimentaation ala, nopeus ja aineksen raekoko vaihtelevat. Reuna-aseman läheisyydessä sijaitsevilla uomien (R-uomien) vallitsee tavallisesti melko alhainen paine, jolloin pohjavesi saattaa myös vaikuttaa harjujen syntyprosessissa (Boulton ym. 2009). Harjujen kehittymisen kannalta oleellista on

sulavesiverkoston hydraulinen kokonaisuus, jossa paineolosuhteita muuttavat tapahtumat vaikuttavat myös muodostuman geomorfologiaan. Harju voi kehittyä myös synkronisesti jonkin tapahtuman kanssa, eli kerrostuminen tapahtuu yhdellä kertaa koko uoman pituudelta (Brennand & Shaw 1996; Brennand 2000). Tällaisten tapahtumien on todettu liittyvä massiivisten sulavesitulvien yhteyteen.

Harjujen esiintymistiheys kasvaa ja harjujaksojen alueelliset rakenteet vahvistuvat, kun deglasiaatiokehitys on nopeaa, sulavesimäärät ovat korkeat ja jäätikköjokikuljetukseen on riittävästi maa-ainesta (Storrar ym. 2014a). Harjujaksojen tiheä esiintyvyys ja haaramainen rakenne voidaan tulkita liittyvän lämpenevän ilmaston ja intensiivisen jäätikön sulamisen aiheuttamaksi. Supraglasiaalisista sulavesilähteistä peräisin olevan veden kulkeutumiseen subglasiaaliseen hydrologiseen systeemiin, missä harjut kehittyvät R-uomiin aika-transgressiivisesti (Livingstone ym. 2015). Harjut ovat merkittäviä indikaattoreita jäätikön deglasiaatio-vaiheiden sulavesimäärien alueellisajallisille muutoksille (Storrar ym. 2014b; Greenwood ym. 2016: 16–18).

Subglasiaalisen veden eroosio kovertaa alustaansa sulavesiuoman rakenteita (Benn & Evans 2010: 282–294). Geomorfologisesti tulkittavissa olevista uomastoista on tieteellisissä julkaisuissa käsitelty monin eri termein, kuten tunnelilaaksoina, tunneliuomina, Nye-uomina ja kanaaleina, muodostuman kokoluokan mukaisesti. Jäätikön alaisen veden virratessa jäätikön hydraulisen gradientin mukaisesti jättää se eroosio toiminnastaan jälkiä, jotka myötäilevät tai poikkileikkaavan maanpinnan korkeussuhteita (Glessner & Bennett 2004: 60). Morfologialtaan uomat ovat pitkänomaisia mutkittelevia rakenteita, jotka kehittyvät kallio- tai maaperään. Koska subglasiaalinen uomasto voi myös kovertua jäämassaan, ei sen aina toiminnasta jää selkeää eroosionaalista geomorfologista jälkeä.

Sulavesien eroosiuomien morfologia vaihtelee leveydeltään muutamasta metrillä tuhansiin metreihin ja pituuksiltaan kymmenistä metreistä kilometreihin (Greenwood ym. 2007; Atkins 2011: 735–737). Subglasiaaliset eroosiuomat esiintyvät maastossa yksittäisinä uomina, uomakaarteina tai palmikoivina uomaverkostoina. Harjujen tavoin ne ovat osana sulavesiä keskittävää valumatyyppiä, jossa virtaus suuntautuu kohti jäätikön reuna-asemaa (Greenwood ym. 2016: 9–10). Valumatyyppiin kuuluvien harjujen ja eroosiuomien on havaittu yhtyvät kallioperän topografisiin rakenteisiin

(Skyttä ym. 2015; Greenwood ym. 2017). Tämä viittaa siihen, että kallioperän siirrosrakenteet ja ruhjevöhykkeet toimivat osana sulavesiä keskittävän valumatyyppin kulkeutumisreittejä, hydraulisen gradientin mukaisesti.

Sulavesiä hajauttavaa valumatyyppiä edustava geomorfologia on usein liitetty toisiinsa kytkeytyneisiin kavitaatioverkostoihin ja pienimuotoisiin kanaaleihin (Walder & Fowler 1994; Ng 2000). Vaikka kyseisen valumatyyppin tiedetään olevan merkittävä osa subglasiaalista hydrologista systeemiä, on siitä geomorfologista todistusaineistoa melko vähäisesti. Viime aikaiset tutkimukset antavat viitteitä laaja-alaisesta maanpinnan muotojen kokonaisuudesta, joka mahdollisesti on seurausta sulavesiä hajauttavan valuman toiminnasta (Mäkinen ym. 2017). Muodostumat ovat subglasiaalisesti syntyneitä rakenteeltaan V-muotoisia moreeneja, joiden yhteydessä subglasiaaliseen sulavesitoimintaan viittaavaa geomorfologiaa. Samantyyppinen geomorfologinen ja sedimentologinen kokoonpano on tulkittu osaksi glasifluviaalista verkostoa (Peterson & Johnson 2017). Kyseisten muodostumien ja sedimenttien syntyprosessit valumatyyppineen on toistaiseksi selvittämättä.

Mannerjäätiköiden alaisesta ympäristöstä tehdyt havainnot ovat osoittaneet, että topografiset syvänteet varastoivat sulavesiä, toimien näin subglasiaalisten järvien muodostumisaltaina ja sedimenttien kerrostumisympäristöinä (Livingstone ym. 2012: 91–94). Koska allas on osa sulavesiverkostoa, siihen kulkeutuva vesi varastoituu syvänteeseen, ja myöhemmin vesi virtaa alajuoksun purkausuman kautta uomaverkostoon. Geomorfologiset havainnot puoltavat näkemystä sulavesiuomien ja veden varastoitumisaltaiden verkottuneisuudesta (Livingstone ym. 2013b: 22–24; Siegert ym. 2015: 7–9). Subglasiaalisten järvien sijaintiin liittyvät maanpinnanmuodot ja sedimentit ovat kuitenkin huonosti tunnettuja vähäisen tutkimuksen vuoksi (Greenwood ym. 2016: 12).

Livingstone ym. (2012: 104–105) esittävät subglasiaalisten järvien geomorfologian konseptuaalisen mallin, joka ilmentää subglasiaalisten järvien kytköksiä muuhun sulavesiverkostoon. Mallin mukaan järviäntaiden geomorfologiaan liittyy harjuja, tunnelilaaksoja ja eroosiuomia, jotka osoittavat järveen tulevan ja siitä poistuvan subglasiaalisen sulaveden kulkeutumisreitit. Simkins ym. (2017) tutkimus antaa viitteitä subglasiaalisten järvien kytkeytymisestä sekä sulavesiä keskittävään että

hajauttavaan valumatyyppiin. Livingstone ym. (2012, 2016) mukaan subglasiaalisiin järviin viittaavat geomorfologiset kriteerit ovat; 1) sopiva maankamaran topografia, johon sulavedet varastoituvat 2) järvioltaaseen tulee liittyä muuhun sulavesiverkoston eli syvänteeseen linkittyä verkostoa indikoivaa geomorfologiaa, 3) järvioltaaseen linkittyvät geomorfologiset yksiköt edustavat sekä järveen tulevan että siitä poistuvan veden kulkeutumisreittejä.

2.3 Maaston tulkinta geomorfologisena systeeminä

Systeemeihin liittyvät teoriat ja ajatusmallit (engl. *system approach*) juontavat juurensa geomorfologiassa 1900-luvun puolenvälin kvantitatiivisen vallankumoukseen ja sen jälkeiseen paradigmaattiseen kehitykseen (Huggett 2007a; Orme 2013: 99).

Systeemianalyysistä tai systeemiajattelusta (engl. *system thinking*) tuli luonnonmaantieteessä merkittävä viitekehys ja kulmakivi uudelleenlaiselle tavalle analysoida luonnon fysikaalista ympäristöä (Inpek & Wilson 2013: 135–137). Systeemi on geomorfologiassa yleisesti käytetty konsepti, jolla viitataan tapaan jäsenellä kokonaisuuden kannalta relevantteja asioita (Huggett 2007b: 15–16). Kyseessä on merkitysjärjestelmä, jonka puitteissa pyritään kokonaisvaltaiseen eli holistiseen tutkimukseen. Eri vuosikymmenillä vaihdelleiden luonnontieteellisten paradigmojen, teorioiden ja asiakokonaisuuksien kirjo on vaikuttanut geomorfologisten systeemien tulkintaan (Urban 2013: 128). Pohjimmiltaan systeemiajattelu on viitekehys, jonka keinoin yritetään ymmärtää, miten tutkittavat objektit organisoituvat ja ovat relaatiossa toisiinsa. Oleellisinta on ymmärtää tapa, jolla tutkimuskohteen objektit linkittyvät kokonaisuuteen (Favis-Mortlock 2013: 260). Jotta systeemi voitaisiin kokonaisuudessaan ymmärtää, on välttämätöntä selvittää sen osien suhteet systeemiin.

Tarkemmin määritettynä systeemi on strukturoitu joukko objekteja ja attribuutteja, jotka puolestaan koostuvat toisiinsa merkittävällä tavalla yhteyksissä olevista komponenteista ja muuttujista (Chorley & Kennedy 1971: 1–2 cit. Favis-Mortlock 2013: 260). Kyseiset elementit toimivat yhdessä monimutkaisena kokonaisuutena (engl. *complex whole*), jonkin havaittavissa olevan rakenteen mukaisesti (engl. *pattern*). Systeemi koostuu hierarkisista rakenteista eli se pitää sisällään alemman hierarkiatason kokonaisuuksia (engl. *nested hierarchy*) eli alatason systeemejä (engl. *subsystem*) (De Boer 1992: 303–306). Alemman tason systeemit ovat samanaikaisesti osana, ja

fyysisesti sisällytettynä, ylemmän tason systeemiä. Rajatun kokonaisuuden tulkinta on riippuvainen hierarkian tasosta eli mittakaavatasosta (engl. *scale*), joka esittää systeemistä analysoitavaa alueellista ja ajallista ulottuvuutta (ks. kuva 2, s. 21)

Geomorfologinen tutkimus on viimevuosikymmenien paradigman (engl. *process geomorphology*) mukaisesti keskittynyt maanpintaa muokkaavien prosessien redusointiin, kvantitatiiviseen selittämiseen ja empiirisiin mittauksiin (Rhoads 2013: 193–195). Vallitsevan näkemyksen mukaan eroosioon, kuljetukseen ja kasaantumiseen liittyvien geomorfologisten prosessien ja muodostumien välisiä yhteyksiä on perusteltu fysiikkaan ja kemiaan pohjautuvien mekanististen selitysmallien mukaisesti.

Proessorientoituneessa tutkimuksessa on vallinnut ajatus siitä, että laajemman mittakaavataso geomorfologisia kokonaisuuksia kyetään selittämään ja mallintamaan pienemmän mittakaavataso geomorfologisten prosessien toiminnalla (McDowell 2013: 114–116). Systeemiajattelun soveltaminen geomorfologisten prosessien tutkimustraditiossa 60- ja 70-luvuilla holistisempiin teorioihin, jotka painottavat kokonaisuuden ja prosessien välisten vuorovaikutussuhteiden merkitystä, ja sen lopputulosta ylemmällä mittakaavatasolla.

Luonnontieteistä vaikuttanut systeemiteoriointi on ammentanut malleja erityisesti termodynamiikasta, jolloin peruslähtökohtana on ollut systeemin käsittäminen joko suljettuna tai avoimena kokonaisuutena (Huggett 2007a; Orme 2013: 99). Suljetussa systeemissä on selkeästi määritetyt rajat, joiden lävitse materia ja energia eivät kykene kulkeutumaan. Avoimessa systeemissä energia ja materia kulkeutuvat jatkuvasti systeemin rajojen lävitse, systeemiin tulevana (engl. *input*) ja siitä poistuvana (engl. *output*) virtauksena. Systeemin nähtiin olevan tasapainotilassa, kun siihen tulevan ja siitä poistuvan energian ja materian määrät ovat samat (engl. *equilibrium state*).

Geomorfologiset systeemit ovat tulkittavissa avoimina, sillä ne vaihtavat ympäristönsä kanssa energiaa ja materiaa (Huggett 2007b: 16; Inkpen Wilson 2013: 140).

Ympäristönsä kanssa reagoivien avointen systeemien geomorfologisten prosessien ja muodostumien vuorovaikutteisuuden tutkimus on johtanut niissä vallitsevien palautemekanismin (engl. *feedbacks*) ja epälineaaristen (engl. *nonlinearity*) kausaalisuhteiden käsitteellistämiseen (Renwick 1992: 265; Huggett 2007a; McDowell 2013: 116). Tämä on johtanut systeemien tulkitsemiseen dynaamisina ja

epälineaarina kokonaisuuksina, kyseenalaistaen aiemman näkemyksen systeemeissä vallitsevasta tasapainotilasta. Murray & Fonstad (2007: 173–174) mukaan epälineaarisuuksien tulkinta geomorfologisissa kokonaisuuksissa on johtanut systeemimalleihin liitetyn kompleksisuuden käsitteellistämiseen. Systeemi tulkitaan kompleksisena, kun siinä vallitseva syy-seuraus-suhde ei noudata oletettua suoraviivaista ja selkeää kausaliteettia: jokin vaikutus ei johda suoranaisesti tai yksiselitteisesti tiettyyn seuraukseen, ollen näin luonteeltaan epälineaarinen.

Kompleksisissa systeemeissä toimivat prosessit vaikuttavat toisiinsa alueellisesti ja ajallisesti ennalta arvaamattomalla tavalla, joka monimutkaistaen systeemiä (McDowell 2013: 116). Erityisesti silloin, kun systeemissä vaikuttavien objektien relaatioiden määrä kasvaa. Geomorfologisesta näkökulmasta kompleksisuus manifestoituu maanpinnan muotojen rakenteissa, jotka ovat syntyneet epälineaaristen prosessien vaikutuksesta (Werner 1999: 102; Huggett 2007a: 17–18; Urban 2013: 128). Kompleksisuuden käsite on läsnä yhä enemmän laajojen geomorfologisten kokonaisuuksien tutkimuksessa, erityisesti teoreettisiin viitekehyksiin pohjautuvassa mallinnustutkimuksissa (Favis-Mortlock 2013; Murray ym. 2014). Kompleksisten ja epälineaaristen systeemien geomorfologiseen tutkimukseen liittyvien konseptien tarkempi määrittely ja kriittinen tarkastelu on tieteellisessä debatissa vasta alkutekijöissään (Temme ym. 2015).

2.3.1 Systeemin käyttäytyminen ja muutos

Geomorfologisissa systeemeissä vallitsevien prosessien toimintaan vaikuttavat monet erinäiset tekijät, kuten esimerkiksi litologia, ilmasto ja merenpinnan vaihtelut (Phillips 2007: 160–167). Monet systeemiä kontrolloivat ulkoiset ja sisäiset tekijät ovatkin varsin paikkakohtaisia, jolloin geomorfologisten muodostumien kokonaisuus on maantieteellisen sijaintinsa sekä historiansa mukaisten tekijöiden ja prosessien tuotos. Täten geomorfologinen systeemi voidaan käsittää sattumanvaraiseksi, syntyolosuhteistaan riippuvaiseksi uniikiksi kokonaisuudeksi. Geomorfologisen systeemin ollessa avoin vaikuttaa se jatkuvasti ympäristöstään (von Elverfeldt & Glade 2012: 94–95). Avoimessa systeemissä ympäristön ulkoiset tekijät vaikuttavat sen rakenteisiin sekä sisäisten elementtien välisiin suhteisiin. Systeemin rakenteiden ja

objektien välisten relaatioiden reagointi ympäristöön määrittää systeemin käyttäytymisen (engl. *system behavior*).

Geomorfologisessa systeemissä tapahtuvaa muutosta säätelevät sen sisäisten elementtien mukaiset negatiiviset ja positiiviset palautemekanismit (Huggett 2007b: 18). Negatiivisella palautteella (engl. *negative feedback*) tarkoitetaan tilannetta, jossa alkanut muutos johtaa tapahtumasarjaan, joka neutralisoi alkaneen muutosprosessin. Negatiivinen palaute ikään kuin vakauttaa systeemin muutoskehityksen. Positiivinen palaute (engl. *positive feedback*) viittaa päinvastaiseen ilmiöön, jolloin alkanut prosessi sysää liikkeelle tapahtumasarjan, joka vahvistaa jo alkanutta muutosta. Systeemin toiminnallisia ominaisuuksia, joita palautemekanismit määrittävät, on perinteisesti tulkittu tasapainotilan tai epätasapainotila (engl. *equilibrium, non-equilibrium*) kautta kuvaamaan prosessien ja muodostumien vuorovaikutussuhteen yhteyttä systeemiin (Renwick 1992: 265–270; Inkpen & Wilson 2013: 149–150). Tasapaino on konsepti, joka ilmentää sekä systeemin tilaa että systeemin kykyä (käyttäytymistä) ylläpitää kyseistä tilaa. Tasapainoinen systeemi on ristiriitainen käsite, sillä kokonaisuuden näyttäytyminen tasapainoiselta on riippuvainen aikajaksosta, jolla systeemiä tarkastellaan (von Elverfeldt & Glade 2012: 97–99).

Systeemien käyttäytymiseen liittyy ajatus ympäristön muutoksen tai systeemin sisäisten tekijöiden vaihtelun aiheuttamasta häiriöstä, joka johtaa systeemin tilan muutokseen (Huggett 2007b: 20). Systeemin eri tiloja (engl. *system states*) erottaa kynnysraja (engl. *threshold*), jonka ylittyminen ilmentää muutosta systeemin tilassa ja käyttäytymisessä. Mikäli kynnysrajan ylitys on aiheutunut kokonaisuuteen ulkoisesti vaikuttavan tekijän johdosta, on kyse ulkoisesta kynnysarvon ylittymisestä (engl. *external threshold*). Jos systeemin tila muuttuu ulkoisen tekijän vaikutuksen pysyessä vakiona, muutos tulkitaan johtuvan sisäisen kynnysrajan ylittymisestä (engl. *internal threshold*). Systeemin kynnysrajat palautemekanismeineen ovat systeemin käyttäytymisen kannalta perustavanlaatuisia tekijöitä (Inkpen & Wilson 2013: 151). Ne voivat kuitenkin ajaa systeemin tilaan, jolloin siinä vallitsevia syy-seuraus-suhteita saattaa olla mahdotonta erotella toisistaan (Murray ym. 2014: 2–3).

Epälineaaraisia kausaalisuuksia omaavissa kompleksisissa systeemeissä on mahdollista syntyä ilmiöitä, jotka näyttäytyvät emergenttisenä (engl. *emergence*) rakenteiden

syntymisenä (Murray ym. 2014: 2–3). Emergenttisellä ilmiöllä tarkoitetaan makrotason entiteetin kasvua mikrotason vuorovaikutussuhteista, mutta sitä ei suoranaisesti pystytä assosioimaan alemman mittakaavatason ilmiöihin. Käsitteet taustalla on holismin fundamentaalinen näkemys siitä, että kokonaisuus on enemmän kuin osiensa summa (Favis-Mortlock 2013: 262; Inkpen & Wilson 2013). Phillips (2014) mukaan systeemin tilan merkittävä muutos on emergenttinen ilmiö, kun siihen johtaneisiin mekanismit liittyvät kynnyksärajan ylittymiseen. Tällöin tilan muutos (engl. *mode switch*) on johtanut näennäiseen tasapainotilan syntymiseen, joka ajan kuluessa muuttuu uudelleen epätasapainoiseksi ja edelleen systeemi vaihettuu alttiimmaksi emergenttiselle systeemin tilan muutokselle.

2.3.2 Maastosysteemi

Jäätiköiden muokkaamien geomorfologisten kokonaisuuksien kartoitus, kategorisointi ja analyysi maastosysteemien (engl. *glacial landsystems*) näkökulmasta mahdollistaa keinon jo sulaneiden ja nykyisten aktiivisten jäätiköiden rekonstruoinnille (Evans 2003: 1–4). Maastosysteemiin perustuva holistinen tulkinta kohdistuu sen geomorfologisiin komponentteihin eli maanpinnan muotojen elementteihin ja yksiköihin (engl. *land elements & units*). Niiden välisiä relaatioita tarkastellaan kokonaisuuden kannalta merkittävällä tavalla, systeemissä ilmenevien rakenteiden mukaisesti (Evans 2007: 808). Tyypillinen systeemin yksikkö on ympäristöstään erottuva muodostumien joukko, kuten esimerkiksi drumliinikenttä, joka koostuu yksittäisistä muodostumista eli elementeistä. Maastosysteemin alueelliseen rakenteeseen liittyy myös muita syntyperältään subglasiaalisia muodostumia. Maastosysteemit mahdollistavat viitekehysten vetäytyvän jäätikön dynamiikkaa indikoivien geomorfologisten muodostumien ja sedimenttien kokoonpanojen tulkintaan sekä niiden linkittämisen jäätiköllä vallinneisiin olosuhteisiin, joiden mukaisesti maa-aineksen eroosio, kuljetus ja kasaantuminen ovat määrittäneet (Evans 2013: 460–461).

Maastosysteemien muodostumien sedimenttien kokoonpanoja tulkitsemalla on kyetty tekemään johtopäätöksiä jäätiköitymisen tyylistä (engl. *style of glaciation*), joka on riippuvainen jään massaa ja virtausta säätelevästä ilmastosta, jäätikön pohjaoloista, geologiasta ja topografiasta (Evans 2003: 5–9). Jäätiköitymisen tyyliä analysoimalla voidaan niistä havaita ja kategorisoida erinäisiin jäätiköitymisjaksoihin ja ympäristöihin

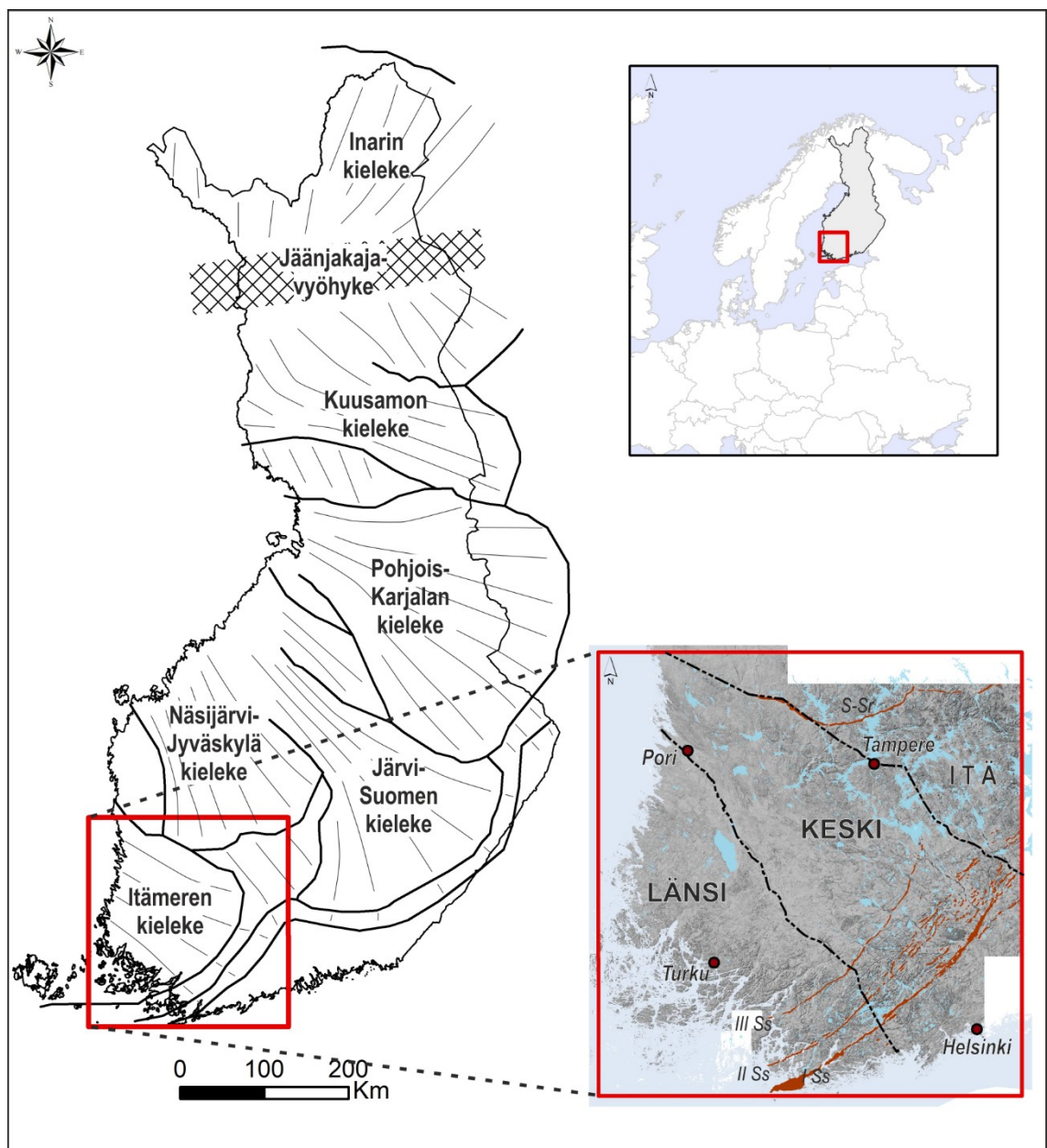
linkittyviä rakenteita ja jatkumoit, jotka puolestaan indikoivat jään virtausdynamiikan ominaisuuksia. Tietyille ympäristöille onkin määritetty erilaisia maastosysteemien malleja, niille tyypillisen jäätiköitymisen tyyliin ja dynamiikan mukaisesti (Benn & Evans 2010: 584–585). Maastosysteemien tulkinta on hierarkkista, jossa alimmalla hierarkiatasolla ovat maaelementit eli yksittäiset glasiogeeniset muodostumat (komponentit). Ylemmällä tasolla elementeistä koostuvat maayksiköt linkittyvät toisiinsa muodostaen alueellisajallisia rakenteita (relaatiot). Rakenteiden tulkinta ja suhteuttaminen jäätiköitymisen tyyliin mahdollistaa tulkinnan jäätikön käyttäytymisestä (systeemi), joka on mahdollisesti rinnastettavissa nykyisissä jäätiköissä tapahtuviin prosesseihin (Evans 2007).

Maastosysteemien hyödyntäminen rekonstruoinnissa on viitekehystenä varsin läheinen muiden dynaamisten prosessi-muodostuma-mallien kanssa (Evans 2007; Benn & Evans 2010: 585–586). Käytännössä mallit koostuvat geomorfologisten muodostumien sedimenttikerrostumien assosiaatioista sekä niiden kartoituksesta ja luokittelusta. Yhä korkeamman resoluution omaavat digitaaliset kartoitustekniikat, kuten esimerkiksi LiDAR (Johnson ym. 2015; Utting ym. 2016; Mäkinen ym. 2017; Putkinen ym. 2017), yhdessä pakkatietomenetelmien kanssa ovat mahdollistaneet yhä tarkemman geomorfologisen kartoituksen (Chandler ym. 2018). Kartoitukseen perustuva glasiaaligeomorfologinen tieto on myös linkitetty alueellisesti laajalaisempaan jäätikön rekonstruointiin (Atkinson ym. 2016; Darvill ym. 2017; Bickerdike ym. 2018).

3. Tutkimusalue

3.1 Alueen kuvaus

Fennoskandian mannerjäätikkö oli laajimmillaan LGM:n aikaan, jolloin se ulottui Norjan ja Ruotsin vuoristoilta eteläisimmilleen Pohjois-Saksaan (Stroeven ym. 2016). Tuolloin osana Fennoskandian jäätikköä toimi 12 virtauskielekettä (Punkari 1997). Lounais-Suomen alueella virtasi osa Itämeren kielekevirtauksesta. Kuvassa 9 on esitettyä tutkimusalue, joka on rajattu kolmeen osa-alueeseen. Rajaus perustuu kielekevirtauksen itäiseen rajaan ja Itämeren kielekettä halkovaan saumaharjuun.



Kuva 9. Tutkimusalue. Kielekevirtaukset havainnollistavan Suomen alueella virranneen jäätikön alueellisuutta (Johansson ym. 2011, mukailten)

Tutkimusalueen kallioperä koostuu pääosin graniittista ja gneisseistä (Kallioperäkartta 1:1 000 000). Geologisena eroispiirteenä ovat luoteisosien rapakivigraniitit, diabaasit ja hiekkakivet sekä keskiosien vulkaniitit ja granodioriitit. Tutkimusalueen länsi- ja itäosien topografia on kallioperärakenteiden määrittämä. Kyseisillä alueilla maaperäkerrostumat ovat ohuita. Lännessä kalliomaita pirstovat savikot ja idässä hienorakeiset maalajit (ks. liite 1, 1: 200 000 maaperäkartta). Keskiosan maalajit koostuvat moreenien lisäksi savesta ja karkearakeisesta maa-aineksesta (Maaperäkartta 1:1 000 000). Karkearakeiset maalajit ovat glasifluvialisia eli jäätikköjokien kerrostamia (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007). Laaja-alaisimmillaan glasifluvialista ainesta on kerrostuneena Salpausselkien ja Sisä-Suomen reunamuodostumakompleksien sekä saumarajujen yhteyteen.

3.2 Itämeren virtauskielekkeen deglasiaatiohistoria

Skandinaavisen mannerjäätikön reuna-asema perääntyi Suomenlahdelle noin 13 000 vuotta sitten (Hughes ym. 2016). Jäätikön reunan perääntyminen pysähtyi Salpausselillä Nuoremman Dryaksen kylmän ilmastovaiheen seurauksena. Hiilen radioaktiivisen isotoopin (C-14) hajoamiseen perustuvan ajoitusmenetelmän mukaan I Salpausselkä muodostui 12 100–12 300, II Salpausselkä 11 600–11 800 ja III Salpausselkä 11 400–11 500 radiohiilivuotta sitten (Johansson ym. 2011: 111). Sisä-Suomen reunamuodostuma syntyi Jyväskylä-Näsijärvi-virtauskielekkeen reuna-asemassa 11 100–11 200 radiohiilivuotta sitten.

Ensimmäinen ja toinen Salpausselkä ovat syntyneet Nuoremman Dryaksen aikaan (Saarnisto ja Saarinen 2001). Muodostumisen syy on linkitetty suoraan ilmaston kylmenemiseen, jonka seurauksena jäätikön reuna-asema pysähtynyt paikoilleen (Rainio ym. 1995). Jäätikön reuna myös oskilloi. Ensimmäisen Salpausselän synnyssä jäätikön sisäinen dynamiikka on ollut merkittävämpänä tekijänä kuin siihen vaikuttaneet ulkoiset ilmastolliset tekijät (Stroeven ym. 2016: 112). Vaikka III Salpausselkä syntyi Nuoremman Dryaksen aikaisen kylmän ilmastovaiheen jälkeen, on reunamuodostumakompleksin kehitys todennäköisesti seurausta lyhyt aikaisesta

ilmaston viilenemisestä eli preboreaalista kylmästä heilahduksesta. Kylmeneminen on lyhyt aikainen poikkeus tuon aikaisessa nopeasti lämpenevässä ilmastokehityksessä.

Salpausselkien muodostumisen jälkeen deglasiatio nopeutui (Johansson ym. 2011: 112). Ensimmäisen Salpausselän eteläpuolella reuna-asema vetäytyi noin 60 metriä vuodessa. Kolmannen Salpausselän muodostumisen jälkeen jäätikön reuna-asema perääntyi keskimäärin 260 metriä vuodessa. Suomen alueelta jäätikön reuna-asema vetäytyi noin 10 300 vuotta sitten. Fennoskandian mannerjäätikön deglasiatiovaihe päättyi 9 100 vuotta sitten (Guzzone ym. 2016). Tuohon aikaan valtamerenpinnan taso oli noussut niin paljon, että merivettä alkoi virrata Tanskan salmesta Itämereen, joka oli tuolloin Ancyclusjärvi-vaiheessaan (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007: 15). Kun jäätikön reuna-asema sijaitsi tutkimusalueen eteläosissa, nykyisen Itämeri oli vielä makea vesiallas. Tämä Baltian jääjärven vaihe päättyi, kun yhteys valtameriin avautui Keski-Ruotsissa Billingenin vuoren läheisyydessä perääntyneen jäätikön reuna-aseman seurauksena. Tuolloin jäätikön edustan vedenpinnan taso laski 26–28 metriä, kun järvessä varastoituneet vesimassat purkautuivat Atlantiin. Baltian jääjärvi-vaihe päättyi noin 11 590 sitten, jolloin Itämeren altaassa alkoi Yoldiamerivaihe. Maankohoamisen myötä meriallas muuttui Ancyclusjärveksi noin 10 800 vuotta sitten. Valtameren pinnan nousu oli kuitenkin maankohoamista nopeampaa, joka johti uuden meriyhteyden muodostumiseen, ja altaan veden suolapitoisuus kohosi Litorinameren tasolle.

4. Aineistot ja menetelmä

Tutkielman aineiston käsittely ja kartoitustyö perustuu paikkatietomenetelmiin. Keskiössä on laserkeilaus eli LiDAR-aineiston (engl. *Light Detection and Ranging*) - mahdollistaneet tarkat etäisyysmittaukset. Kyseinen aineisto on Maanmittauslaitoksen työstämä kolmiulotteinen pistepilvi. Yksittäisillä pisteillä on koordinaattien (x, y) lisäksi korkeustieto (z). Dataa käsittelemällä etäisyys on muutettu maapinnan korkeustiedoksi (m.p.y), jonka tuloksena on saatu korkeusmalli, DEM. Maanmittauslaitos on kerännyt aineiston ilmalaserskannaamalla Suomen maanpinnan muotoja sekä jalostamalla LiDAR-aineistosta korkeusmallin. Osa tässä tutkielmassa käytetystä korkeusmallista saatiin Geologian tutkimuskeskukselta (GTK). Osa Maanmittauslaitoksen tuottamasta korkeusmallista ladattiin karttalehdittäin paikkatietoaineistojen latauspalvelusta (Paltuli 2018).

Rasterikerrokset yhdistettiin paikkatieto-ohjelman ArcMap 10.5 Mosaic To New Raster-työkalulla. Osa korkeusmallista jatkojalostetusta maastomallista saatiin suoraan Geologian tutkimuskeskukselta. Myös osa korkeusmallista prosessoitiin maastomalliksi Jenness (2013) kehittämällä työkalulla (DEM Surface Tools). Tutkielman kuvat piirrettiin CorelDRAW 2018 -vektorigrafiikkaohjelmalla, jolla myös sisuallisoitiin karttoja.

4.1 LiDAR-aineistoon perustuva korkeusmalli ja muut paikkatietoaineistot

Tutkielmassa hyödynnetty maastomalli on vinovarjostukseen perustuva paljaan maan malli (engl. *multidirectional oblique-weighted hill shade*, MDOW), joka käytännössä on maanpinnan muotoja korostavan korkeusmallin visualisointi. Paikkatieto-ohjelmassa kyseisen mallin päälle asetettiin korkeusmalli, jonka arvot skaalautuvat ikkunanäkymän mukaan. Korkeustiedoille valittiin tietty väriskaala havainnollistamaan maaston korkeuseroja. Geologian tutkimuskeskukselta saadut rasterikerrokset (DEM) prosessoitiin maastomalliksi käyttämällä seuraavia asetuksia; korkeussuhteita korostava kerroin: 4, primäärivalaistussuunta: 315 °, kallistuskulma valaistukseen nähden 30°, värisävyt: 256, hypsometria: ei päällä. Lisäksi joitain ArcMap-ohjelman kuvan käsittelyfunktioita käytettiin selkeyttämään mallin visuaalista ilmettä, GTK:lta saadun MDOW-rasterikerroksen kaltaiseksi.

Maastomallien tulkintaa tukevat kallioperä- ja maaperäkartat saatiin GTK:n ylläpitämistä rajapintapalveluista (GTKWMS 2018). Maaperäkartat ovat mittakaavoissa 1:200 000, 1:50 000 ja 1: 20 000. Näistä jälkimmäinen on tämän tutkielman kannalta merkittävin. Kallioperäkartta on mittakaavassa 1:1 000 000. Suomen vesistöjä koskevat paikkatietoaineistot ladattiin latauspalvelu-Paltulista.

4.2 Geomorfologinen kartoitus

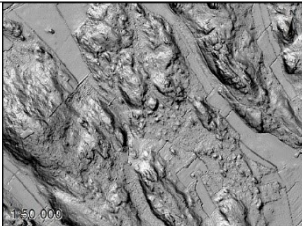

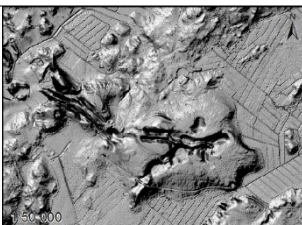
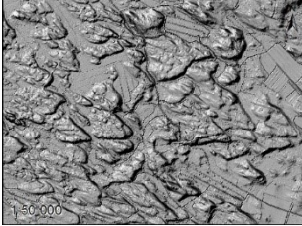
Tutkielman menetelmä on geomorfologinen kartoitus. Tutkimusalueelta kartoitettiin jäätikkösyntyiset muodostumat, jotka ovat kehittyneen jäätikön alaisessa ympäristössä eli subglasiaalinen geomorfologia. Kartoitetut geomorfologiset kokonaisuudet ovat oleellinen elementti muinaisten jäätiköiden rekonstruoinnissa (Kleman ym. 1997; Kleman ym. 2006; Greenwood ym. 2007). Jäätikön jättämät jäljet maanpinnan muotoihin heijastelevat jotain tietty jäätikködynaamista elementtiä, jotka jäätikön alaiset fysikaaliset prosessit ovat saaneet aikaan. Myös jäätikön geometria ja geokronologia ovat perustavanlaatuisia asioita, jotka tulee ottaa huomioon jäätikködynamiikkaa rekonstruoitaessa. Geomorfologisen kartoituksessa on oleellista hyödyntää laajasti erinäisiä tietolähteitä ja menetelmiä (Chandler ym. 2018).

Tässä tutkielmassa ei ole selvitetty jäätikön geometriaan tai muodostumien absoluuttisiin aikajärjestyksiin liittyviä seikkoja. Muodostumien suhteellista ajoitus on kuitenkin pystytty arvioimaan alueilla, joilla on nähtävissä selkeitä alueellisia poikkileikkauksia. Maanpinnanmuodot kartoitettiin muodostumakokonaisuus kerrallaan. Systemaattisuuden säilyttämiseksi kartoitustyössä hyödynnettiin 10x10 km ruudukkoa.

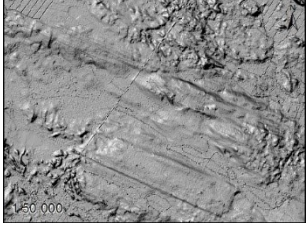
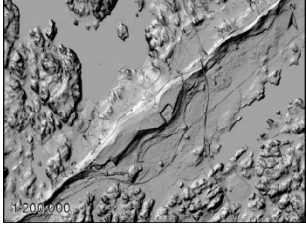

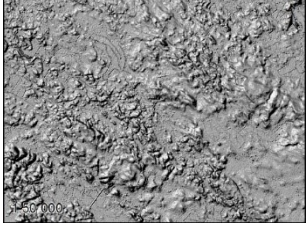
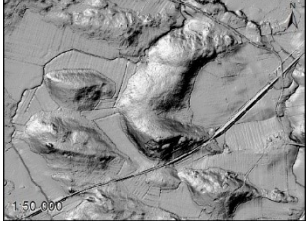
5. Tulokset

Tutkimusalueen muodostumat kartoitettiin 1:20 000 ja 1:8 000 välisillä mittakaavatasoilla. Täten havainnot perustuvat melko yleispiirteiseen tulkintaan, ja näin ollen maaston pienempiä yksityiskohtia ei ole otettu huomioon. Taulukoissa 1 ja 2 on kuvattuna kriteerit, joiden puitteissa geomorfologiset muodostumat kartoitettiin.

Taulukko 1. Hydrologista verkostoa indikoiva geomorfologia.

<u>Muodostuma</u>	<u>Kriteerit</u>	<u>Kuva</u>
<i>Subglasiaaliset eroosiuomat</i>	<ul style="list-style-type: none">-Huomattavan kokoisia edestakaisin kaartuvia uomia.-Leikkaavat suhteellisesti vanhempaa muodostumaa.-Alkavat ja loppuvat yhtäkkiä.-Oletettu veden virtaussuunta topografiasta riippumaton (vesi kykenee virtaamaan ylämäkeen).-Usein osana harjuihin liittyvää jatkumoa.-Yksittäisiä uomakaarteita.	
<i>Harjut</i>	<ul style="list-style-type: none">-Pitkänomaisia ja kapeita mutkittelevia selänheitä, joissa terävä harjanne.-Harjanteet eivät välttämättä yhtenäisiä, sillä lajittunutta maa-ainesta on louhittu paljolti rakennusteollisuuden käyttöön.-Maaperäkartassa mutkittelevia glasiofluviaalisia kerrostumia.-Jäätikönvirtaussuunnan kanssa samansuuntaisia.	
<i>Glasifluviaaliset deltat</i>	<ul style="list-style-type: none">-Laakeita ympäröivää maastoa korkeammalle kohoavia tasankoja.-Maaperäkartassa glasifluviaalisesta aineksesta koostuvia laajoja alueita.-Muodostumissa usein jälkiä muinaisista rantaviivoista.-Tyypillisesti yhteydessä harjuihin.-Luokkaan sisältyy myös sandudeltat.	
<i>Murtoot</i>	<ul style="list-style-type: none">-Kolmionmuotoisia muodostumia,-Kumpareista maastoa, joissa selvästi erottuvia kolmio- rakenteita.-Maaperäkartassa moreenia.-Esiintyvät ryppäinä.-Muodostavat laaja-alaisia jatkumoa.	

Taulukko 2. Jäätikön virtausta indikoiva geomorfologia.

Muodostuma	Kriteerit	Kuva
<i>Lineaatiot</i>	<ul style="list-style-type: none"> -Suoraviivaisia pitkänomaisia seläniteitä. -Suoraviivaisia eroosiojälkiä moreenimuodostumissa tai peruskalliossa. -Esiintyvät useamman muodostuman kenttinä. -Saattavat vaihettua reuna-asemaa kohti kuljettaessa pitkänomaisemmiksi seläniteiksi. 	
<i>Reunamuodostumat</i>	<ul style="list-style-type: none"> -Jäätikönvirtaussuuntaan poikittain nähden kerrostuneet suuret muodostumat. -Selvästi ympäröivästä maastostaan erottuvat seläniteet. -Maaperäkartassa glasifluviallisesta aineksesta koostuvia pitkänomaisia muodostumia, paikoin myös moreeneja. -Kerrostumissa jälkiä muinaisista rantaviivoista. -Yhteydessä tyypillisesti harjuihin ja deltoihin. 	
<i>De geer-moreenit</i>	<ul style="list-style-type: none"> -Jäätikönvirtaussuuntaan poikittain nähden kerrostuneet kapeat moreeniseläniteet. -Esiintyvät pienistä seläniteistä koostuvina muodostumakenttinä. -Esiintymistiheys melko tasainen. 	
<i>Kumpumoreenit</i>	<ul style="list-style-type: none"> -Ablaatioalueen ns. kuolleen jään moreenimuodostumat. -Maasto on kumpareista, jossa yksittäisillä kummuilla ei ole jään virtaussuuntaan viittaavaa orientaatiota. 	
<i>Juomumoreenit</i>	<ul style="list-style-type: none"> -Jäätikönvirtaussuuntaan poikittain nähden selänne, jonka uloimmat kärjet kääntyneet jäätikön virtaa myötäileviksi "sarviksi". -Luokkaan sisältyy rogen- ja ribbed-moreenit. 	

Kartoitus tehtiin suhteellisen laaja-alaisesta näkökulmasta, jolloin keskiössä on muodostuman sijainnin suhde sitä ympäröivään geomorfologiaan. Erityistä huomiota kiinnitetään jäätikön reuna-asemaan sekä runsaslukuisina muodostumaparvina esiintyvien geomorfologisten kokonaisuuksien alueellisuuteen. Tutkimusalueen geomorfologiset havainnot on jäsennelty muodostumien glasiaalidynaamisten

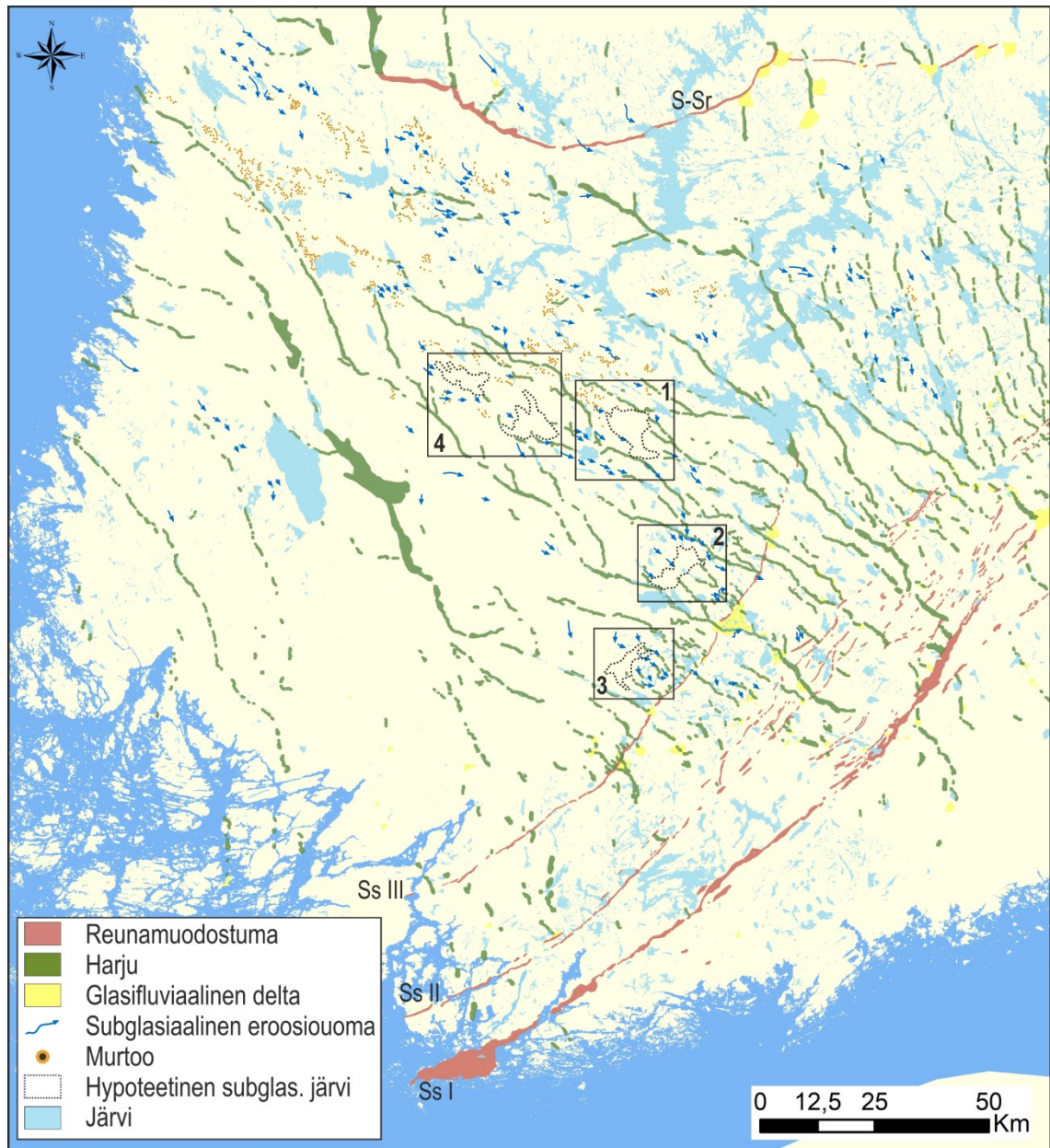
ominaisuuksiensa mukaisesti edustamaan subglasiaalista hydrologiaa (5.1) ja jäätikön virtausta (5.2).

5.1 Sulavesiverkosto

Harjuselänteet keskittyvät tutkimusalueen keski- ja itäosiin (kuva 10). Länsiosassa niiden esiintyvyys on huomattavasti vähäisempää. Kaikki tutkimusalueen harjujaksot kulkeutuvat kohti Itämeren kielekkeen reuna-asemaa eli Salpausselkien reunamuodostumia (Ss III, II & I). Tutkimusalueen harjuselänteet muodostavat pienemmistä suurempiin harjujaksoihin yhdistyviä haaramaisia rakenteita. Harjujen alueellinen verkostomainen rakenne on selkein tutkimusalueen keskiosassa Ss III:n luoteispuolella. Harjujen alueellinen rakenne on pirstoutuneempi Ss III ja Ss I välisellä vyöhykkeellä.

Tutkimusalueen länsi- ja itäosissa kallioperän topografia pirstoo harjujen morfologiaa. Itäosassa lukuisat järvet halkovat harjurakenteita. Keskiosaan verrattaessa nämä ovat myös vähähaarisempia. Lisäksi harjujen orientaatio poikkeaa länsi- ja keskiosien suuntautuneisuudesta. Itäosassa harjut yhdistyvät lähes poikkeuksetta järvialtisiin (huom. ei subglasiaalisiin järviin) niiden pohjois- ja eteläpuolilta.

Keskiosan lyhyimmät harjujaksot esiintyvät III Salpausselän luoteispuolella noin 15 km etäisyydellä reunamuodostumasta (kuva 10). Nämä reuna-aseman läheisyydessä sijaitsevat harjut ovat edellä kuvatuista alueellisesta rakenteesta erillisiä. Harjujen verkostomaisten rakenteen sivuhaarojen esiintymistiheys vaihtuu vähäisemmäksi III ja II Salpausselkien välisellä alueella. Tälle vyöhykkeelle keskittyvät tutkimusalueen laajimmat glasifluviaaliset deltaesiintymät. Laajoja glasifluviaalisesta aineksestä koostuvia deltoja on myös Sisä-Suomen reunamuodostuman yhteydessä. Koska tutkielman keskiössä on Itämeren jäätikkökielekkeen dynamiikka, toimii S-Sr tutkimusalueen rajana, joten sen pohjoispuolisia sulavesireittejä ole relevanttia tässä yhteydessä analysoida.



Kuva 10. Tutkimusalueen sulavesiverkosto. Indeksialueet 1–4 kohdistuvat alueille, joilta on kartoitettu subglasiaalisiin järviin viittaavaa geomorfologiaa.

Subglasiaaliset eroosiuomat keskittyvät myös tutkimusalueen keskiosaan (kuva 10). Idässä on havaittavissa kallioperärakenteiden mukaisia uomastoja, joista maa-aines on huuhtoutunut sulavesieroosion toimesta. Tutkimusalueen keskiosassa kartoitetut eroosiojäljet esiintyvät yksittäisinä uomina, jotka myötäilevät kohti reuna-asmaa kulkeutuvien harjuksojen suuntautuneisuutta. Eroosiuomat kulkeutuvat pääasiassa luoteesta kaakkoon kohti Salpausselkiä, lukuun ottamatta pohjoisimpia osia, missä sulavesireittien suuntautuneisuus kääntyy idemmäksi kohti järvioltaista aluetta. Kallioperän rakenteilla ja järvioltailla on huomattava vaikutus alueen topografiaan.

Itäosan eroosiojälkien suuntautuneisuus kallistuu vahvemmin pohjois-etelä -akselille, samaan tapaan kuin kyseisellä alueella esiintyvät harjut.

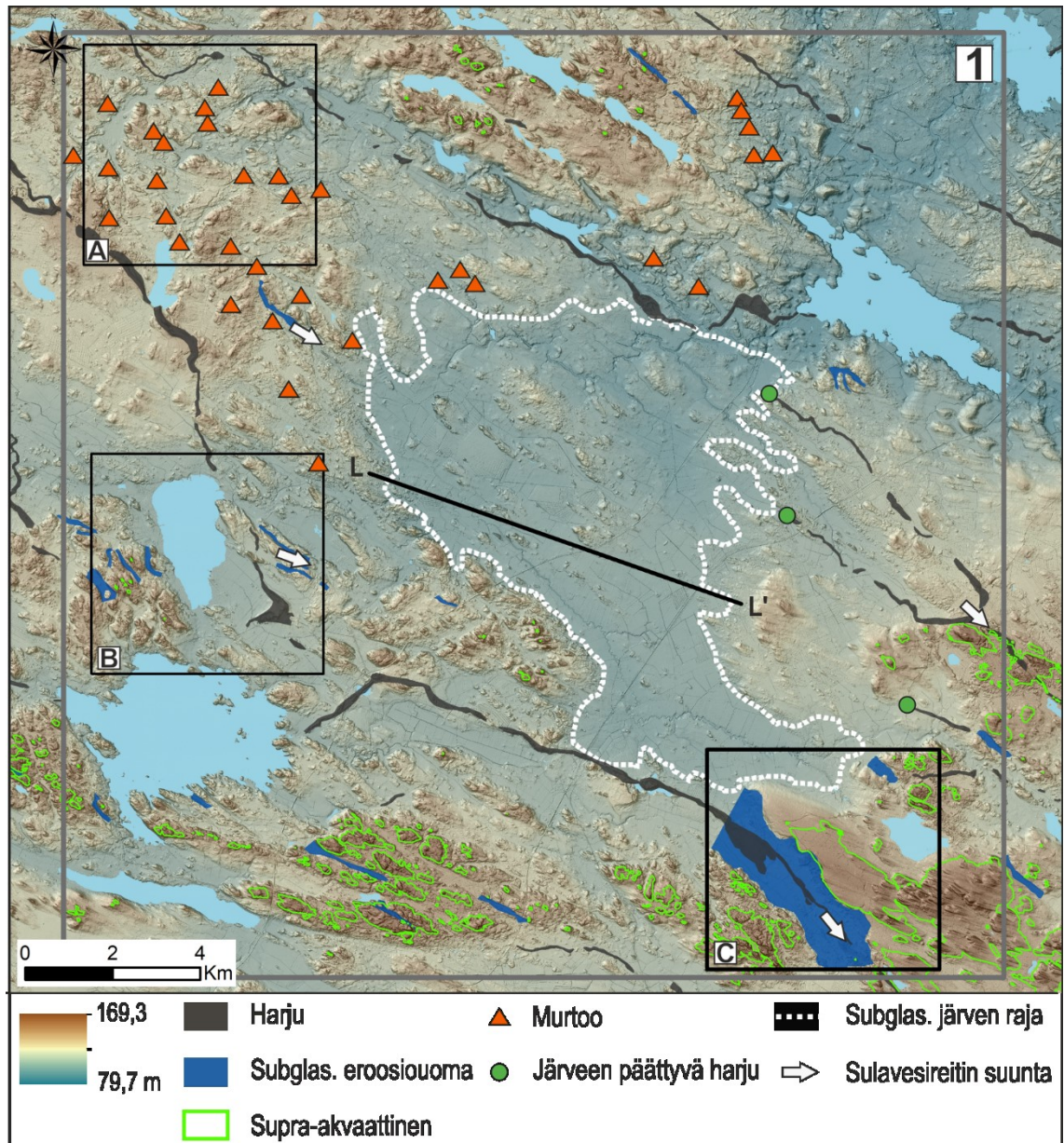
Tutkimusalueen luoteisosassa on havaittavissa laaja-alaisia murtoo-moreeniesiintymiä (kuva 10). Muodostumat vaihettuvat vähäisemmiksi jäätikön reuna-asemaa kohti tultaessa. Murtoot keskittyvät tutkimusalueen keskiosaan. Esiintymiä ei ole havaittavissa 40 km III Salpausselältä luoteeseen ulottuvalla vyöhykkeellä.

Subglasiaaliseen sulavesieroosion viittaavaa geomorfologiaa on havaittavissa murtoo-moreenien yhteydessä. Sulavesien kulutusjäljet ovat pienipiirteisiä. Kalliovaltaisilla alueilla, kuten tutkimusalueen itäosassa, murtoita esiintyy melko vähän.

Keskiosassa on tulkittavissa murtoo-tyypin moreenimuodostumiin liittyviä alueellisia jatkuvuuksia. Jatkomot on tutkittu sulavesireitiksi, jonka osana on harjuja, eroosiuomia ja topografisia syvänteitä (indeksialueet 1 ja 4). Topografisiin syvänteisiin liittyvien maanpinnan muotojen perusteella rajatut subglasiaaliset järvet sijaitsevat tutkimusalueen keskiosassa. Näillä alueilla subglasiaaliseen hydrologiseen systeemiin viittaavaa geomorfologiaa on eniten.

5.1.1 Subglasiaalisiin järviin viittaava geomorfologia

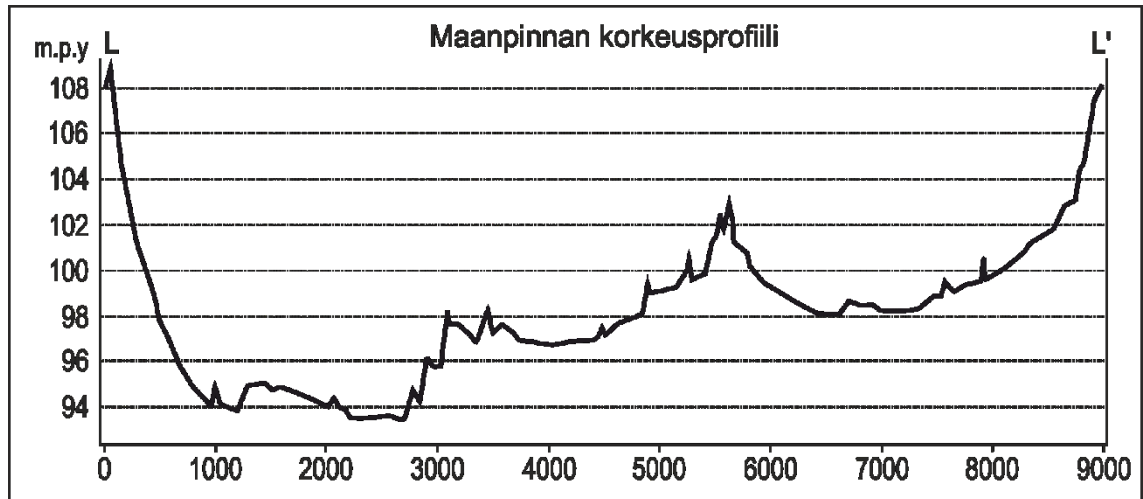
Subglasiaalisiin järviin viittaavia geomorfologisia yksiköitä kartoitettiin kuvan 10 indeksialueilta 1–4. Indeksialueen 1 subglasiaalisen järven olemassa olosta Kajuutti ym. (2016) ovat esittäneet hypoteesin. Urjalan ja Akaan väliselle alueelle sijoittuvan luode-kaakko -suuntaisen sulavesireitin varrella sijaitsee topografinen syväne. Syvänteeseen yhdistyy subglasiaalisia eroosiuomia ja harjuselänteitä, joiden suunnanneisuutta on havainnollistettu kuvassa 11 nuolisymbolein. Lisäksi murtoo-moreenien sijainteja on korostettu kolmiosymboleilla. Indeksialueelta 1 havaittuja oletettuun subglasiaaliseen järvaltaaseen liittyneet geomorfologisen kokoonpanot toimivat esimerkkinä ja referenssinä muita mahdollisia järvaltaita kartoitettaessa, sillä kyseiseltä alueelta on Kajuutti ym. (2016) ovat spekuloineet subglasiaalisen järven olemassaolon mahdollisuutta.



Kuva 11. Indeksialue 1. Oletetun järvaltaan linkittyminen sulavesiverkoston.

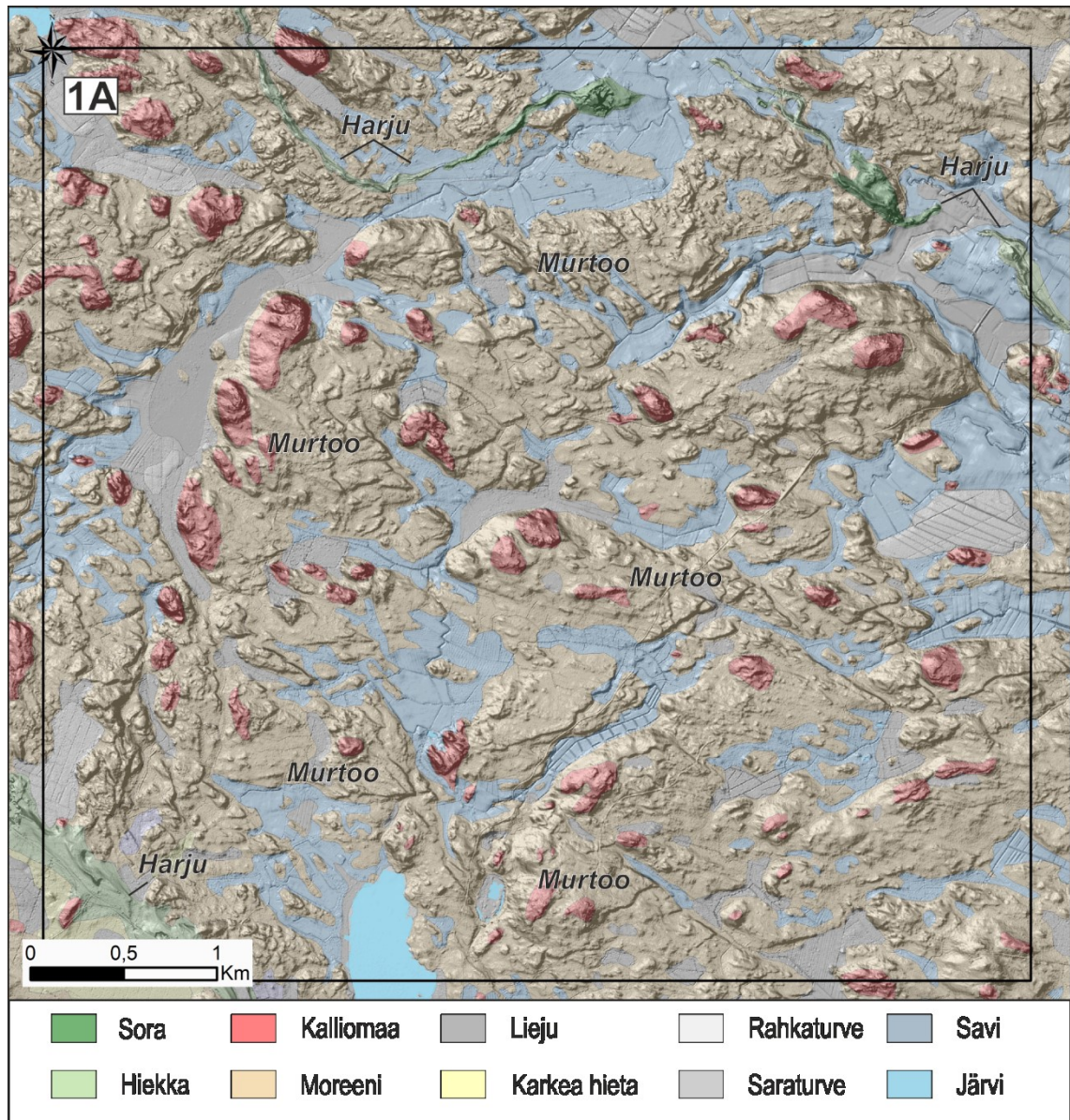
Oletettua subglasiaalista järveä rajaa pohjoisesta ja etelästä harjujaksot, joista eteläinen harjujakso liittyy III Salpausselän glasifluviaaliseen deltaan, ja sieltä edelleen II Ss:n reunamuodostumiin (kuva 10, kuva 11). Pohjoinen harjuselänne kulkeutuu Vanajaveden järvaltaaseen, josta sen jatkumoa ei enää ole tulkittavissa. Indeksialueen 1 subglasiaaliseen järvaltaaseen liittyy sen itäpuolelta kolme harjua, jotka jatkuvat kaakkoon III Ss:n reunamuodostumaan. Eroosiojälkien yhteydessä on merkkejä kalliorakenteiden yhteydessä esiintyvän moreeniaineksen huuhtoutuneisuudesta ja eroosiosta. Kulutusjälkiin liittyy kalliopaljastumia.

Oletetun subglasiaalisen järven raja hahmoteltiin alueen topografisen vaihtelun ja sulavesireitteihin indikoivan geomorfologian mukaisesti. Korkeusprofiili oletetun jäätikön alaisen järven poikkilinjalta osoittaa korkeussuhteiden vaihtelun (kuva 12). Järviallas on 10–15 metriä syvä. Alueen pintageologia on pääasiassa postglasiaalisesti kerrostunutta savea (liite 1).



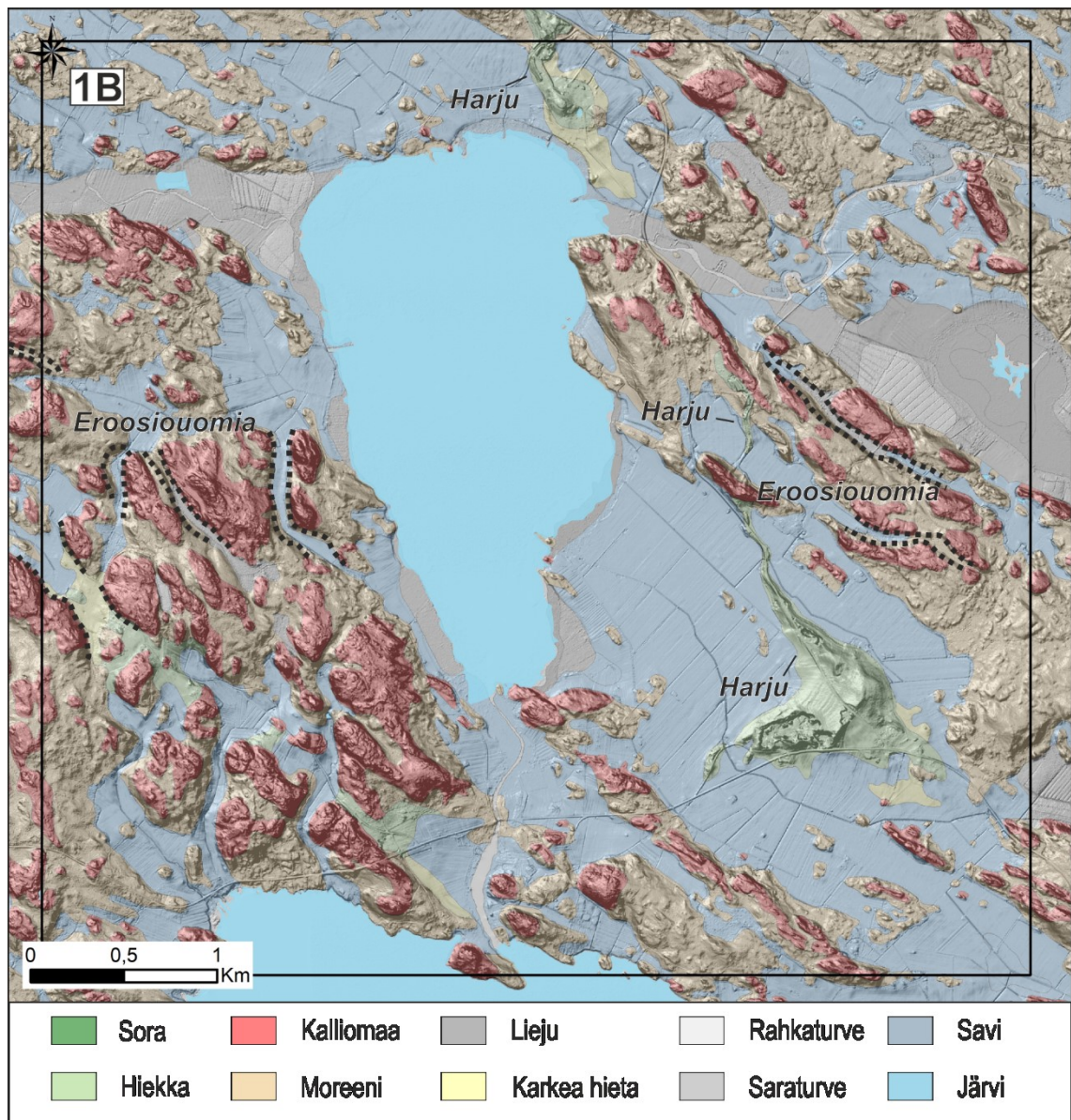
Kuva 12. Järvialtaan 1 halkaisijan korkeusprofiili.

Järvialtaaseen yhdistyy murtoo-tyyppin moreenimuodostumia syvännealtaan luoteispuolelta, noin neljän kilometrien levyisevä laaja-alaisena vyöhykkeenä (kuva 13). Morfologialtaan ne ovat V-rakenteisia kolmiomaisia moreenikumpareita. Muodostumia ei ole havaittavissa järvialtaan itäpuolella. Murtoo-vyöhykettä rajaa kaksi harjujaksoa, jotka kulkeutuvat myös subglasiaalisen järven etelä- ja pohjoispuolella. Indeksialue 1A sijaitsee noin 40 kilometriä III Ss:n reuna-asehasta luoteeseen. Murtoo-muodostumien yhteydessä on sulavesitoimintaan viittaavia pienipiirteisiä kulutusjälkiä.



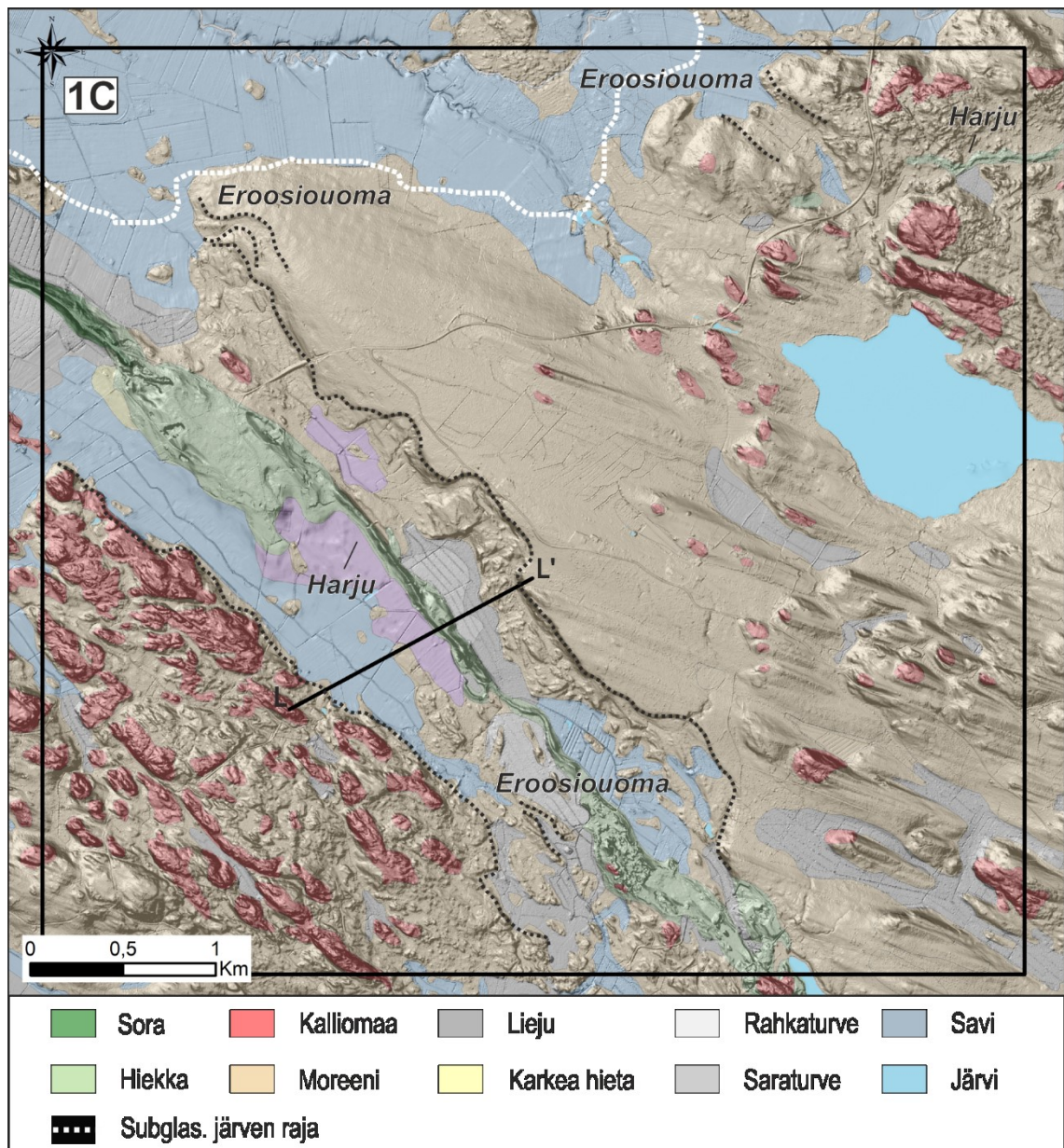
Kuva 13. Indeksialue 1A. Murtoo-muodostumiin liittyvän valuman geomorfologiaa.

Sulavesien eroosiotoimintaan viittaavaa geomorfologiaa on havaittavissa subglasiaalisen järven länsipuolella (kuva 14). Moreenien peittämien kalliomaiden väliset kapeat jyrkkäseinäiset laaksot on rajattu eroosiouomiksi. Indeksialueen 1B järven itäpuolisen harjun yhteyteen on kerrostunut deltamainen jäätikköjokimuodostuma.



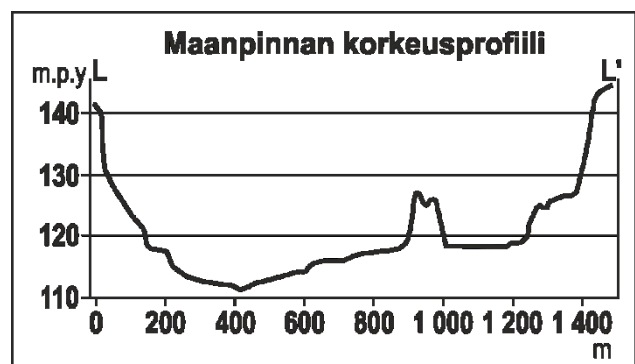
Kuva 14. Indeksialue 1B. Eroosiuomat havainnollistettu katkoviivoin.

Indeksialueen 1C eroosiuoma on oletettavasti toiminut subglasiaalisen järven purkausumana (kuva 15). Laaja-alainen eroosiojälki leikkaa selvärajaisesti moreenikerrostumaa, jossa on runsaasti lineaatioita. Sulavesieroosio on kuluttanut suuren määrän maa-ainesta ja jättänyt jälkeensä syvän uoman (kuva 16). Laakson pohjalle on harjuselänne. Lisäksi indeksialueen 1C koillisosassa on havaittavissa sulavesieroosiota ja harju.



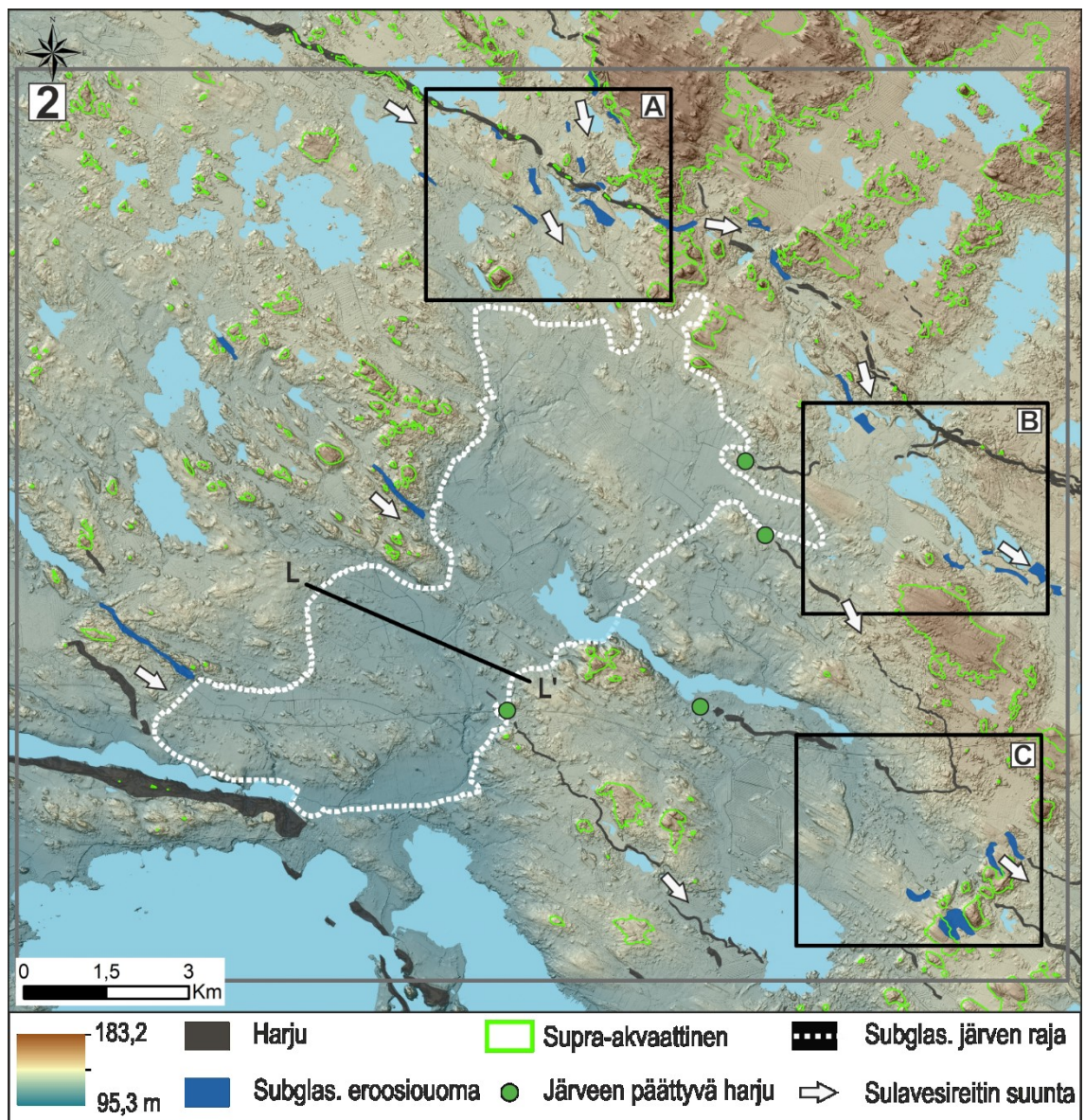
Kuva 15. Indeksialue 1C. Järvialtaaseen 1 liittyvä sulavesien purkausuoja, jonka pohjalle on kerrostunut harjuselänne.

Tutkimusalueen toinen subglasiaaliseen järveen viittaava kohde indeksialueella 2 poikkeaa geomorfologialtaan edeltävästään siinä, että alueella ei ole murtoo-tyyppin muodostumia (kuva 17). Alueen korkeimmat kohdat ovat supra-akvaattisia kerrostumisympäristöjä eli muodostumat ovat syntyneet



Kuva 16. Indeksialueen 1C eroosiouoman korkeusprofiili.

veden koskettamattomille alueille. Oletetun subglasiaalisen järven sijaitsee noin 15 kilometriä III Salpausselältä luoteeseen. Järvialtaaseen liittyy neljä harjuja, jotka ovat yhteydessä III Ss:n reuna-asemaan. Subglasiaaliseksi järveksi rajatun alueen lounaispuolella kulkeva harjujakso on tutkimusalueen pisin (n. 220 km), ulottuen Ss I ja Ss 2 väliseltä vyöhykkeeltä tutkimusalueen luoteisrannikolle asti (kuva 10). Kyseinen harju on yhteydessä tutkimusalueen laaja-alaisimpaan glasifluviaaliseen deltaan (sandurdelta) III Ss:n reuna-asemassa. Järvialtaaseen linkittyy eroosiuomia sen länsi- ja pohjoispuolelta (2A). Oletettu subglasiaalinen järviallas on noin 15 metriä syvä (kuva 18).

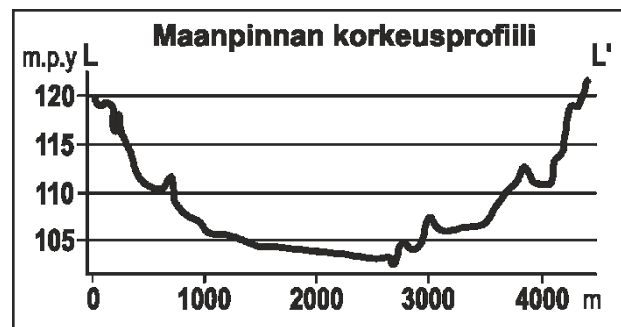


Kuva 17. Indeksialue 2. Oletettuun subglasiaaliseen järveen liittyvä sulavesiverkosto.

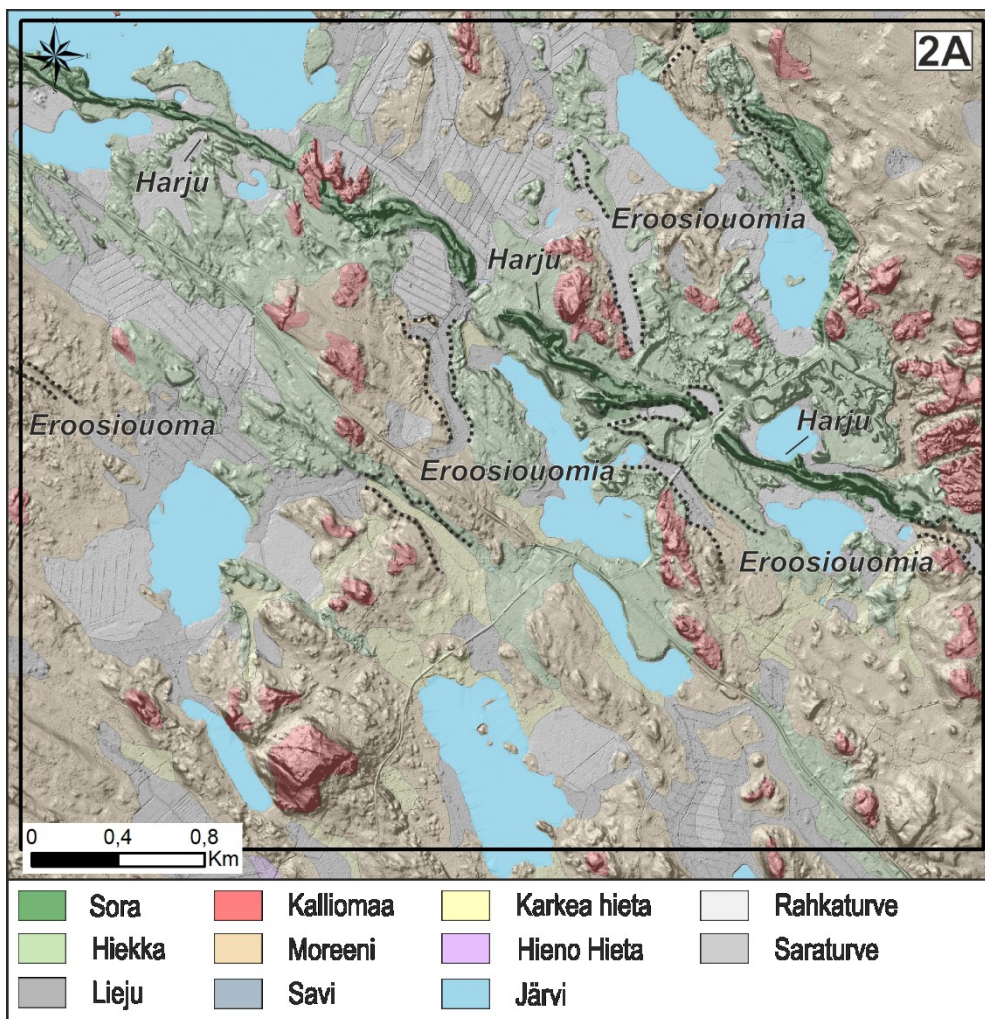
Indeksialueen 2 A luode-kaakko -suuntaisesta harjuselänneestä on havaittavissa

sulavesikulutusjälkiä (kuvat 17, 19). Eroosiuomista on havaittavissa kaksi pääsuuntaa.

Harjuselänteeseen poikittaissuuntaisesti kohdistuneet eroosiojäljet myötäilevät paikoin supra-akvaattisen alueen rajaa. Lisäksi osa uomista myötäilee harjuselänten suuntaa.



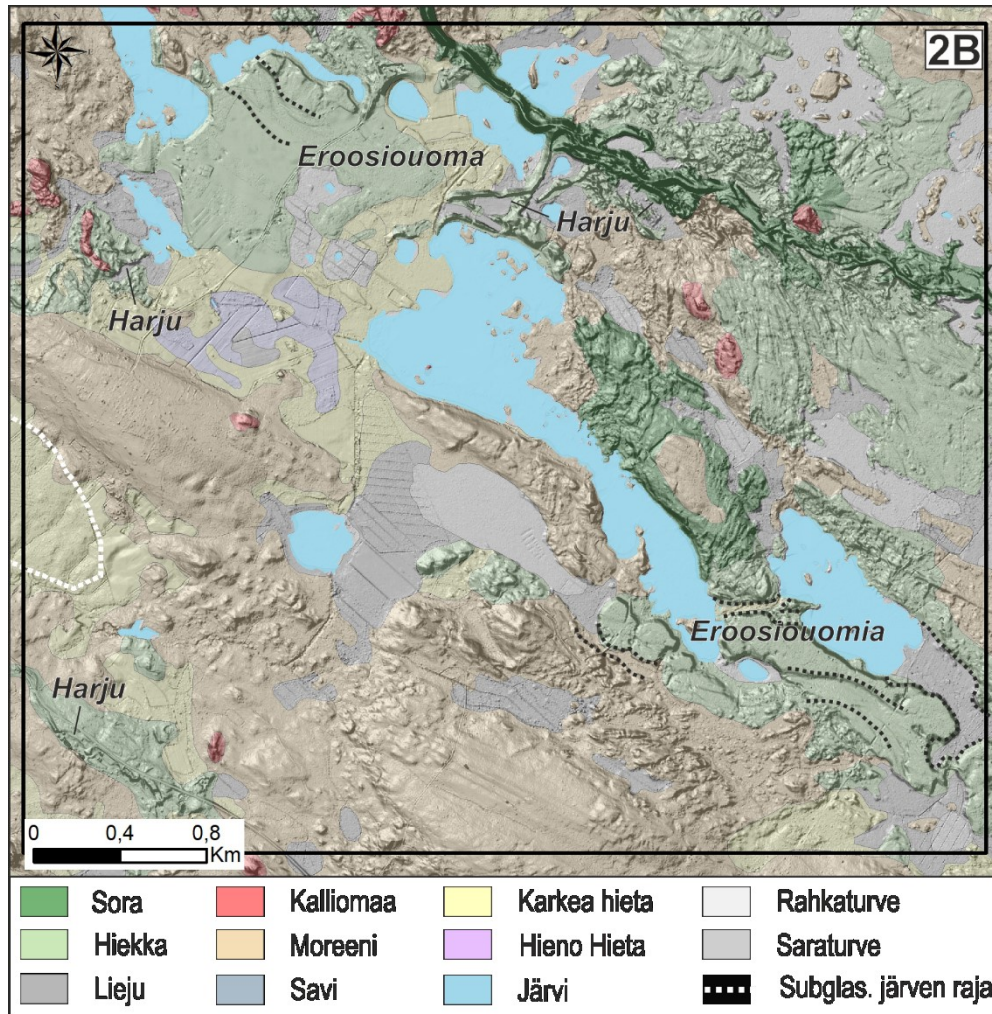
Kuva 18. Järvialtaan 2 halkaisijan korkeusprofiili.



Kuva 19. Indeksialue 2A. Kulutusjäljet rikkovat harjuselänten morfologiaa.

Harujuksoja myötäilevä sulavesireitti on kohdennettuna myös indeksialueella 2B, josta on havaittavissa subglasiaaliseen järvialtaaseen yhdistyvän harjuselänten katkonaisuus (kuva 20). Kyseinen harju yhdistyy suurempaan harjuksoon. Alueelta on havaittavissa glasifluviaaliseen kerrostumaan (hiekk) kohdistunutta sulavesieroosiota.

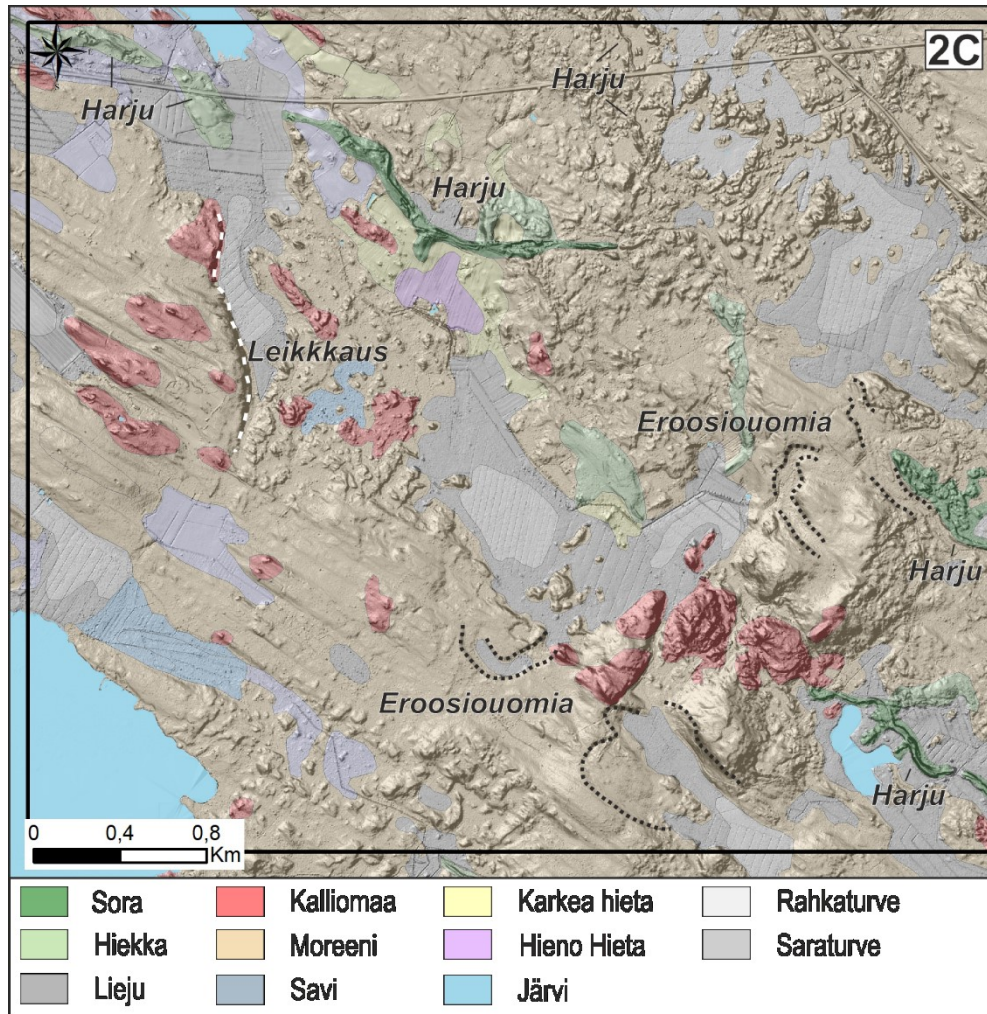
Kulutusjäljet myötäilevät harjuselänteet suuntaa kohti III Ss:n reuna-asemaa. Indeksialueen lounaisosassa sijaitseva katkonainen harjuselänne yhdistyy oletettuun subglasiaaliseen järvioltaaseen.



Kuva 20. Indeksialue 2B. Järvioltaaseen 2 päätyvä harju sekä glasifluviaalisiin kerrostumiin kohdistunutta sulavesieroosiota.

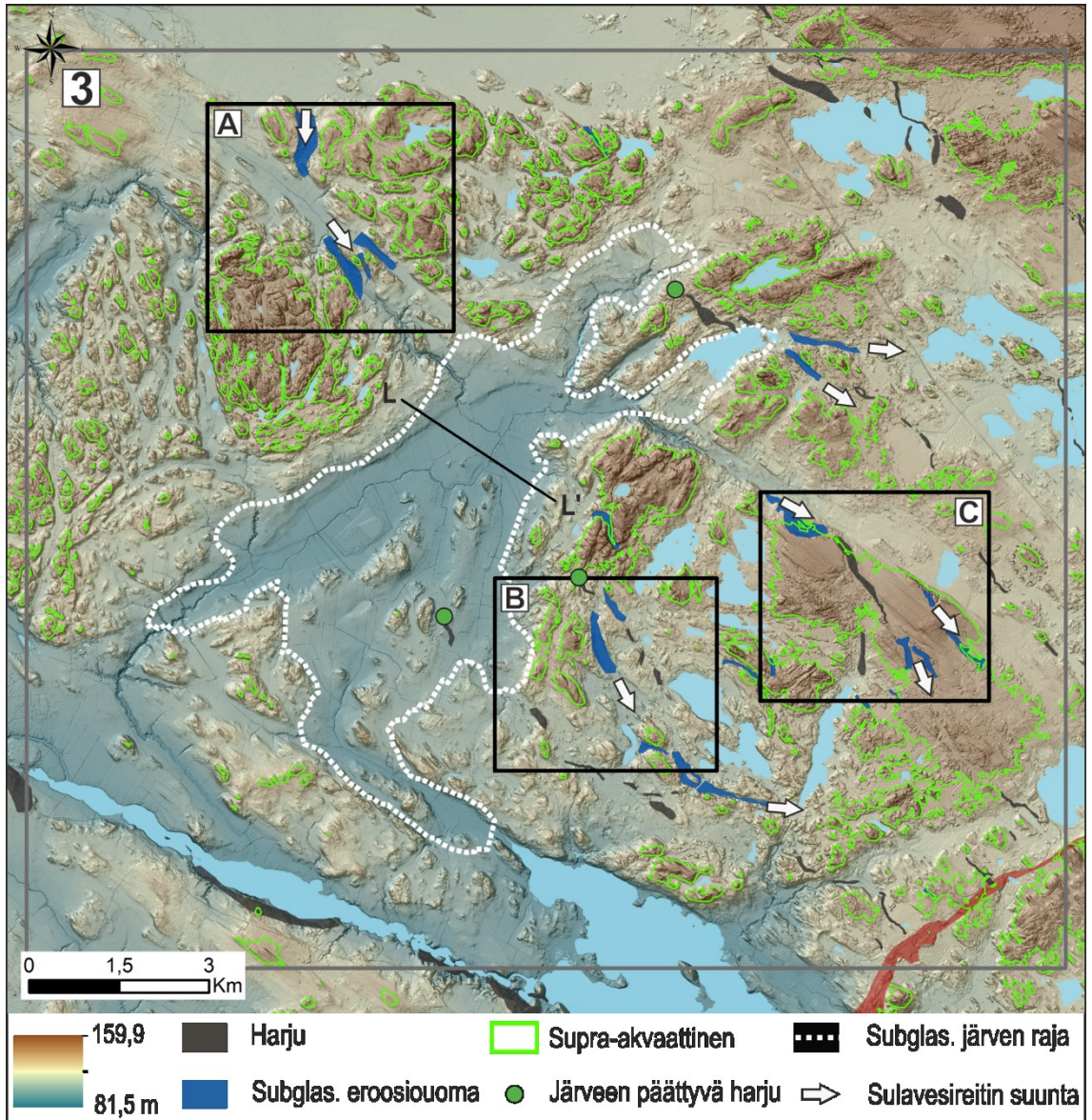
Oletettuun subglasiaalisen järveen 2 yhdistyy sen kaakkoispuolta vesistö (*Pehkijärvi*), jonka päädyssä on havaittavissa harjuselänteiden katkos (kuvat 17, 21). Samassa yhteydessä on myös moreenimaaston leikkaus, jossa lineaatioiden jatkumo päättyy jyrkkään rinteeseen. Kumpumaastosta on havaittavissa oletettuun järvioltaaseen liittyvä harjuselänne, joka liittyy Pehkijärven lounaispuolella kulkevaan harjujaksoon. Indeksialueen 2C geomorfologiaan liittyy myös subglasiaalisia eroosiuomia ja niiden jatkumoina pieniä harjuselänteitä. Uomat ovat havaittavissa yksittäisinä kaarteina lineaatiovaltaisessa moreenimaastossa, jotka kulkevat ylämäkeen. Kyseiset moreenit

ovat ylimmän rannan tasossa. Indeksialueelta 2C rajattiin harjuselänne, jonka maaperä kartoittaja (1: 20 000) on luokitellut moreeniksi.



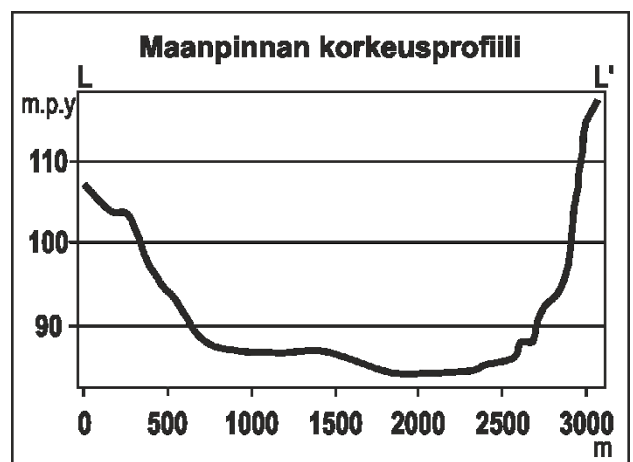
Kuva 21. Indeksialue 2C. Sulavesieroosiota lineaatiovaltaisessa maastossa.

Indeksialue 3 sijaitsee lähellä reuna-asemaa (kuva 22). Oletettu subglasiaalinen järvi sijaitsee noin 10 kilometriä III Salpausselältä luoteeseen. Alueen harjut eivät muodosta haaramaisia rakenteita, vaan linkittyvät reunamuodostumiin yksittäisinä harjujaksoina. Kallioperärakenteiden mukainen topografia on alueella vallitseva. Indeksialueen korkeimpien kallioperärakenteiden määrittämät huiput ovat supra-akvaattisia, lukuun ottamatta indeksialueen 3C moreenimaastoa. Järvialtaan korkeusprofiili on määrittynyt kallioperärakenteen mukaan (kuva 23). Oletettuun järvialtaaseen 3 linkittyä harjuselännteitä sen kaakkoispuolelta.



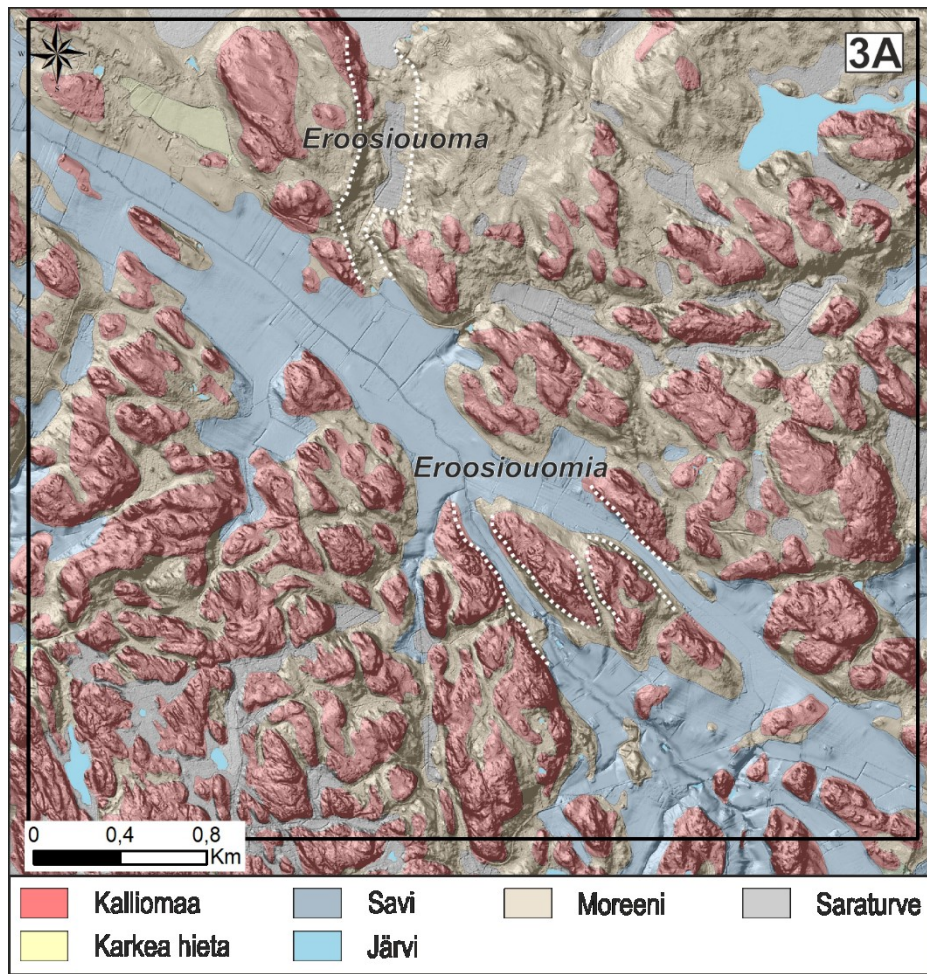
Kuva 22. Indeksialue 3. Oletettuun subglasiaaliseen järveen liittyvä sulavesiverkosto.

Järviältä pohjoispuolelta kartoitettiin sulavesien kulutusjälkiä (kuva 24). Tulkinta perustuu moreenikerrostuman eroosiojälkeen, joka on indeksialueella 3A pohjois-etelä -suuntainen. Sen yhteydessä jäätikön kulkusuuntaa myötäilee savipeitteinen laakso, joka on rajattu kulutusjäljeksi katkoviivoin. Alue on



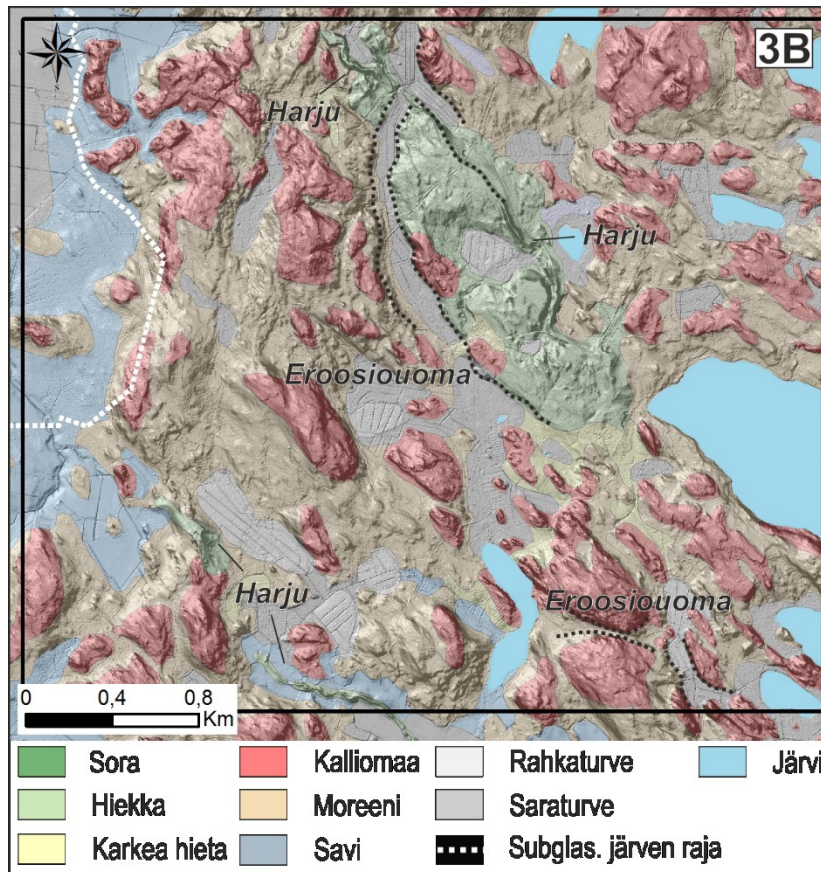
Kuva 23. Järviältä 3 halkaisijan korkeusprofiili.

kalliomaata ja topografiaa kalliorakenteiden määrittämää.



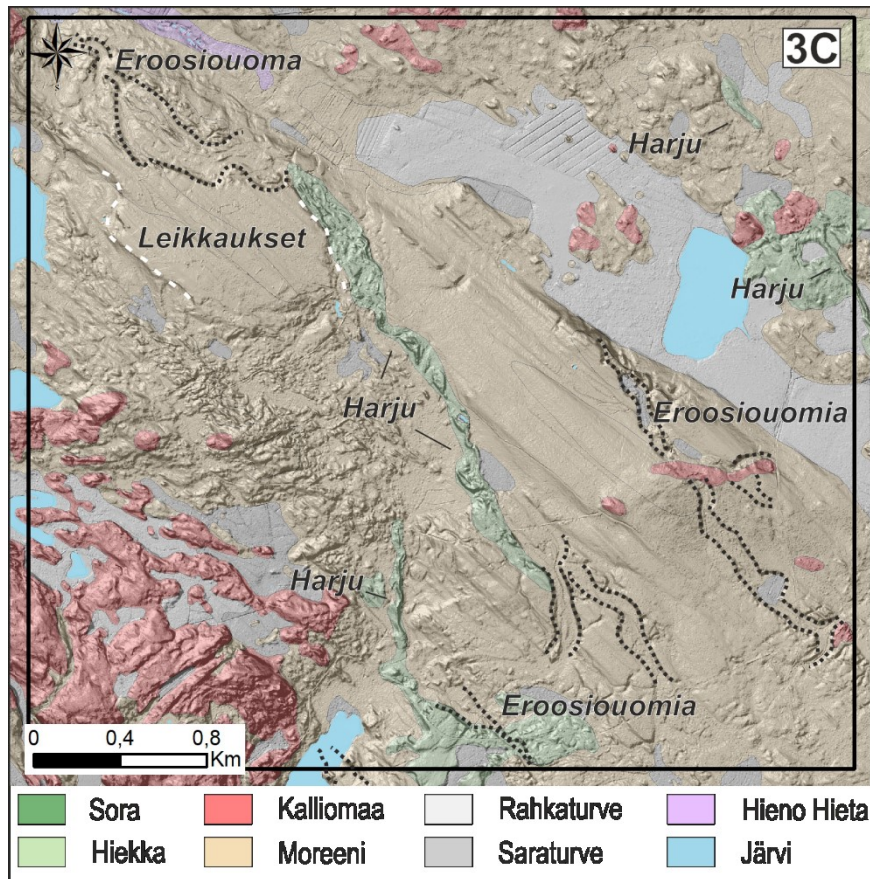
Kuva 24. Indeksialue 3A. Oletetun subglasiaalisen järven pohjoispuoli on kalliovaltaista maastoa.

Oletetun subglasiaalisen järven 3 kaakkoispuolella on havaittavissa jäätikköjokikerrostumia (sora ja hiekka) (kuva 25). Kaksi harjua päättyy järven läheisyydessä. Niistä pohjoisemman yhteydessä esiintyy sulavesien kulutusjälkiä. Glasifluvialista kerrostumaa halkoo haarautuva eroosiojälki, joka myös leikkaa harjuselännettä.



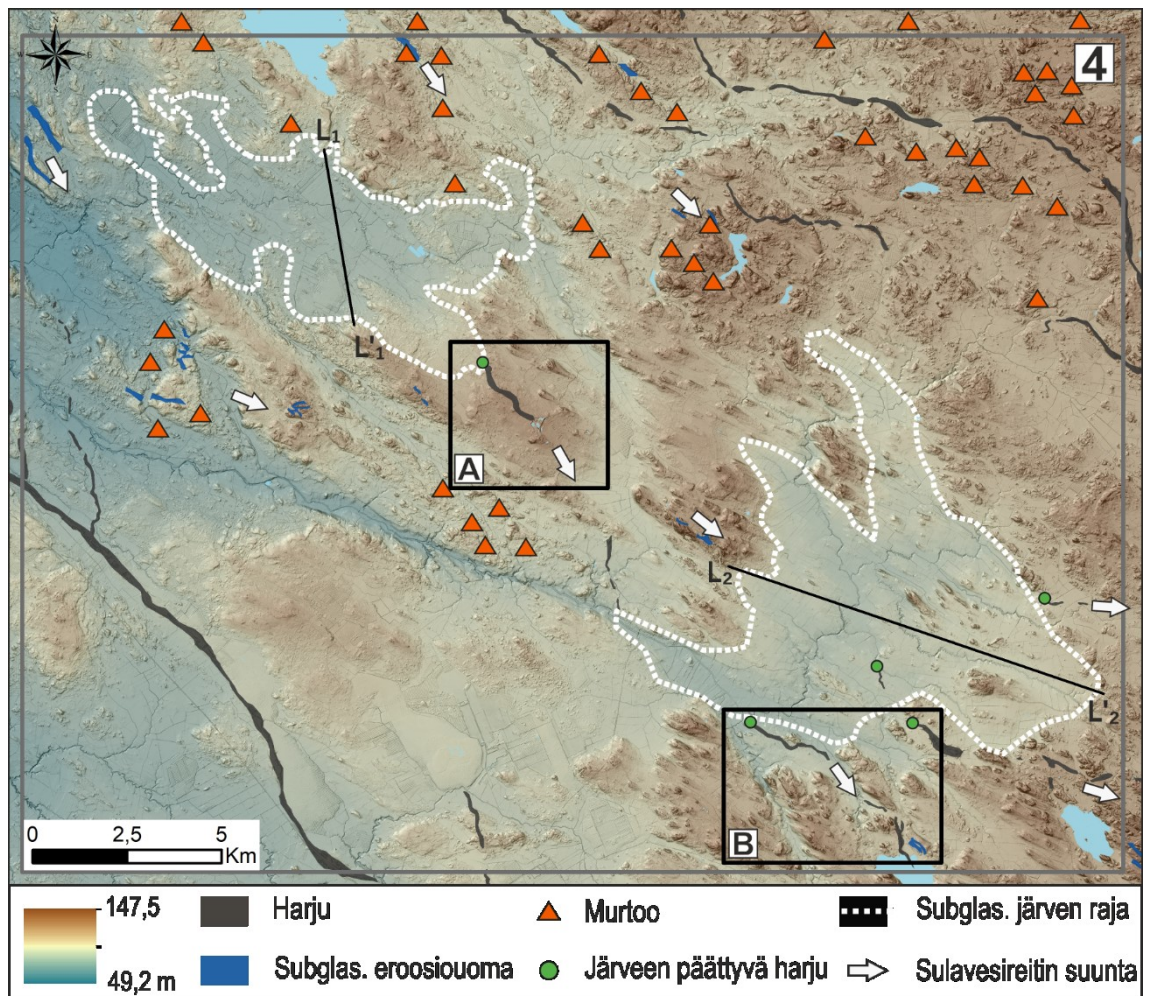
Kuva 25. Indeksialue 3B. Sulavedet ovat kuluttaneet glasifluviaalista kerrostumaa.

Indeksialueen 3C lineaatioiden sävyttämässä moreenimaastossa on havaittavissa eroosiojälkiä. Uomat kulkevat paikoin kaltevaa rinnettä ylöspäin, joten ne on tulkittu subglasiaaliksi (kuva 26). Moreenin kattama alue on supra-akvaattista, mutta sen morfologia ei viittaa proglasiaalisiin prosesseihin. Glasifluviaalinen kerrostuma, jonka osana on harjuselänne, poikkileikkaa teräväpiirteisesti lineaatioiden sävyttämää moreenikerrostumaa. Indeksialueen 3C itäosassa sijaitsee oletettuun subglasiaaliseen järveen päätyvä harju.



Kuva 26. Indeksialue 3C. Sulavesieroosiota lineatiovaltaisessa moreenimaastossa.

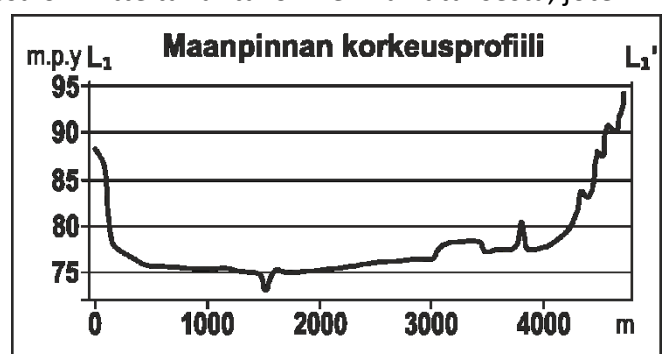
Indeksialueelta 4 kartoitettiin kaksi hypoteettista subglasiaalista järveä (kuva 27). Huomattavaa on murtoo-moreenien laaja-alainen esiintyvyys. Subglasiaaliseen eroosioon viittaavaa geomorfologiaa on alueella vähän. Kolmannen Salpauselän reuna-asema sijaitsee noin 70 kilometrin päässä. Järvialtaiden välistä lineatiokenttää leikkaa laakso, mutta sen morfologiaa ei ole kyetty tulkitsemaan sulavesien erodoimaksi. Oletettuja järvialtaita yhdistää harjuselänne. Syvänteiden korkeusprofiilien L_1 ja L_2 mukaan altaat ovat noin 15 metriä syviä (kuva 28, kuva 29). Indeksialueet 4A ja 4B tulkittiin mahdollisten subglasiaalisten järvien alajuoksun sulavesireiteiksi.



Kuva 27. Indeksialue 4. Kaksi hypoteettista subglasiaalista järviällästä murto-moreenien yhteydessä.

Indeksialueella 4A on poikkeuksellisen laaja-alaisesti kerrostunutta glasifluviaalista maa-ainesta (kuva 30). Kerrostumissa on viitteitä rantavoimien vaikutuksesta, joten hiekan, soran ja karkean hiedan levinneisyys on tulkittu aiheutuvan maakohoamisen ja rantavoimien yhteisvaikutuksesta.

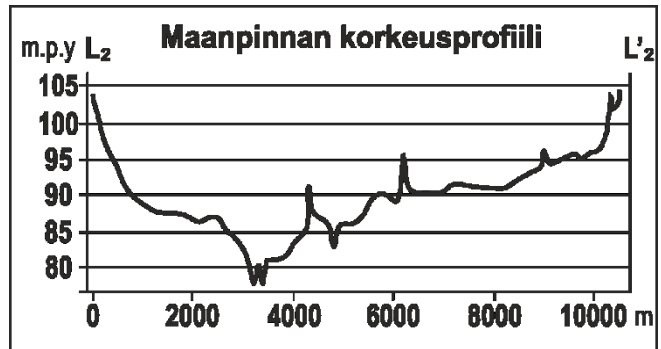
Kerrostumista on tulkittavissa soravaltainen harjuselänne, jonka alkuperäinen morfologia on tasoittunut rantavoimien vaikutuksesta.



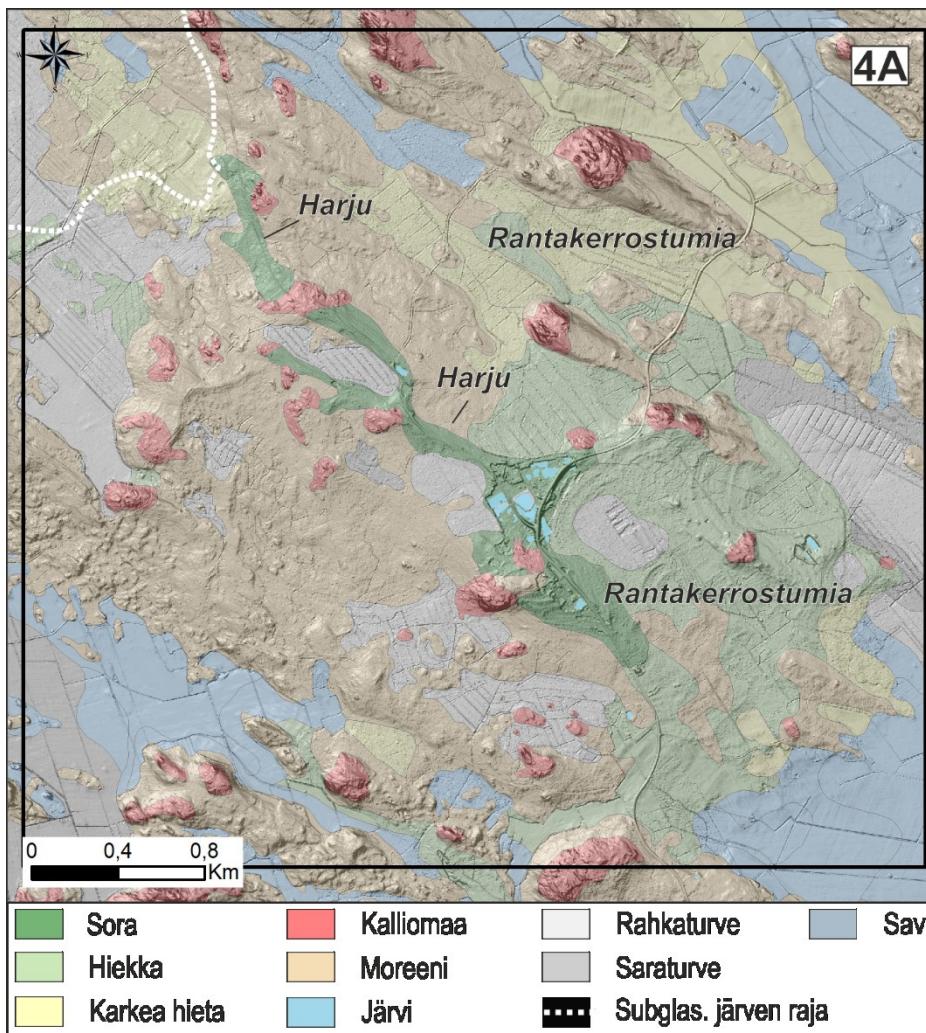
Kuva 28. Pohjoisen järviältä halkaisijan korkeusprofiili.

Selänteen kaakkoispuolella on geomorfologialtaan deltamainen osa. Kyseistä muodostumaa ei kyetty luokittelemaan morfologiansa perusteella, jota rantavoimat

ovat voimakkaasti muokanneet (kuva 30). Huomattavaa on että indeksialueen 4A drumliinien morfologia on myös kokenut muodostumisensa jälkeistä eroosiota.



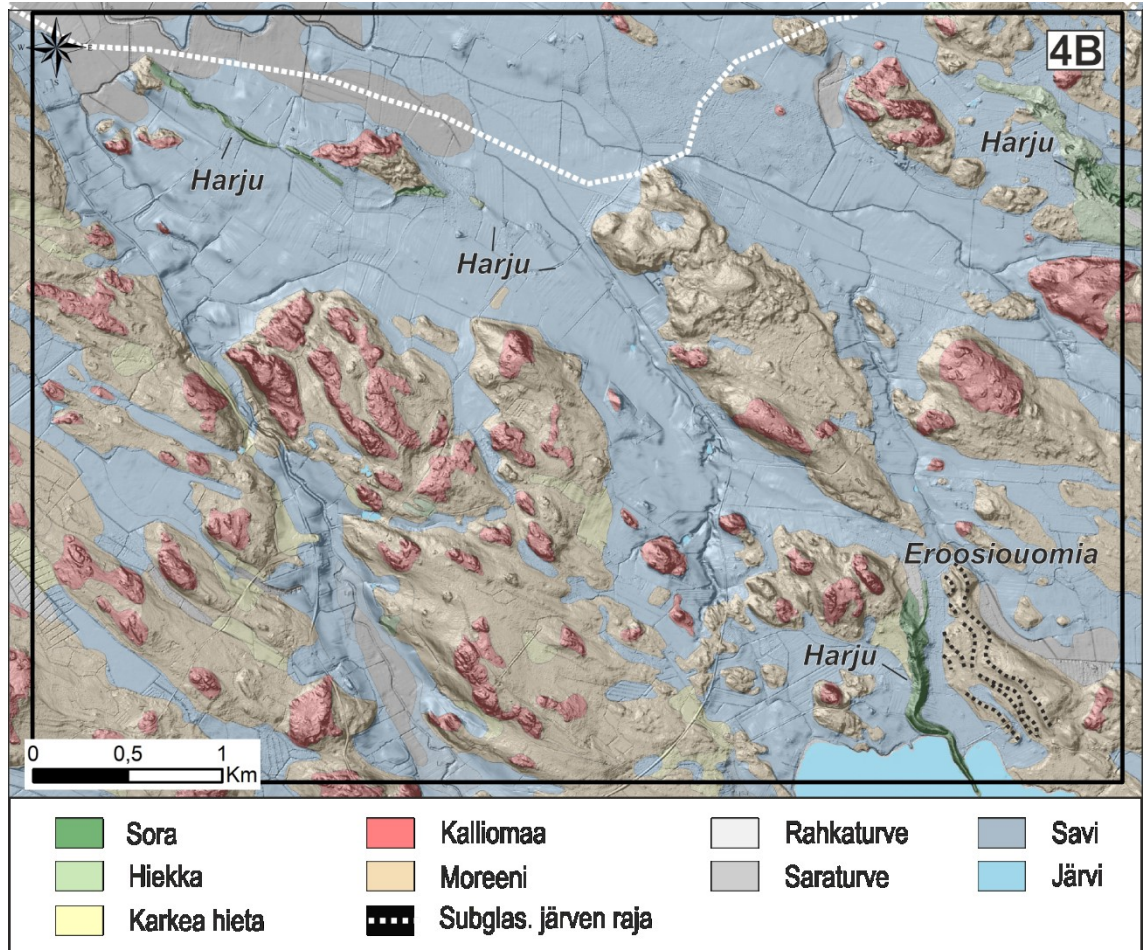
Kuva 29. Eteläisen järvaltaan halkaisijan korkeusprofiili.



Kuva 30. Indeksialue 4A. Harjuksi tulkittu selänne, jota rantavoimat ovat muokanneet.

Indeksialueella 4B luoteesta kaakkoon kulkeva harjuselänne päättyy oletettuun subglasiaaliseen järvaltaaseen (kuva 31). Savikon morfologia viittaa siihen, että kyseinen harjuselänne kulkee jonkin matkaa savikerrostumien alla. Indeksialueen 4B koillisosassa sijaitseva harju linkittyy oletettuun järvaltaaseen. Järvaltaan kaakkoispuolella sijaitsee subglasiaalisia eroosiuomia. Niiden välittömässä

läheisyydessä sijaitsee myös edellä kuvattu harjuselänne. Indeksialueelle 4B on ominaista savikerrostumien peittämät pohjois-etelä -suuntaiset laaksot. Mikäli subglasiaalinen järvi on purkanut sulavesiään etelään, on alueen savipeitteiset laaksot todennäköisesti toimineet sen purkauskanavina.

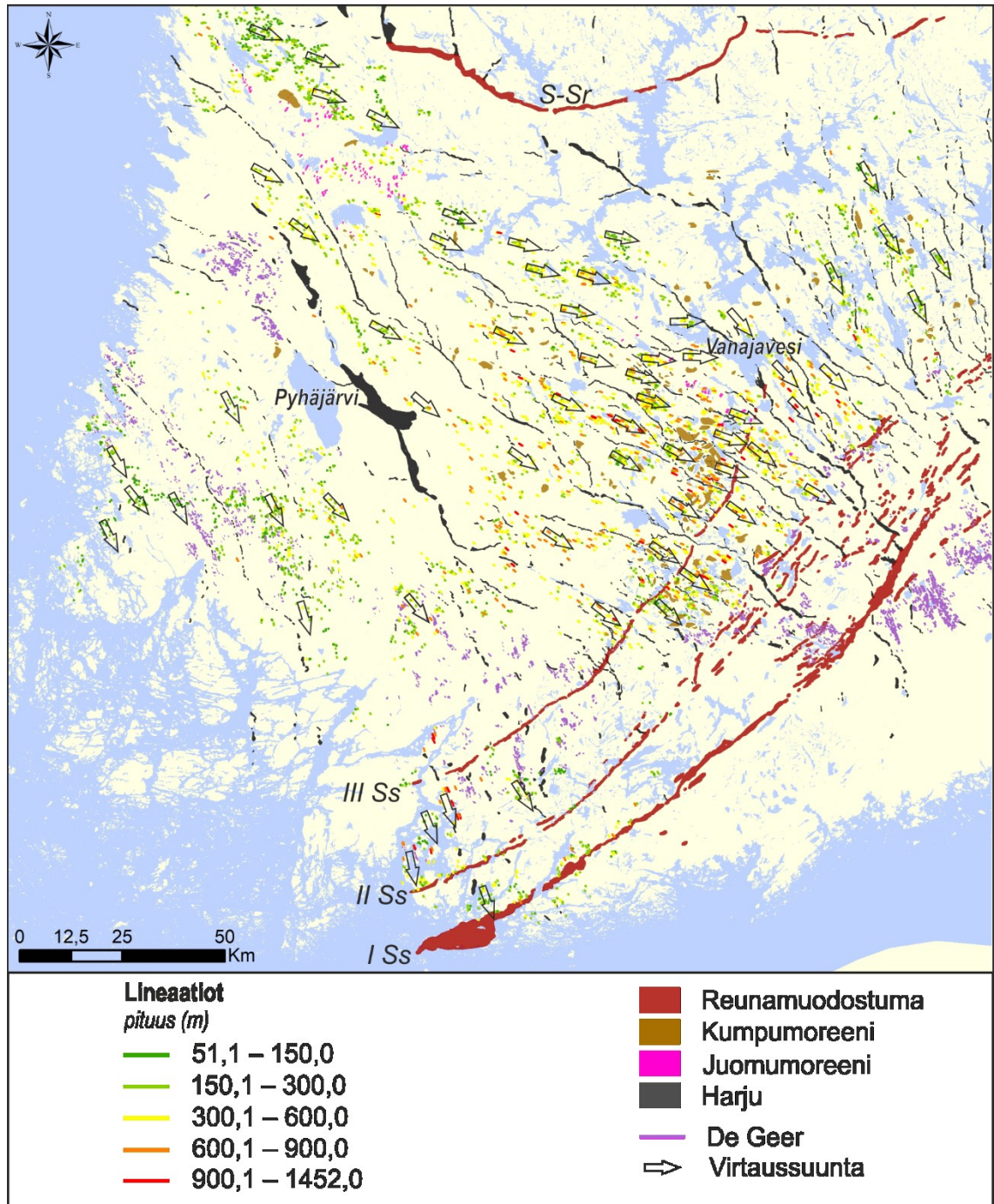


Kuva 31. Indeksialue 4B. Oletettuun järvialtaaseen linkittyvät harjuselänteet. Kaakkoisosassa myös sulavesieroosiota.

5.2 Jäätikkövirtaukset

Drumliineja ja fluting-muodostumia kartoitettiin yhteensä 4504 kappaletta. Lineaatioiden keskimääräinen pituus oli 306,5m metriä. Tutkimusalueen lineaatiot osoittavat, että jäätikön virtaussuunta on suunnilleen luode-kaakko-suuntainen (kuva 32). Koska ensimmäisen ja toisen Salpausselän välisen maaston sekä Sisä-Suomen reunamuodostuman etelän puoleisen alueen topografia ja pintageologia ovat kallioperärakenteiden määrittämää, ei kyseiselle alueelle ole kehittynyt merkittäviä lineaatiokenttiä. Tutkimusalueen länsiosassa lineaatiokenttiä pirstovat kalliopaljastumat ja laajat hienosedimenttikerrostumat ja savikot (liite 1).

Tutkimusalueen keskiosassa sijaitsevat pisimmät lineaatiot, lukuun ottamatta sen pohjoisimmissa osassa sijaitsevan Sisä-Suomen reunamuodostuman länsipuolelta lineaatiokenttää. Keskiosan lineaatiokentät viittaavat nopeimpaan jäätikkövirtaukseen.



Kuva 32. Tutkimusalueen jäätikkövirtauksien suuntaa ja jäätikön reuna-asemia indikoivaa geomorfologiaa.

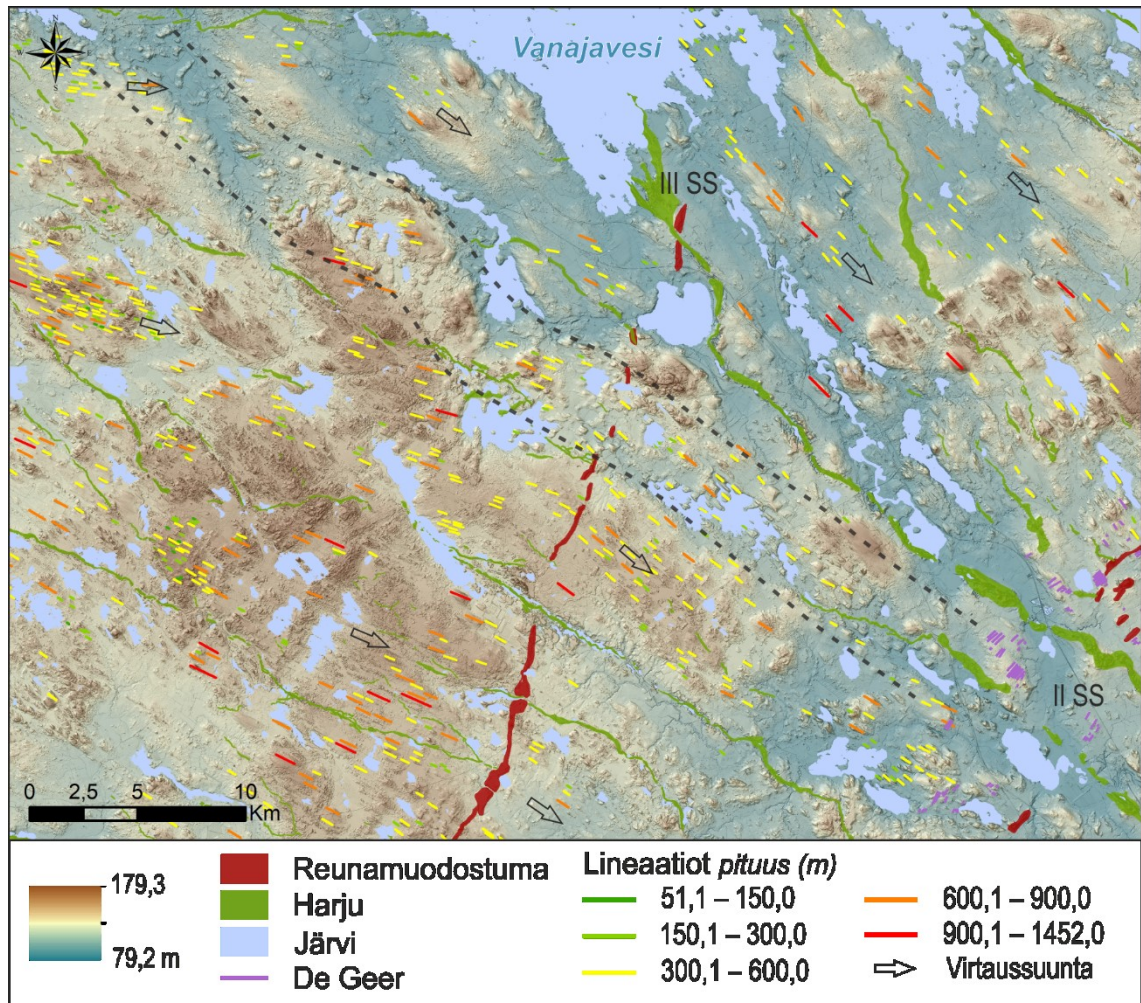
Tutkimusalueen osa-alueilla (länsi, keski ja itä) on havaittavissa eri virtaussuunnat (kuva 32). Länsi- ja keskiosien virtaussuunnat muodostavat lievästi hajaantuvan kielekemäisen virtauskentän. Itäosan jäätikkövirtaussuunta poikkeaa selkeästi

tutkimusalueen kielekemäisestä virtausrakenteesta. Myös Vanajaveden pohjoispuolelta alkava jäätikkövirtaus, joka sijoittuu keskiosan itäisimpään kolkkaan, poikkeaa luode-kaakko-suuntaisesta virtauskomponentista. Koska alueella ei ole havaittavissa III Salpauselän jatkumoa, on jäätikkövirtauksen deglasiaatiokehitys poikennut keskiosan muista jäätikkövirtauksista. Vanajaveden jäätikkövirtauksen suunta myötäilee tutkimusalueen itäosan virtaussuuntaa.

Huomattavan laaja-alaiset De Geer-keskittymät sijaitsevat Pyhäjärven pohjoispuolella (kuva 32). Laajoja De Geer-esiintymiä kartoitettiin tutkimusalueen keskiosasta I Ss:n läheisyydestä. Muodostumat viittaavat deglasiaation aikaiseen aktiiviseen reuna-asemaan, joita esiintyy tutkimusalueella kauttaaltaan, lukuun ottamatta keskiosan III Salpausselän luoteispuolta ja itäosan II Salpausselän pohjoispuolta.

Tutkimusalueen harjujaksojen suuntautuneisuudesta tulkittavan deglasiaatiokehityksen reuna-aseman perääntymissuunta myötäilee jäätikkökielekkeen virtaussuuntia (kuva 32). Hajujen ja lineaatioiden suunnat poikkeavat kuitenkin Vanajaveden länsipuolella. Lineaatiokenttien esiintyvyys on intensiivisintä tutkimusalueen keskiosissa Salpausselkien läheisyydessä. Erityisen tiheään lineaatiota on havaittavissa III Ss:n luoteispuolella. Kyseisellä alueella reunamuodostumien yhteydessä esiintyy kumpumoreenialueita. Kumpumoreeneja on vähiten tutkimusalueen länsiosassa.

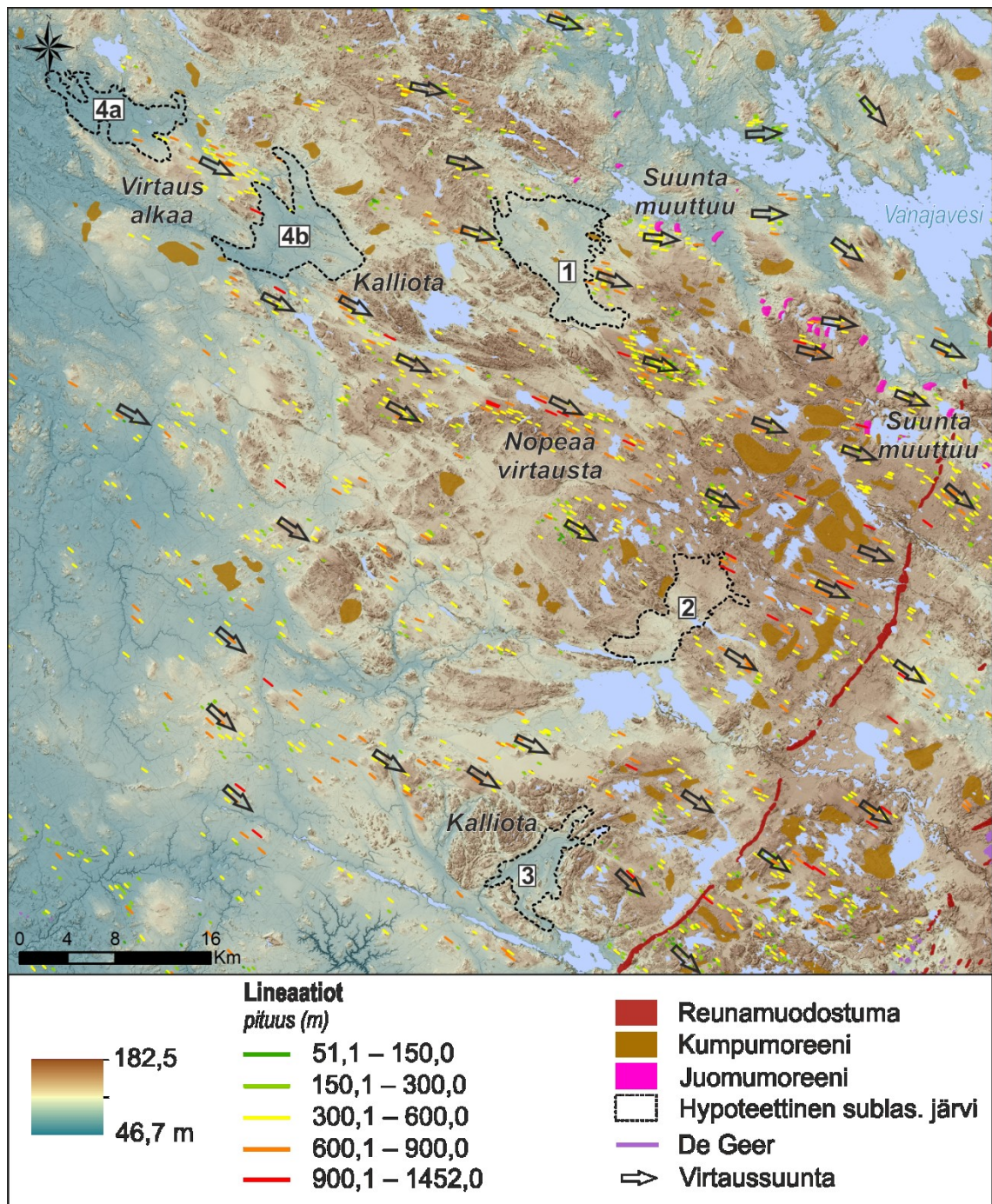
Juomumoreenien laaja-alaisin esiintymä sijaitsee tutkimusalueen keskiosassa noin 100 kilometriä III Salpausselältä luoteeseen. Samaista moreenityyppiä esiintyy Vanajaveden länsipuolella kapeana vyöhykkeenä (kuva 33). Muodostumista on havaittavissa jäätikkövirtauksen jälkiä. Mitä lähemmäksi II Salpausselkää tullaan, sitä enemmän virtaviivaisuutta on havaittavissa.



Kuva 33. Kapea moreenivyöhyke, jotka luokiteltiin juomumoreeneiksi. Muodostumat poikkeavat huomattavasti tutkimusalueen muusta geomorfologiasta.

5.2.1 Subglasiaaliset järvet ja virtaava jäätikkö

Oletettujen subglasiaalisten järvaltaiden 4a ja 4b välisellä sijaitsee jäätikkövirtausta indikoiva lineaatiokenttä, joka alkaa yhtäkkisesti (kuva 34). Samansuuntainen jäätikkövirtaus on havaittavissa lineaatioista, jotka jatkuvat järvaltaan 1 yli kohti III Salpausselälle. Kyseisen jäätikkövirtauksen suuntautuneisuuden yhteydessä on havaittavissa muutoksia. Eri virtaussuunnat rajautuvat juomumoreenien muodostaman vyöhykkeen kohdalla. Erityisen selkeä suunnan muutos on havaittavissa järvaltaan 1 itäpuolella, missä kaksi jäätikkövirtausta haarautuu eri suuntiin. Niistä toinen suuntautuu kohti Vanajaveden itäpuolissa jäätikkövirtausta.



Kuva 34. Hypoteettisiin subglasiaalisiin järviin liittyvät jäätikkövirtaukset.

Kolmannen Salpauselän lähetyvillä sijaitsevien järviäiden 2 ja 3 yhteydestä ei ole havaittavissa merkittäviä jäätikkövirtausten suunnanmuutoksia (kuva 34). Järviältäan 2 läheisyydessä esiintyy kumpumoreenimaastoa. Järviältäan 2 kaakkoispuolelta on havaittavissa lineaatioiden alueellista hajaantumista, kun virtausta verrataan järviältäan luoteispuoleisten lineaatiokenttien alueellisuuteen. Järviältäan 3 kaakkoispuolella lineaatioiden esiintymistiheys vähenee, suhteessa varsin laaja-alaiseen ja yhtenäiseen

lineaatiokokonaisuuteen altaan luoteispuolella. . Huomattavaa on samaisen jäätikkövirtauksen jatkuvuus III Ss:n II Ss:n välisellä vyöhykkeellä, missä virtaus vaikuttaa olevan myös intensiivisempää. Oletetun subglasiaalisen järven 3 luoteispuolta hallitsee kalliovaltainen topografia.

6. Tulosten tarkastelu

6.1 Hypoteettiset subglasiaaliset järvet osana sulavesiverkostoa

Tutkimusalueelta kartoitettuihin syvänteisiin linkittyneet subglasiaalisen sulaveden kerrostamat harjut ja subglasiaaliseen sulavesieroosioon viittaavat jäljet antavat ymmärtää, että kyseiset syvänteet ovat olleet osana subglasiaalista hydrologista systeemiä. Järvien rajaus se perustui alueen topografiaan. Koska subglasiaalisen veden varastoituminen perustuu hydrauliseen painegradienttiin, oletetun järven raja on todennäköisesti poikennut tämän tutkielman rajauksesta. Koska järvioltaat ovat savipeitteisiä, määrittää kerrostumien alaisen kallioperän rajapinta todennäköisimmin syvännealtaan korkeusprofiilin.

Topografisiin syvänteisiin päättyvät jäätikön virtauksen suuntaiset harjujaksot tulkittiin järvien deglasiaatiovaiheen purkauskanavina, sillä ne eivät jatku järvioltaiden proksimaalissa. Nämä harjuselänteet suuntautuvat kohti jäätikön reuna-asemaan III Salpausselälle. Reuna-asemaa kohti suuntautuvat harjut sopivat subglasiaalista hydrologiaa ohjaavaan hydraulisen painegradienttiin, jota ablaatioalueen oheneva jäämassa on ohjannut. Oletettujen subglasiaalisten järvien 1–4 yhteyteen liittyy myös pitkiä harjujaksoja, jotka indikoivat subglasiaalisen sulavesiverkoston pitkäaikaisimpia pääkanavia. Mielenkiintoista on huomata, että kyseiset harjuselänteet linkittyvät altaisiin niiden sivupuolilta. Tämä viittaa painegradientin ohjautuneen järven keskiosista sen sivuosiin.

Tutkimusalueelta rajatuista järvioltaista indeksialueen 1 geomorfologiset kokoonpanot ovat selkeimpiä havaintoja, jotka puoltavat subglasiaalisen järven olemassaoloa Lounais-Suomessa. Kajuutti ym. (2016) havaitsivat kyseisellä alueella eroosiojäljen, jonka he tulkitsivat äkillisen sulavesipurkauksen aiheuttamaksi. Kulutusjälki on sama kuin indeksialueelleen 1c eroosiuoma. Mäkinen ym. (2017) toteaa hypoteettiseen subglasiaaliseen järveen liittyvän murtoo-tyypin moreeneja. He tulkitsevat yhteyden subglasiaaliseksi jatkumoksi, jonka myötä järveen on ajautunut sulavesiä. Ottaen huomioon, että murtoiden yhteydessä esiintyy pieniä harjuja ja eroosiuomia, on kyseiset alueet toimineet sulavesireittinä vielä murtoille tyypillisen hajauttavan valuman jälkeenkin. Subglasiaalisen järvioltaan 1 hypoteesia puoltavat myös siihen

päätyvät harjuselänteet, jotka rakenteensa mukaan ovat syntyneet deglasiaation edetessä.

Järvialtasiin 2 ja 3 päätyvät harjut yhdistyvät III Salpausselän reunamuodostumaan. Tämän tyyppinen geomorfologinen relaatio viittaa marginaaliseen kerrostumisympäristöön (Brennand 2000). Harjujen yhtäkkinen alkaminen on tulkittavissa jäätikkökaivojen kautta sulavesiä kuljettaneeseen reittiin, joka tavoittaa subglasiaalisen ympäristön harjun päättymiskohdassa (Livingstone ym. 2015). Harjujen morfologia ei poissulje tulkintavaihtoehtoa siitä, että jäätikkökaivot olisivat kuljettaneet pintaosien sulavedet suoraan subglasiaaliseen järveen. Ottaen huomioon indeksialueiden 2 ja 3 reuna-asemaan liittyvän kerrostumisympäristön, on mahdollista, että alueella esiintyy myös marginaalisia sulavesiuomia (Glasse & Bennett 2004; Greenwood ym. 2007). Tästä johtuen indeksialueiden 2A ja 2B sulavesieroosiouomat ovat todennäköisesti marginaalisia. Tulkintaa puoltaa havainto kulutusjäljistä, jotka ovat erodoineet glasifluviaalisia hiekkakerrostumia. Kulutusjäljet ovat syntyneet subglasiaalisten kerrostumien jälkeen, sillä uomat poikkileikkaavat harjuselännettä. Leikkaus on paikoin reuna-aseman suuntainen. Huomattavaa on myös uomien supra-glasiialista rajaa myötäilevä suuntautuneisuus, joka viittaa marginaaliseen syntyperään.

Jäätikkövirtausten proksimaalista järviin 1–4 liittyvät eroosiouomat tulkittiin osaksi subglasiialista sulavesireittiä, joiden kautta sulavedet ovat täyttäneet järvialtaita. Sama oletamus on tehty Livingstone ym. (2016) empiriaan pohjautuvassa mallissa. Heidän tutkimuksessaan subglasiialiset järvet näyttävät maastomallissa tasaisina alueina, joihin eroosiouomat ja harjuselänteet linkittyvät. Indeksialueiden 1–4 järvialtaiden savikkojen tasaisuutta pirstoo paikoin kalliokumpareet ja kumpumoreenit. Kalliokumpareiden sisältyminen oletetun subglasiialisen järven rajaukseen, sillä järvellä on saattanut olla veden yläpuolisia saarekkeita. Kumpumoreenit ovat muodostuneet reuna-aseman ablaatioalueella deglasiaatiokehityksen mukaisesti. Järvialtaan 2 läheisyydessä esiintyy kumpumoreenimaastoa, joka on mahdollisesti kerrostunut lineaatioiden päälle.

Tutkimusalueen murto-tyypin moreenit edustavat subglasiialista hydrologista systeemiä. Muodostumat tulkittiin osaksi sulavesiä hajauttavaa systeemiä, joka on

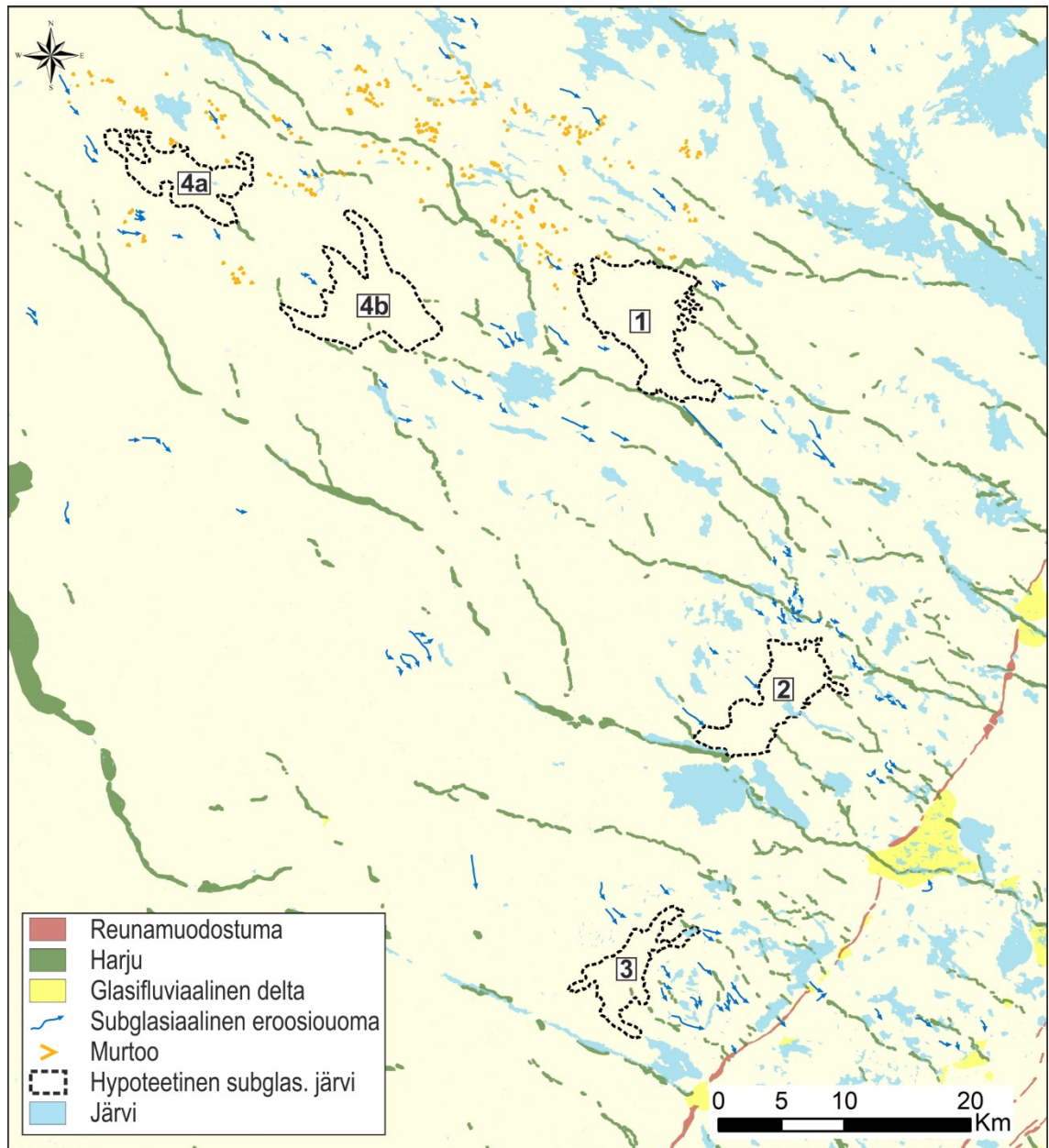
toiminut järviältaiden 1, 4a ja 4b sulavesien sisääntulo reittinä. Tulkinta perustuu Mäkinen ym. (2017) esittämän oletukseen siitä, että murtoot liittyvät subglasiaalisen valumatyyppin vaihettumiseen hajauttavasta valumasta pienemmän mittakaavatason keskittävään valumasysteemiin. Heidän tutkimuksessaan kuvatut murtoot sijaitsevat Lounais-Suomessa alueella, joka sisältyy myös tämän tutkielman tutkimusalueeseen. Aiemmin tuntemattomia murtoo-muodostumien kaltaisia geomorfogisia kokonaisuuksia on havaittu myös Ruotsista. Peterson & Johnson (2017) ovat kartoittaneet murtoiden kaltaisia kumpumoreeneja, jotka liittyvät subglasiaaliseen sulavesiverkoston käytävämäisinä sulavesireitteinä. He tulkitsivat muodostumat osaksi subglasiaalista hydrologista systeemiä, jossa ilmaston lämpenemisen seurauksena on ollut huomattavan suuria sulavesimääriä. Mäkinen ym. (2017) toteavat murtoiden mahdollisesti liittyvän jäätikön pintaosien sulamisesta koituneeseen sulavesien kulkeutumiseen jäätikön alaiseen ympäristöön, jonka myötä sulavettä on ollut jään ja maankamaran rajapinnassa huomattavia määriä.

Sulavesistä täyttyneen subglasiaalisen järviältaan purkautumiseen viittaava indeksialueen 1c eroosiuoma on tutkimusalueelta kartoitetuista sulavesien kulutusjälkistä suurikokoisin. Subglasiaalisesti syntyneen laakson pohjalle on myöhemmässä deglasiation vaiheessa kerrostunut harjuselänne. Tämä poikkeaa Livingstone ym. (2016) kuvaamien eroosiojälkien kokoluokasta, jotka ovat huomattavasti pienipiirteisempiä. Poikkeavaa on myös subglasiaalisiin järviin liittyvät murtoot, jonka valumatyyppiin heidän tutkimuksensa eivät viitanneet. Toisaalta Livingstone ym. (2016) havaitsivat eroosiuomien (engl. *canals*) vaihettuvan harjuihin. He tulkitsivat jatkumon liittyneen aktiivisen järviältaan tulvimiseen, jossa korkea tehollinen paine on aiheuttanut subglasiaalista eroosiota. Paineen lopulta alennettua ja virtausnopeuden laskettua harjuselänneet olisivat kerrostuneet eroosiuomaan. Aktiivisen subglasiaalisen järven tulviminen voisi osaltaan selittää 1c eroosiuoman poikkeuksellista kokoluokkaa.

Järviältaan 1 kaakkoispuoleisen huomattavan kokoisen eroosiuoman synty on saattanut liittyä ilmiöön, jonka Palmer ym. (2015) havaitsivat Grönlannin subglasiaalisen järven äkillisen purkautumisen yhteydessä. He tulkitsivat kyseisen järviältaan purkautumisen liittyvän Nye (1976) käsitteellistämän jäätikköjokitulvan

(*jökulhlaup*) aiheuttamaksi. Subglasiaalisessa järvaltaassa kehittyvät sulavesimäärien kasvaessa korkea paine, jos sulavedet eivät pääse fyysisen esteen takia purkautumaan. Mikäli vettä ajautuu jatkuvasti padottuun altaaseen, paine ylittää lopulta tietyn kynnyksärajan, joka johtaa padon murtumiseen. Tällöin järvaltaaseen varastoituneet sulavedet purkautuvat äkillisesti. Palmer ym. (2015) mukaan ilmiö liittyy suurten sulavesimäärien kulkeutumiseen jäätikkökaivojen kautta subglasiaaliseen ympäristöön.

Indeksialueiden 1–4 järvaltaita yhdistää se, että oletettu subglasiaalinen järvi sijaitsee niissä harjurakenteiden osissa, mistä pienimmät sivuhaarat alkavat. Sivuhaarat linkittyvät edelleen isompiin uomiin, sulavesiä keskittävän valumatyyppiin liittyvän hydrauliiikan mukaisesti. Erityisen selkeästi järvaltaiden sijoittuminen sulavesirakenteiden keskiosiin on havaittavissa indeksialueilla 1, 2 ja 4, joilla esitetyt järvaltaat ovat harjurakenteidensa osalta linkittyneenä toisiinsa (kuva 35). Järvaltaisiin liittyvä harjujen alueellinen rakenne viittaa Storrar ym. (2014a) mukaan deglasiaatiovaiheen sulavesien kulkeutumiseen jäätikön pinnalta subglasiaaliseen ympäristöön. Heidän tutkimuksensa mukaan yhtenäiset harjujaksot liittyvät subglasiaalisessa uomassa vallinneisiin vakaisiin hydrologisiin olosuhteisiin. Harjujen sivuhaarojen tihentyminen liittyy kiihtyvään reuna-aseman vetäytymiseen ja nopeaan jäätikön sulamiseen (Storrar ym. 2014b). Harjujen haaramaiset alueelliset rakenteet heijastelevat deglasiaatiokehitystä ja sulavesien kulkeutumista jäätikköön kovertuneissa R-uomissa, mutta harjun kerrostuminen on todennäköisesti tapahtunut aika-transgressiivisesti, muutamien kilometrien etäisyydellä jäätikön reuna-asemasta (Mäkinen 2003; Livingstone ym. 2017).



Kuva 35. Hypoteettisten subglasiaalisten järvien suhteutuminen kartoitettuun subglasiaaliseen hydrologiseen systeemiin.

Kuvasta 35 on havaittavissa oletettujen subglasiaalisten järvien linkittyminen sulavesiverkostoon. Järviältäiden 1, 4a ja 4b yhteydessä esiintyvät murtoot viittaavat eri valumatyyppiin kuin järviältäilla 2 ja 3. Huomattavaa on myös niiden sijoittuminen harjurakenteiden rajaaman alueen keskiosaan. Järviältäisiin linkittyneet valumaa keskittäneet sulavesireitit näyttäisivät kuljettaneet sulavesiä valuma-alueiden, eli pitkien harjuselänteiden rajaaman alueen, keskiosista eri suuntiin. Samantyyppistä alueellista rakennetta on linkittyneenä myös järviältäaseen 2, mutta indeksialueelta 3 sitä ei ole havaittavissa.

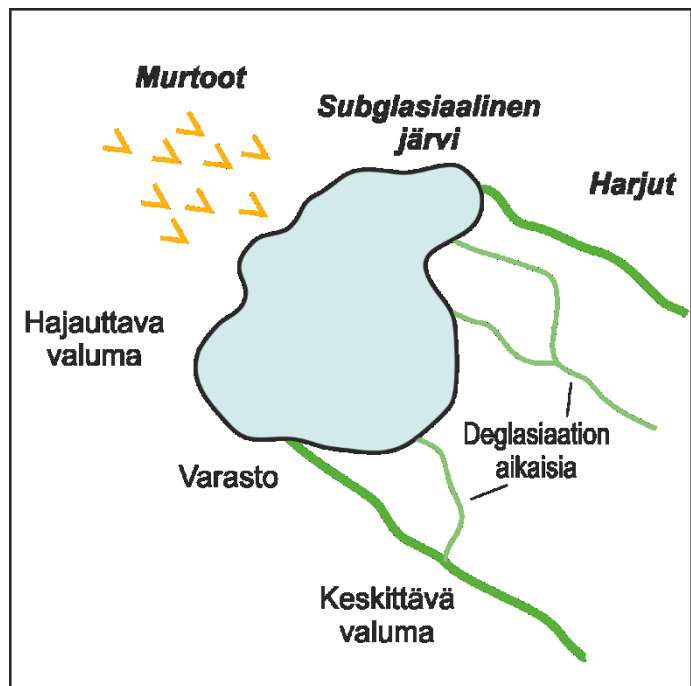
Tutkielmassa kartoitetut harjurakenteet, jotka linkittyvät oletettuihin subglasiaalisiin järviin, indikoivat siis nopeutuvaa jäätikön sulamista ja kiihtyvää deglasiaatiota. Kuvasta 35 on tulkittavissa, että järvialtaiden 1 ja 2 väliset eroosiojäljet ja harjuselänteet muodostaisivat yhtenäisen alueellisen rakenteen. Subglasiaalinen sulavesiuomareitti on sama, jonka yhteydestä kartoitettiin indeksialueen 1c laaja-alainen eroosiojälki. Sen jatkumona harjuselänne kaartuu kohti indeksialuetta 2. Tämä viittaisi siihen, että järvialtaat 1 ja 2 olisivat myös olleet hydraulisesti yhteydessä toisiinsa. Toisiinsa linkittyneistä järvialtaista, kuin myös niihin liittyvistä altaiden tyhjentyksen ja uudelleen täyttymisen sykleistä, on tehty lukuisia havaintoja nykyisiltä mannerjäätiköiltä (Wingham ym. 2006; Fricker & Scambos 2009; Carter & Fricker 2012; Simkins ym. 2017). Alueellisesti ja ajallisesti linkittyneet subglasiaaliset sulavesiverkoston osat ovat myös todennäköisempiä kuin eristyneet hydrauliset systeemit (Greenwood ym. 2016: 6). On kuitenkin huomioitava, että indeksialueiden 2A ja 2B marginaaliset uomat eivät ole voineet olla osana hypoteettista järvialtaiden verkostoa. Tämä ei kuitenkaan poissulje mahdollisuutta, että altaat olivat linkittyneet huomattavasti III SS:n reuna-asemaa aikaisemmin.

Myös järvialtaiden 1 ja 4b välinen harjujakso antaa ymmärtää, että oletetut järvialtaat olisivat hydrologisesti linkittyneet toisiinsa (kuva 35). Pelkästään geomorfologiseen tulkintaan perustuva alueellinen relaatio ei kuitenkaan yksinomaan riitä todentamaan järvialtaiden linkittymistä. Lisäksi harjujaksoa katkoo nykyinen järvi (*Rutajärvi*), mutta on mahdollista, että selänne jatkuu järven pohjalla. Mahdollisen relaation, kuten myös hypoteettisten yhteyden järvialtaiden 1 ja 2 välillä, varmentamisessa voitaisiin hyödyntää hydraulista mallinnusta. Livingstone ym. (2013b) ovat osoittaneet, että hydraulinen malli mahdollistaa subglasiaalisten sulavesiverkostojen simulaation deglasiaation paljastamilta alueilta. Malli osoittaa todennäköisimmän jäätikön alaisen painegradientin alueellisuuden varastoaltaineen.

Indeksialueen 1 subglasiaaliseen järveen luoteispuolelta yhdistyvät murto-
muodostumat (1A) muodostavat järvialtaaseen liittyvän alueellisen jatkumon. Tämä viittaa sulavesien kulkeutuneen järvialtaaseen murtoille tyypillisen valuman kautta, ja sulavesien poistumiseen keskittävän valumatyyppin myötä. Koska valumatyyppien oletetaan vaihtuvan jäämassan geometrian määrittämän subglasiaalisen

painegradientti mukaan, on murtoo-muodostumien syntyyn liittynyt subglasiaalinen vesi mahdollisesti varastoitunut järvioltaaseen ennen kuin deglasiaation etenemisen mukaiset sulavesiuomat ovat linkittyneet järvioltaaseen. Toisaalta on myös mahdollista, että järvioltaaseen on ollut samanaikaisesti yhteydessä sulavesiä keskittävä sulavesiverkosto. Tällöin murtoo-alueen, järvioltaan ja harjuselänteen alueellinen jatkumo viittaisi valumatyyppin vaihtumiseen subglasiaalisessa varastoaltaassa (kuva 36).

Indeksialueelta 3 kartoitetun järvioltaan kaakkoispuolen subglasiaaliset eroosiuomat kulkeutuvat kohti III Salpausselän reunamuodostumaa. Reuna-
 asemassa sulavedet näyttävät paikoin kuluttaneen reunamuodostumaa. On mahdollista, että subglasiaalisesta järvestä peräisin olevat sulavedet purkautuvat reuna-asemaan,



Kuva 36. Järvioltaaseen 1 liittyvä geomorfologinen kokoonpano.

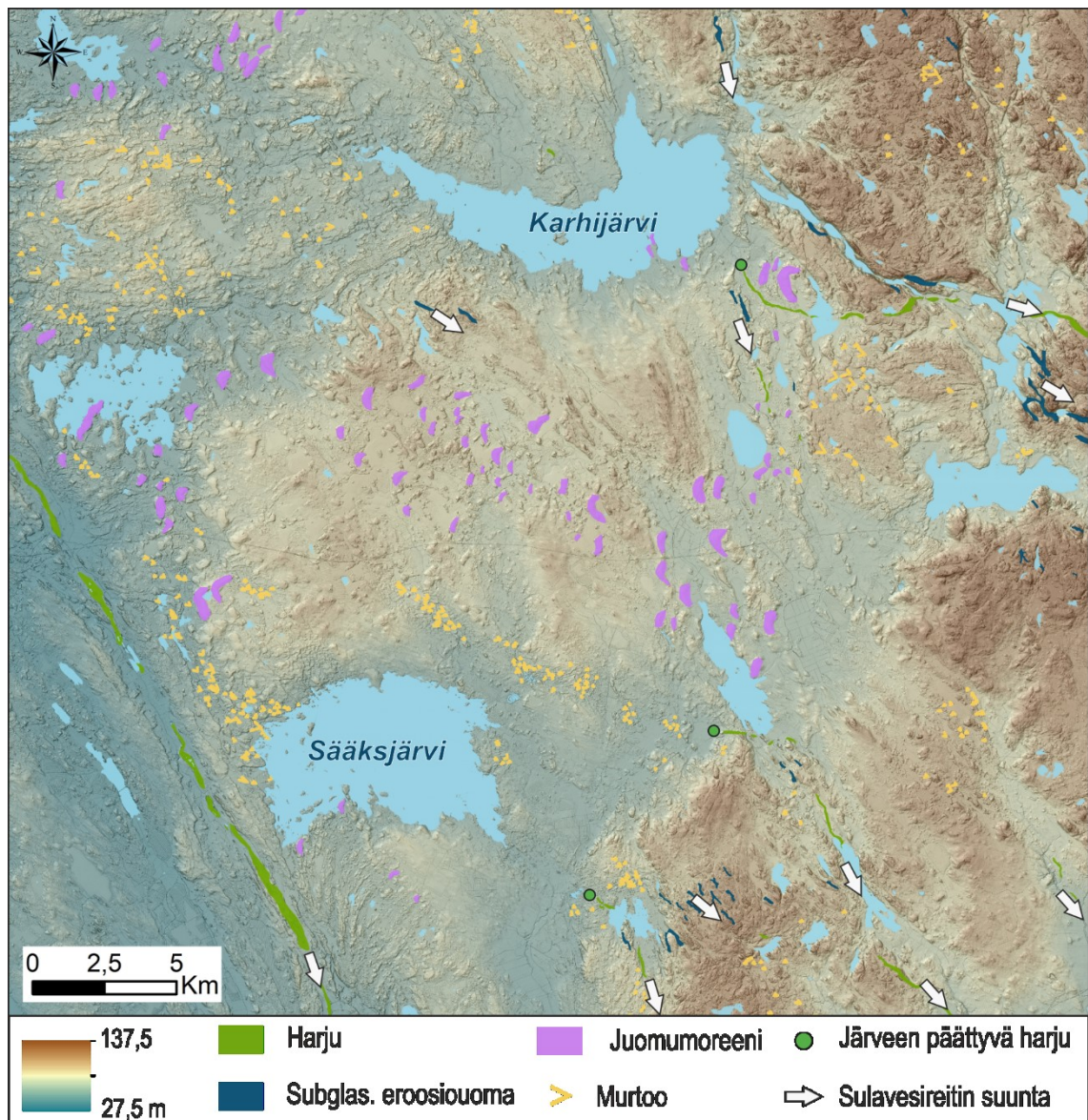
jonka yhteydessä ne vaikuttavat reunamuodostuman kehittymiseen (Pattyn 2008; Drews ym. 2017). Lähellä jäätikön reuna-asemaa subglasiaalisten järvien on havaittu purkautuvan äkillisten tulvimisien myötä (Evatt ym. 2006). Indeksialueen 3 järvioltaan äkillinen purkautuminen selittäisi reuna-aseman yhteydessä esiintyvät sulavesieroosion kuluttamat eroosiuomat. Siegert ym. (2016) mukaan subglasiaalisista järvistä reuna-asemaan kulkeutuvat sulavesireitit ovat todennäköisiä, mutta niihin linkittyvien sulavesien tulo kaukaisemmista lähteistä on epäselvää.

Indeksialueella 3A järveen linkittyvä geomorfologia ei kuitenkaan viittaa järvioltaaseen tehokkaasti sulavesiä kuljettaneisiin reitteihin. On kuitenkin olemassa viitteitä jäätikön alaisen sulaveden paikallisesta kehittymisestä. Järvioltaan 3 proksimaalisessa kontaktissa sijaitseva kallioperän topografinen kohouma saattaa olla selittävä tekijä

järvialtaan muodostumiselle. Fricker ym. (2010) mukaan jäätikön virratessa liikettä vastustan esteen (engl. *sticky spot*), kuten kalliokohouman, yhteyteen muodostuu huomattava määrä jäätä sulattavaa lämpöenergiaa. Tämä selittäisi indeksialueen 3 sulavesilähteen. Tällaisten olosuhteiden yhteydestä on tehty subglasiaalisista järviin viittaavia havaintoja (Sergienko & Hulbe 2011). Näin on myös saattanut käydä järvialtaan 3 tapauksessa.

Tutkimusalueen harjut ja eroosiouomat linkittyvät useissa paikoissa kallioperän rakenteisiin, joiden topografiset syvänteet ovat pintavesien täyttämiä. Harjuja linkittyä nykyisiin järviin erityisesti tutkimusalueen itäosassa, mikä viittaa siihen, että sulavesiä keskittävä valumatyyppi olisi kulkeutunut syvänteiden kautta. Herääkin kysymys: Ovatko Suomen järvialtaat olleet osana subglasiaalista sulavesiverkostoa, ja ovatko ne toimineet hydrologisessa systeemissä sulavesiä varastoivana komponenttina? Nykyisten mannerjäätiköiden subglasiaalista hydrologista systeemiä kartoittaneet tutkimukset ovat osoittaneet sulavesireittien määrittyneen kallioperärakenteiden mukaan (Remy & Legresy 2004; Livingstone ym. 2017; Simkins ym. 2017). Myös subglasiaalisen veden virtausmalleihin perustuneet simulaatiot antavat ymmärtää, että kallioperärakenteet ohjaavat sulavesien kulkeutumista kohti jäätikön reuna-asemaa (Flowers 2015). Myös järvialtaan 2 yhteydessä havaittu pintavesiallas (*Pehkijärvi*) on todennäköisimmin ollut osana järven jäätikön alaista purkausreittiä, sillä siihen linkittyy subglasiaaliseen eroosioon ja kerrostumiseen viittaa geomorfologiaa indeksialueella 2C.

Tutkimusalueen pohjoisosissa sijaitsevien järvialtain (*Karhijärvi ja Sääksjärvi*) yhteyteen on linkittyneenä subglasiaalisen hydrologisen verkoston geomorfologisia yksiköitä, joita havaittiin myös indeksialueella 1 (kuva 37). Mäkinen ym. (2017) ovat tutkineet alueen murtoo-muodostumia ja todenneet niiden liittyvän subglasiaaliseen sulavesiverkostoon. Edellä kuvattu alueellinen jatkumo (kuva 36) näyttäytyy myös Karhijärven ja Sääksjärven yhteydessä. Kuvasta 37 on havaittavissa murtoo-muodostumien levittäytyneen järvien ympärille. Erityisesti Sääksjärven luoteispuolelta on havaittavissa selväpiirteisimmät murtoo-rakenteet, jotka vaihettuvat järven itäpuolella harjuselänteisiin. Sama alueellinen rakenne on havaittavissa Karhijärvellä, jonka itäpuolinen topografia on kallioperärakenteiden mukaista maastoa.



Kuva 37. Järviin liittyvää subglasiaalisen hydrologisen systeemin geomorfologiaa.

Mikäli Karhijärvi on ollut subglasiaalinen järviallas, sen sulavedet ovat todennäköisesti purkautuneet kallioperärakenteiden mukaan, sillä myös harjuselänne suuntautuu voimakkaasti kohti itää kallioperärakenteen mukaisesti. Sulavesien suuntautuneisuus poikkeaa tutkimusalueella vallitsevasta luode-kaakko -reitistä. Huomattavaa on myös Sääksjärven läheisyyteen päättyvien harjujen alkaminen murtoiden ja topografisen ylängön yhteydestä. Huomattavan jyrkkä rinne on saattanut padota sulavesiä järvialtaaseen. Tätä näkemystä puoltaa Livingstone ym. (2016) havainto subglasiaalisten järvien liittymisestä poikittaisten selänteiden yhteyteen. Osa subglasiaalisten järvien sulavesilähteistä saattaa liittyä, murtoo-moreenien ohella, alueella vaikuttaneen kylmäpohjaisen jäätikön muuttumiseen lämminpohjaiseksi, jota

paikallisten juomumoreenien esiintyvyys edustaa (Hättestrand & Kleman 1999; Sarala 2006). Murtoo-moreenien sulavedet vaikuttavat kulkeutuneen järviältäiden läpi, joten valumatyyppin vaihtuminen ei välttämättä ole liittynyt alueen subglasiaalisiin järviin. On myös mahdollista, että valumatyyppin vaihtuminen on riippuvainen ennemminkin jäätikön geometriasta, joka vain sattui olemaan oikeanlainen järviältäan 1 kohdalla.

6.2 Subglasiaalisten sulavesien vaikutus jäätikkövirtauksiin

Oletetun subglasiaalisen järven 1 läheisyydessä havaitut jäätikkövirtausten suunnanmuutokset ja kapean vyöhykkeen juomumoreenit viittaavat siihen, että alueella on tapahtunut jäätikködynaamisia muutoksia. Kajuutti ym. (2016) huomauttavat oletetun subglasiaalisen järviältäan läheisistä jäätikködynaamisista muutoksista. On todennäköistä, että järviältäan 1 sijainti on vaikuttanut alueen jäätikködynaamisiin tapahtumiin. Koska subglasiaalinen järvi vähentää sen yläpuolella virtaavaan jäätikköön kohdistuvaa kitkaa (Clarke 2005), on mahdollista, että järviällä 1 aiheutti Vanajaveden länsipuolisten jäätikkövirtausten suunnan muutokset. Toisaalta suunnanmuutokset saattavat liittyä III Salpausselän muodostumisen virtausdynaamisiin tapahtumiin.

Vaikka subglasiaalisten järvien vaikutukset liitetään usein nopeaan jäätikkövirtaukseen (Bell ym. 2007; Gray ym. 2005; Langley ym. 2014), on niiden mekanismeihin liittyvät prosessit dynaamisine käyttäytymisineen vielä epäselviä (Gudlaugsson ym. 2016). Subglasiaalisen järven kitkaa vähentävä vaikutus ja siihen liittyvä jäätikön pohjan liukumismekanismi on kuitenkin kiistaton todiste subglasiaalisen järvien jäätikködynaamisesta merkittävydestä. Havainnot lineaatiokenttien äkillisestä alkamisesta järviältäiden 4a ja 4b välisellä vyöhykkeellä viittaavat subglasiaalisten järvien laukaisseen jäätikkövirtauksen liukumismekanismiin indeksialueella 4. Lineaatioita ei esiinny altain keskiosissa, joka osaltaan puoltaa tätä näkemystä. Toisaalta ei ole varmuutta savikerrostumien peittämistä muodostumista eli mahdollisista savikoiden alaisista lineaatioista.

Jäätikködynamiikan kannalta olennaista on subglasiaalisen järven aktiivisuus eli järviältäan tyhjentymisen ja täytymisen syklistyys. Jos jäätikkökaivot ovat kuljettaneet tutkimusalueella runsaita määriä vettä supraglasiialisista sulavesilähteistä jäätikön alaiseen ympäristöön, on järviältäiden aktiivisuus saattanut vaikuttaa jäätikön

virtausdynamiikkaan. Tämä tarkoittaisi ulkoisten vaikutteiden aloittamaa muutosta, johon subglasiaalisen hydrologisen systeemin järvioltaat reagoivat. Indeksialueen 1c eroosiuoman kokoluokka viittaa järvioltaasta purkautuneisiin suuriin sulavesimääriin. Schoof (2010) mallituksen mukaan suurien sulavesimäärien vaikutus jään virtaukseen riippuu siitä, mihin hydrauliseen systeemiin valumatyyppiin sulavedet ajautuvat. Mallin mukaan vaihettuminen sulavesiä hajauttavasta valumasta keskittävään todennäköisesti hidastaa jäätikön virtausta. Mallinnuksessa ei kuitenkaan ole otettu huomioon subglasiaalisen järven vaikutusta. Toisaalta nopeutuvien jäätikkövirtausten todettiin liittyvän supraglasiialisen veden purkautumisesta koituihin subglasiialisiin valumapiikkeihin. Myös jäätikön alaisten tulvien on havaittu kiihdyttävän jäätikkövirtauksia (Stearns ym. 2008). On kuitenkin epäselvää, onko indeksialueen 1c eroosiuomaan liittyvät lineaatiot syntyneet ennen vai jälkeen subglasiialisen järven purkautumisen.

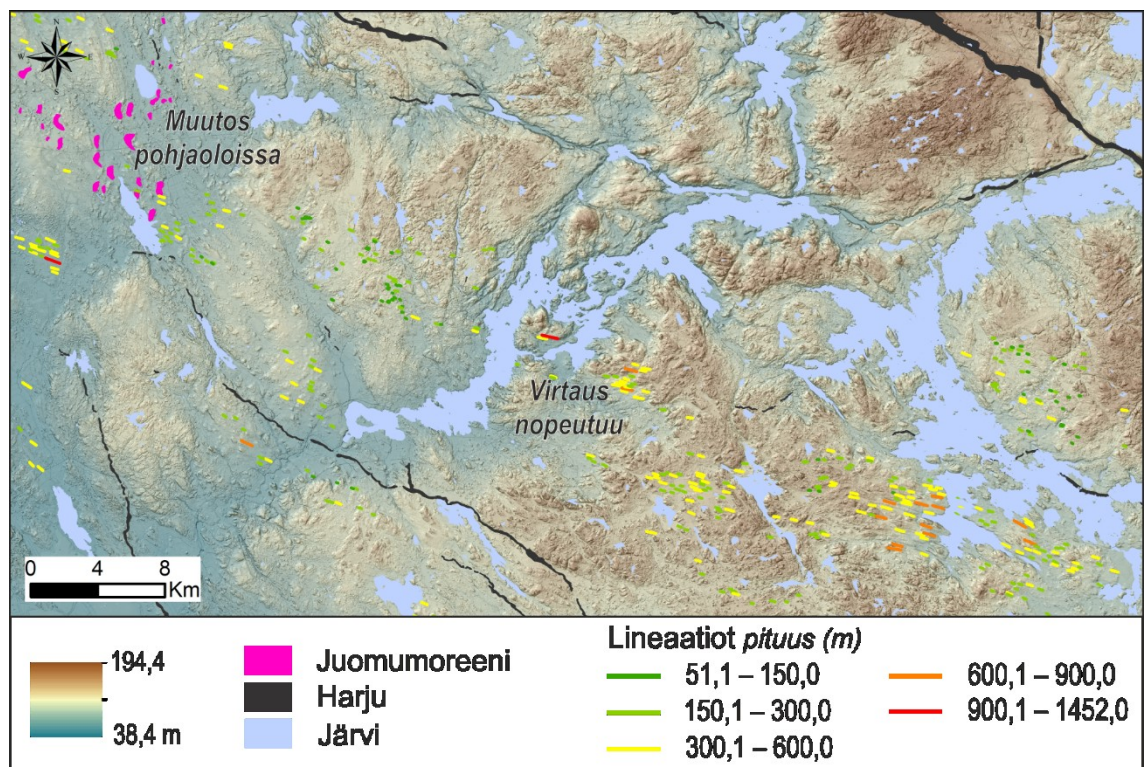
Järvioltojen 2 ja 3 läheisyydestä ei ole havaittavissa merkittäviä jäätikkövirtausten suunnanmuutoksia. Kyseiset järviolto sijaitsevat jäätikön reuna-aseman (Ss III) läheisyydessä. Jos järviolto ovat muodostuneet samaan aikaan kuin reuna-asema on ollut kolmannella Salpausselällä, jäätikön virtauksella ei välttämättä ole ollut riittävästi aikaa reagoida subglasiialisiin järviin. Järvioltoa 2 läheisyydessä on havaittavissa nopean virtauksen lineaatioita, mutta mikään ei viittaa niiden alkaneen subglasiialisen järven vaikutuksesta.

Vanajaveden länsipuolen moreenivyöhyke (kuva 33), joka tässä tutkielmassa juomumoreeniksi kartoitettiin, ulottuu noin 60 kilometrin päähän II Salpausselältä järvioltoa 1 itäpuolelle. Moreenimuodostumat ovat hieman normaaleja juomumoreeneja isompia. Tämän tyyppisiä subglasiialisia muodostumia Stokes ym. (2016) kartoittivat Pohjois-Amerikasta Laurentiaan mannerjäätikön deglasiation paljastamasta maastosta. Samanlaisia seläniteitä (engl. *traction ribs*) Sergienko & Hindmarsh (2013) ovat löytäneet Antarktikselta. Sergienko ym. (2014) mallinnustutkimus antaa viitteitä siitä, että kyseiset muodostumat olivat jäätikön virtauksen ja subglasiialisten prosessien välisten kompleksisten palautemekanismin tulos. Tällöin muodostumien synty liittyy jäätikön alaisen korkean paineen aiheuttaman leikkausjännitteen (engl. *basal shear stress*) sekä jäätikön

liukumismekanismista koituvan paineen alueelliseen levittymiseen, joka aiheuttaa jäätikön pohjaan vetoliikettä ja lisää paineolosuhteiden alueellista heterogeenisuutta.

Stokes ym. (2016) mukaan selänteiden muodostumisprosessi viittaa alueellisen jatkumon (engl. *bedform continuum*) kehittymiseen juomumoreeneista kookkaimpiin subglasiaalisiin muodostumiin. He myös toteavat subglasiaalisten sulavesien olleen todennäköisesti vaikuttamassa muodostumaprosessissa. Mikäli Vanajaveden länsipuoliset moreeniselänteet ovat liittyvät kyseiseen moreenityyppiin, on mahdollista, että subglasiaalinen järviallas 1 on vaikuttanut liukumismekanismien myötä moreenin syntyprosessiin. Yhtä lailla järviallas on saattanut vaikuttaa sulavesilähteenä moreenien syntyyn, jos selänteet ovat subglasiaalisten sulavesivaikutteiden tulos.

Muutos virtausdynamikassa ja jäätikön pohjan lämpöolosuhteissa on nähtävissä Karhijärven ja Sääksjärven alueella, missä on huomattavat määrät juomumoreeneja. Kuvassa 38 on kohdennettuna juomumoreeneihin liittyvä noin 60 kilometrin mittainen alueellinen jatkumo. Jäätikkövirtaus vaikuttaisi saaneen alkunsa alueelta, missä jäätikkö muuttuu kylmäpohjaisesta lämminpohjaiseksi.



Kuva 38. Jäätikkövirtauksen alueellisen jatkumo.

Jäätikön lämminpohjaisuus viittaa subglasiaalisten sulavesien vaikuttaneen alueen geomorfologisissa prosesseissa. Koska kyseisen moreenityypin syntyvät saattavat vaihdella, ei kuvassa 38 kuvattua virtausmuutosta ainoastaan maanpinnanmuotojen alueellisuuden perusteella voida täydellä varmuudella todeta. Stokes ym. (2008) ovat havainneet juomumoreenien kehittyneen lineaatiokenttien päälle, mikä viittaa jäätikön pohjan jäätyneen alustaansa kiinni. Täten kuvasta 38 jatkumon voi tulkita myös siten, että deglasiaation edetessä jäätikkö virtaus hidastui ja lopulta pysähtyi juomumoreenien osoittamalla alueella. Murtoo-moreenien läsnäolo (kuva 37) kuitenkin viittaa sulaveden olleen vaikuttamassa alueen subglasiaalisiin prosesseihin ja lämminpohjaiseen jäätikköön. Mäkinen ym. (2017) kuitenkin toteavat alueen eri moreenimuodostumatyyppien toisiinsa linkittymisen olevan deglasiaatiokehityksen osalta vielä selvittämättä. Vaikka murtoo-muodostumat viittaavat subglasiaaliseen sulavesien vaikutukseen sekä maaperäkerrostumien deformaatioon, on niiden syntymisen ajallinen suhde toistaiseksi epäselvä.

6.3 Tutkielman kriittinen tarkastelu

Subglasiaalisiin järviin liittyvää deglasiaation alta paljastuneen maaston geomorfologista tutkimusta tehty on hyvin vähän (Greenwood ym. 2016: 12; Livingstone ym. 2016; Kuhn ym. 2017). Järvien geomorfologiset ja sedimentologiset kokoonpanot ovat tästä johtuen melko huonosti tunnettuja, jolloin myös aihepiirin kriittinen tieteellinen debatti on alkutekijöissä. Antarktiksens mannerjäätikön alaisten järvien sijainnit on selvitetty pääasiassa kaukokartoituksen keinoin, suurilta osin satelliittien sensoreilla, jolloin kartoitukseen liittyy alueellisia epätarkkuuksia (Siegert ym. 2016; Siegfried & Fricker 2018). Vaikka jäätikön alaisesta ympäristöstä saadaan yhä enemmän tietoa, suurelta osin mallinnusten ansioista, keskittyvät kilometrien paksun jään alta tehdyt havainnot laaja-alaisen resoluution mittauksiin. Tällöin menetelmien kyky havainnoida subglasiaalista geomorfologiaa on rajoittunut. Skaalauksen ero on merkittävä suhteessa tämän tutkielman geomorfologisen kartoituksen mittakaavaan. Tämän alueellisen mittakaavatasoeron huomioiminen on tärkeää, kun tutkielman havaintoja suhteutetaan Antarktiksens ja Grönlannin mannerjäätiköiden alaisiin empiirisiin tutkimustuloksiin.

Subglasiaalisiin järvien sijaintiin viittaavat topografiset elementit ja subglasiaalista hydrologiaa indikoivat geomorfologiset yksiköt tulkittiin LiDAR-aineistoon perustuvasta korkeusmallista. Tulkinta perustuu vain maanpinnan muotojen alueellisuuteen. Tästä johtuen muodostumien absoluuttista syntymisajankohtaan ei tiedetä. Oletettujen subglasiaalisten järvien syntyajankohta on tarpeen selvittää, mikäli tarkoituksena on tutkia niiden osallisuutta Itämeren kielekevirtauksen jäätikködynamiikassa. Koska tämän tutkielman tulokset perustuvat vain geomorfologiseen tulkintaan, on tarpeen todeta, että indeksialueiden 1–4 rajatut subglasiaaliset järvet ovat varsin hypoteettisia. Lisäksi joidenkin geomorfologisten yksiköiden todentamiseen tarvittaisiin täsmentävää kenttätyötä, erityisesti kalliorakenteiden yhteydessä esiintyvien eroosio osalta, jotka tulkittiin subglasiaaliksi eroosiuomiksi. Tästä johtuen on mahdollista, että tutkielmassa kartoitettujen subglasiaalisten uomien myötä subglasiaalisen sulaveden vaikutus kielekevirtaukseen yli korostuu.

Subglasiaalisiin järviin yhdistettyjen maanpinnan muotojen tulkintaan liittyy siis epävarmuuksia. Jäätikön virtauksen subglasiaalisten prosessien yhteyteen saattaa liittyä sulavesieroosiota, mutta niiden yhteys jäätikön hydrologiaan ja glasifluviaaliseen sulavesiverkostoon geomorfologisine kokoonpanoineen on epäselvä (Glasser & Bennett 2002; Shaw 2002; Lesemann & Brennand 2009). Ainoastaan maasto- ja korkeusmalleihin perustuva maanpinnan muotojen kartoitus ei selitä muodostumien syntyhistoriaa ja ajankohtaa, vaan geomorfologisen tulkinnan ohelle tarvitaan stratigrafista ja geokronologista tutkimusta (Chandler ym. 2018). Myös järviäitaiden kartoitus hydraulisiin mallinnoiksiin perustuen antaisi oleellista informaatiota subglasiaalisesta painegradientista ja sulavesiverkoston alueellisuudesta (Livingstone ym. 2013a, 2013b). Nämä hydrauliset mallit osoittavat alueet, jonne jäätikön alainen sulavesi on todennäköisimmin varastoitunut. Niissä ei kuitenkaan oteta huomioon jäätikön virtausta tai jäätikkötektoniikkaa.

Geomorfologisten kokoonpanojen linkittyminen jäätikködynamiikkaan on poikkitieteellinen kokonaisuus, jonka tutkimus sisältää laajan kirjon menemällisiä vaihtoehtoja. Alueellinen ja ajallinen skaala rajaa maanpinnan muodoissa manifestoituvaa glasiaalidynaamista ilmiötä. Tällöin myös menetelmän valinta rajoittaa hydrologisen systeemin alueellisajallisten ominaisuuksien geomorfologista

tulkittavuutta sekä tulosten relevanttiutta, erityisesti nykyisyydessä toimivien jäätiköiden glasiaalihydrologisten prosessien kontekstissa. Vaikka LiDAR-aineistoon perustuva tutkimus on mahdollistanut täysin uusien jäätikködynaamisten kokonaisuuksien havaitsemisen, tarvitaan siihen liittyvän tulkinnallisuuden ohelle laajempaa menetelmällistä ulottuvuutta, kuin myös geomorfologisen tulkinnan pragmaattista ja teoreettista kehitystä. Paradigman kehitys on tarpeen, sillä pelkästään geomorfologisiin kriteereihin pohjautuva tulkinta, on vaarassa johtaa kehäpäätelmään.

7. Johtopäätökset

Tutkielman lähtökohtana on ollut selvittää Itämeren virtauskiekkeen aikana mahdollisesti vaikuttaneiden subglasiaalisten järvien olemassaoloon viittaavat geomorfologiset kokoonpanot. Laserkeilausaineistoon pohjautunut geomorfologinen kartoitus paljasti viiden potentiaalisen subglasiaalisen järven sijainnin alueilta, joilla subglasiaalinen sulavesiverkosto on ollut aktiivisimmillaan. Järviältaiden sulavesiä varastoivaan toimintaan viittaavat topografisiin syvänteisiin liittyvät subglasiaaliset eroosiouomat sekä oletettuihin järviältaisiin päättyvät harjuselänteet.

Geomorfologiset kokoonpanot indikoivat järvien liittyvän osaksi sulavesiä keskittävän valumatyyppin mukaista sulavesiverkostoa. Tähän hydrologiseen kokonaisuuteen viittasivat kaksi III Salpausselän läheisyydestä kartoitettua järviällasta. Näistä reuna-aseman maastosysteemistä poiketen kolme muuta hypoteettista subglasiaalista järveä kartoitettiin alueilta, joiden moreenimuodostumista on havaittavissa murtoo-tyyppin rakenteita.

Murtoot tulkittiin osaksi sulavesiä keskittävää valumaa, jonka kautta järviältaat ovat täyttyneet. Koska murtoo-moreenien syntyprosessi on osin vielä selvittämättä, saattavat ne myös indikoida valumatyyppin vaihtumista sulavesiä keskittävämpään hydrologiseen systeemiin (Mäkinen ym. 2017). Murtoo-muodostumiin liittyvät järviältaat sijaitsevat harjujen alueellisen rakenteen keskiosassa. Harjuselänteet rajaavat deglasiation aikaisen valuma-alueen, jossa järviältaasta virrannut vesi on kulkeutunut pienempien sivu-uomien kautta pääuomiin. Tutkimusalueen pisimmät harjuselänteet edustavat pääuomia, joissa on vallinnut pitkäaikainen ja suhteellisen vakaa sulavesiä keskittävä virtaus. Tutkimusalueen valumatyyppien ajallisuuden ja vaihtumisen tarkempi selvitys on tarpeen, sillä ne määrittävät subglasiaalisia paineolosuhteita, joiden mukaan jäätikkövirtaukset reagoivat alustansa hydrologiaan.

Vanajaveden läheisyydessä toimineiden jäätikkövirtauksen yhteydestä havaittiin tutkimusalueen merkittävimmät virtausdynaamiset muutokset. Samaiselta alueelta kartoitettiin mahdollinen subglasiaalinen järvi. Järviältaan sijaintia ei voida suoranaisesti liittää nopeutuneeseen jäätikkövirtaukseen, mutta sen sijaan havainnot viittaavat virtauskentän hajaantumiseen. Kyseiseen geomorfologiseen kokoonpanoon liittyvät myös juomumoreeneiksi kartoitettujen moreeniselänteiden kapea vyöhyke,

joka on poikkeuksellinen koko tutkimusalueen laajuudella. Mooreniselejäntteet saattavat liittyä subglasiaalisesta järvestä koituneeseen jäätikön pohjan liukumiseen.

Subglasiaalisen hydrologian tulkittiin vaikuttaneet virtausdynamiikkaan Sääksjärven läheisellä alueella, jossa maanpinnan muodot koostuvat pääasiassa murtoo- ja juomumoreeneista. Jäätikkövirtausta indikoiva alueellinen jatkumo liittyy kyseiseen alueeseen. Kartoituksessa esille nousseiden geomorfologisten kokoonpanojen perusteella spekuloidiin myös Sääksjärven ympäristössä vaikuttaneen subglasiaalisen järven mahdollisuutta.

Vaikka oletettuihin järviäntäisiin liittyy muitakin viitteitä kuin niiden yhdistyminen sulavesiverkostoon, ovat tässä tutkielmassa esitetyt subglasiaaliset järvet täysin hypoteettisia. Toisaalta, tutkielman kartoitus vahvistaa Kajuutti ym. (2016) esittämän näkemyksen Urjala-Akaa välisestä subglasiaalisesta järvestä. Kyseiseen järviäntäiseen on saattanut liittyä myös äkillisen purkautumisen ja uudelleen täyttymisen vaihe, joka on mahdollisesti yhdistänyt sen alajuoksun marginaaliseen järviäntäiseen. Havainnot ovat kuitenkin epävarmalla pohjalla, joten jatko-tutkimukselle on tarvetta.

Geomorfologisen kartoituksen tueksi suositellaan tutkielmassa käsiteltyjen muodostumakokonaisuuksien geokronologista ja stratigrafista tutkimusta sekä potentiaalisten subglasiaalisten järviäntäiden tarkastelua mahdollisimman realistisella hydraulisella mallilla. Itämeren virtauskielekkeen käyttäytymiseen vaikuttaneiden subglasiaalisten järvien todentamiseen tarvitaan maastokäynteihin pohjautuvia empiirisiä havaintoja.

Kiitokset

Pro gradu -tutkielmani aihe valikoitui Joni Mäkisen kanssa käytyjen keskustelujen pohjalta. Kiitokset Jonille aihepiiriin tutustuttamisesta sekä motivoivasta ja asiantuntevasta gradun ohjauksesta! Kiitokset myös Geologian tutkimuskeskuksen erikoisasantuntija Jukka-Pekka Palmulle tutkielman aineiston toimittamisesta!

Lähdeluettelo

- Ahokangas, E & Mäkinen, J. (2014). Sedimentology of an ice lobe margin esker with implications for the deglacial dynamics of the Finnish Lake District lobe trunk. *Boreas* 43: 1, 90–106.
- Alley, R. B & MacAyeal, D. R. Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet. *Paleoceanography* 9: 4, 503–511.
- Alvarez-Solas, J., S. Charbit, C. Ritz, D. Paillard, G. Ramstein & C. Dumas. (2010). Links between ocean temperature and iceberg discharge during Heinrich events. *Nature Geoscience* 3, 122–126.
- Aschwanden, A., M. A. Fahnestock & M. Truffer. (2016). Complex Greenland outlet glacier flow captured. *Nature Communications* 7: 10524, 1–7.
- Ashmore, D. W & R. G. Bingham. (2014). Antarctic subglacial hydrology: current knowledge and future challenges. *Antarctic Science* 26: 6, 758–773.
- Atkins, C. (2011). Meltwater channels. Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 735–737. Springer, Dordrecht.
- Atkinson, N., S. Pawley & D. J. Utting. (2016). Flow-pattern evolution of the Laurentide and Cordilleran ice sheets across west-central Alberta, Canada: implications for ice sheet growth, retreat and dynamics during the last glacial cycle. *Journal of Quaternary Science* 31: 7, 753–768.
- Barchyn, T. E., P. F. T. Dowling, C. R. Stokes, & C. H. Hugenholtz. (2016). Subglacial bed form morphology controlled by ice speed and sediment thickness. *Geophysical Research Letters* 43, 7572–7580.
- Barker, S., G. Knorr, R. L. Edwards, F. Parrenin, A. E. Putnam, L. C. Skinner, E. Wolff & M. Ziegler. (2011). 800,000 Years of Abrupt Climate Variability. *Science* 334, 347–351.
- Bassis, J. N., S. V. Petersen & L. Mac Cathles. (2017). Heinrich events triggered by ocean forcing and modulated by isostatic adjustment. *Nature* 542, 332–334.
- Bell, R. E. (2008). The role of subglacial water in ice-sheet mass balance. *Nature Geoscience* 1, 297–304.
- Bell, R. E., K. Tinto, I. Das, M. Wolovick, W. Chu, T. T. Creyts, N. Frearson, A. Abdi & J. D. Paden. (2014). Deformation, warming and softening of Greenland's ice by refreezing meltwater. *Nature Geoscience* 7, 497–502.
- Bell, R. E., M. Studinger, C. A. Shuman, M. A Fahnestock I. Joughin. (2007). Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams. *Nature* 445, 904–907.
- Benn, I. D. & D. J. A. Evans. (2010). *Glaciers & Glaciation*. Second edition. Hodder Education, London. s. 802.
- Bennett, M. R. (2003). Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews* 61, 309–339.
- Bingham, R. G., E. C. King, A. M. Smith & H. D. Pritchard. (2010). Glacial geomorphology: Towards a convergence of glaciology and geomorphology. *Progress in Physical Geography* 34: 3, 327–355.
- Birckerdike, H. L., D. J. A. Evans, C. R. Stokes & C. Ó Cofaigh. (2018). The glacial geomorphology of the Loch Lomond (Younger Dryas) Stadial in Britain: a review. *Journal of Quaternary Science* 33: 1, 1–54.

- Bond, G. C & R. Lotti. (1994). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science* 267, 1005–1010.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas & G. Bonani (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* 294, 2130–2136.
- Bond, G., H. Heinrich, W. Broecker, L. Labeyrie, J. McManus, J. Andrews, S. Huon, R. Jantschik, S. Clasen, C. Simet, K. Tedesco, M. Klas, G. Bonani & S. Ivy. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245–249.
- Bond, G., W. Showers, M. Cheseby, R. Lotti, P. Almasi, P. deMenocal, P. Priore, H. Cullen, I. Hajdas & G. Bonani. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278, 1257–1266.
- Bougamont, M., P. Christoffersen, A. L. Hubbard, A. A. Fitzpatrick, S. H. Doyle & S.P. Carter. (2014). Sensitive response of the Greenland Ice Sheet to surface melt drainage over a soft bed. *Nature Communications* 5, 1–9.
- Boulton, G.S. (1987). A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. *Teoksessa Menzies, J., J. Rose, (toim.). Drumlin Symposium, 25–80. A.A. Balkema, Rotterdam.*
- Boulton, G. S., M. Hagdorn, P. B. Maillot & S. Zatsepin. (2009). Drainage beneath ice sheets: groundwater–channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 28, 621–638.
- Boulton, G. S., M. Hagdorn, P. B. Maillot & S. Zatsepin. (2012). Drainage beneath ice sheets: groundwater–channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 28, 621–638.
- Brennand, T. A. (2000). Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology* 32, 263–293.
- Burke, M. J., T. A. Brennand & A. J. Perkins. (2012). Transient subglacial hydrology of a thin ice sheet: insights from the Chasm esker, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews* 58, 30–55.
- Burke, M. J., T. A. Brennand & D. B. Sjogren. (2015). The role of sediment supply in esker formation and ice tunnel evolution. *Quaternary Science Reviews* 115, 50–77.
- Böhm, E., J. Lippold, M. Gutjahr, M. Frank, P. Blaser, B. Antz, J. Fohlmeister, N. Frank, M. B. Andersen & M. Deininger. (2015). Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature* 517, 73–76.
- Cacho, I., J. O. Grimalt, G. Pelejero, M. Canals, F. J. Sierro, J. A. Flores & N. Shackleton. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints on Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14: 6, 698–705.
- Carter, S. P & H. A. Fricker. (2012). The supply of subglacial meltwater to the grounding line of the Siple Coast, West Antarctica. *Annals of Glaciology* 53: 60, 267– 280.
- Carter, S. P., H. A. Fricker & R. Siegfried. (2017). Antarctic subglacial lakes drain through sediment-floored canals: theory and model testing on real and idealized domains. *The Cryosphere* 11, 381–405.

- Ceasar, L., S. Rahmstorf, A. Robinson, G. Feulner & V. Saba. (2018). Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556, 191–196.
- Chandler, B. M. P., H. Lovell, C. M. Boston, S. Lukas, I. D. Barr, Í. Ö. Benediktsson, D. I. Benn, C. D. Clark, C. M. Darvill, D. J. A. Evans, M. W. Ewertowski, D. Loibl, M. Margold, J-C. Otto, D. H. Roberts, C. R. Stokes, R. D. Storrar & A. P. Stroeven. (2018). Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and frameworks for best practice. *Earth-Science Reviews* 185, 806–846.
- Chu, V. W. (2014). Greenland ice sheet hydrology: A review. *Progress in Physical Geography* 38: 1, 19–54.
- Clark, P. U., A. S. Dyke, J. D. Shakun, A. E. Carlson, J. Clark, B. Wohlfarth, J. X. Mitrovica, S. W. Hostetler & A. M. McCabe. (2009a). The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710–714.
- Clark, P. U., A. C. Mix, M. Eby, A. Levermann, J. Rogelj, A. Nauels & D. J. Wrathall. (2018a). Sea-level commitment as a gauge for climate policy. *Nature Climate Change* 8, 653–655.
- Clark, C. D., J. C. Ely, M. Spagnolo, U. Hahn, A. L. C. Hughes & C. R. Stokes. (2018b). Spatial organization of drumlins. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 499–513.
- Clarke, G. K. C., D. W. Leverington, J. T. Teller & A. S. Dyke. (2004). Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event. *Quaternary Science Reviews* 23: 3, 389–407.
- Cook, J. C & Swift. D. A. (2012). Subglacial basins: Their origin and importance in glacial systems and landscapes. *Earth-Science Reviews* 115, 32–372.
- Copland, L. (2011). Retreat/advance of glaciers. Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 934–939. Springer, Dordrecht.
- Copland, L. (2013). Classification of Ice Masses. *Treatise on Geomorphology* 8, 45–52.
- Covington, M. D., A. J. Luhmann, C. M. Wicks & M. O. Saar. (2012). Process length scales and longitudinal damping in karst conduits. *Journal of Geophysical Research* 117, 1–19.
- Cuzzonea, J. K., P. U. Clark, A. E. Carlson, D. J. Ullman, V. R. Rinterknecht, G. A. Milne, J-P. Lunkka, B. Wohlfarth, S. A. Marcott & M. Caffee. (2016). Final deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet and implications for the Holocene global sea-level budget. *Earth and Planetary Science Letters* 448, 34–41.
- Cuzzonea, J. K., P. U. Clark, A. E. Carlson, D. J. Ullman, V. R. Rinterknecht, G. A. Milne, J-P. Lunkka, B. Wohlfarth, S. A. Marcott, M. Caffee. (2016). Final deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet and implications for the Holocene global sea-level budget. *Earth and Planetary Science Letters* 448, 34–41.
- Darvill, C. D., C. R. Stokes, M. J. Bentley, D. J. A. Evans & H. Lovell. (2017). Dynamics of former ice lobes of the southernmost Patagonian Ice Sheet based on a glacial landsystems approach. *Journal of Quaternary Science* 32: 6, 857-876.
- Das, S. B., I. Joughin, M. D. Behn, I. M. Howat, M. A. King, D. Lizarralde & M. P. Bhatia. (2008). Fracture Propagation to the Base of the Greenland Ice Sheet During Supraglacial Lake Drainage. *Science* 320: 5877, 778–781.
- De Angelis, H & Kleman. J. (2008). Palaeo-ice-stream onsets: examples from the north-eastern Laurentide Ice Sheet. *Boreas* 33: 4, 560–572.

- De Boer, D. H. (1992). Hierarchies and spatial scale in process geomorphology: a review. *Geomorphology* 4, 303–318.
- Denton, R., F. Anderson, J. R. Toggweiler, R. L. Edwards, J. M. Schaefer & A. E. Putnam. (2010). The Last Glacial Termination. *Science* 328, 1652–1656.
- Drews, R., F. Pattyn, I. J. Hewitt, F. S. L. Ng, S. Berger, K. Matsuoka, V. Helm, N. Bergeot, L. Favier & N. Neckel. (2017). Actively evolving subglacial conduits and eskers initiate ice shelf channels at an Antarctic grounding line. *Nature Communications* 8, 1–10.
- Dunlop, P & C. D. Clark. (2006). The morphological characteristics of ribbed moraine. *Quaternary Science Reviews* 25, 1668–1691.
- Ehlers, J., P. L. Gibbard & P. D. Hughes. (2011). Introduction. *Teoksessa*: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (toim.), Quaternary Glaciations — Extent and Chronology: A Closer look. *Developments in Quaternary Science*, 15, 1–14.
- Ely, J. C., C. D. Clark, M. Spagnolo, C. R. Stokes, S. L. Greenwood, A. Hughes, P. Dunlop & D. Hess. (2016). Do subglacial bedforms comprise a size and shape continuum?. *Geomorphology* 257, 108–119.
- Evans, D. J. A. (2003). Introduction to glacial landsystems. *Teoksessa* Evans, D. J. A (toim.) *Glacial Landsystems*, 1–12. Hodder Arnold, London.
- Evans, D. J. A. (2005). *Glacial Landsystems*. Oxford University Press Inc. s. 253.
- Evans, D. J. A. (2007). Glacial landsystems. *Teoksessa* Elias, S. A. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 808–818. Elsevier, Oxford.
- Evatt, G. W., A. C. Fowler, C. D. Clark & R. J. Hulton. (2006). Subglacial floods beneath ice sheets. *Phil. Trans. R. Soc. A* 364, 1769–1794.
- Eyles, N., J. I. Boyce & N. Putkinen. (2015). Neoglacial (<3000 years) till and flutes at Saskatchewan Glacier, Canadian Rocky Mountains, formed by subglacial deformation of a soft bed. *Sedimentology* 62, 182–203.
- Fastook, J. L & Hughes, T. J. (2013). New perspectives on paleoglaciology. *Quaternary Science Reviews* 80, 169–194.
- Favis-Mortlock, D. (2013). Systems and complexity in geomorphology. *Treatise on Geomorphology* 1, 257–270.
- Fitzsimons, S & Lorrain, R. (2011). *Teoksessa* Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 1101–1105. Springer, Dordrecht.
- Florence, C., L. D. Santis, C. S. Siddoway, A. Bergamasco, N. R. Golledge, G. Lohmann, S. Passchier & M. J. Siegert. (2018). Spatio-temporal variability of processes across Antarctic ice-bed–ocean interfaces. *Nature Communication* 9: 1–14.
- Flowers, G. E. (2015). Modelling water flow under glaciers and ice sheets. *Proc. R. Soc. A* 471, 1–41.
- Fountain, A. G & Walder, J. S. (1998). Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics* 36: 3, 299–328.
- Fricter, H. A & Scambos, T. (2009). Connected subglacial lake activity on lower Mercer and Whillans Ice Streams, West Antarctica, 2003–2008. *Journal of Glaciology* 22: 190, 303–315.

- Fricker, H. A., T. Scambos, S. Carter, C. Davis, T. Haran & I. Joughin. (2010). Synthesizing multiple remote-sensing techniques for subglacial hydrologic mapping: application to a lake system beneath MacAyeal Ice Stream, West Antarctica. *Journal of Glaciology* 56: 196, 187–199.
- Fricker, H. A., M. R. Siegfried, S. P. Carter & T. A. Scambos. (2016) A decade of progress in observing and modelling Antarctic subglacial water systems. *Phil. Trans. R. Soc. A* 374, 20140294.
- Glasser, N. F & Bennett, M. R. (2004). Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. *Progress in Physical Geography* 28: 1, 43–75.
- Goeller, S., D. Steinhage, M. Thoma & K. Grosfeld. (2016). Assessing the subglacial lake coverage of Antarctica. *Annals of Glaciology* 57: 72, 109–117.
- Gordon, J. E., W. B Whalley, A. F. Gellatly & D. M. Vere. (1992). The formation of glacial flutes: Assessment of models with evidence from Lynsgdalen, North Norway. *Quaternary Science Reviews* 11, 709–731.
- Graham, A. G. C. (2011). Ice sheet. *Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 592–607. Springer, Dordrecht.
- Greenwood, S., C. Clason, C. Helanow & M. Margold. (2016). Theoretical, contemporary observational and palaeo- perspectives on ice sheet hydrology: Processes and products. *Earth-Science Reviews* 155, 1–27.
- Greenwood, S. L., C. C. Clason, J. Nyberg, M. Jakobsson & P. Holmlund. (2017). The Bothnian Sea ice stream: early Holocene retreat dynamics of the south-central Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas* 46, 346–362.
- GTKWMS., (2018). Avoimen lisenssin rajapinta-palvelu. Geologian tutkimuskeskus.
<http://gtkdata.gtk.fi/arcgis/services/Rajapinnat/GTK_Maapera_WMS/MapServer/WMServe?>
>
- Gudlaugsson, E., A. Humbert, T. Kleiner, J. Kohler & K. Andreassen. (2016). The influence of a model subglacial lake on ice dynamics and internal layering. *The Cryosphere* 10, 751–760.
- Haavisto-Hyvärinen, M & Kutvonen, H. (2007). Maaperäkartan käyttöopas. GTK. 61 s.
- Haeberli, W. (2011). Glacier mass balance. *Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 399–408. Springer, Dordrecht.
- Hambrey, J & Glasser, N. F. (2011). Sediment entrainment, transport and deposition. *Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 984–1003. Springer, Dordrecht.
- Hanna, E., F. J. Navarro, F. Pattyn, C. M. Domingues, X. Fettweis, E. R. Ivins, R. J. Nicholls, C. Ritz, B. Smith, S. Tulaczyk, P. L Whitehouse & H. J. Zwally. (2013). Ice-sheet mass balance and climate change. *Nature* 498, 51–59.
- Harbor, J. (2013). Glacial Erosion Processes and Rates. *Treatise in Geomorphology* 8, 74–82.
- Hoffman, M. J., M. Perego, L. C. Andrews, S. F. Price, T. A. Neumann, J. V. Johnson & M. P. Lüthi. (2018). Widespread moulin formation during supraglacial lake drainages in Greenland. *Geophysical Research Letters* 45, 778–788.

- Howat, I. M., C. Porter, M. J. Noh, B. E. Smith & S. Jeong. (2015) Brief Communication: Sudden drainage of a subglacial lake beneath the Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere*, 9, 103-108.
- Hubbard, B. (2011). Subglacial drainage system. Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 1095–1099. Springer, Dordrecht.
- Huggett, R. (2007a). A history of the systems approach in geomorphology. *Geomorphologie* 13: 2, 145–158.
- Huggett, R. (2007b). Process and form. Teoksessa Gregory, K. J., A. S. Goudie (toim.). *The SAGE Handbook of Geomorphology*, 174–192. SAGE Publications Ltd.
- Hughes, A. L. C., R. Gyllencreutz, Ø. S. Lohne, J. Mangerud & J. I. Svendsen. (2016). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1–45.
- Hughes, P. D., P. L. Gibbard, J. Ehlers. (2013). Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global ‘Last Glacial Maximum’ (LGM). *Earth-Science Reviews* 125, 171– 198.
- Hughes, T. (2011). Glacier motion/ice velocity. Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 408–414. Springer, Dordrecht.
- Inkpen, R & Wilson, G. (2013). *Science, Philosophy and Physical Geography*. Second edition. Routledge, London & New York s. 235.
- IPCC. (2013). Annex V: Contributors to the IPCC WGI Fifth Assessment Report. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jaeger, J. M & Koppes, M. N. (2016). The role of the cryosphere in source-to-sink systems. *Earth-Science Reviews* 153, 43–76.
- Jenness, J. (2013). DEM Surface Tools. Jenness enterprises. 20.9.2018. <http://www.jennessent.com/arcgis/surface_area.htm>
- Jiskoot, H. (2011). Dynamics of glaciers. Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 245–256. Springer, Dordrecht.
- Johansson, P., J. P. Lunkka & P. Sarala. (2011). The glaciation of Finland. Teoksessa Ehlers, J., P. L. Gibbard & P. D. Hughes. Quaternary glaciations-extent and chronology: a closer look. *Developments in Quaternary Science* 15, 105–116.
- Johnson, M. D., O. Fredin, A. E.K. Ojala & G. Peterson. (2015). Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *GFF*, 137: 4, 245–251.
- Jouzel, J., V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J. M. Barnola, J. Chappellaz, H. Fischer, J. C. Gallet, S. Johnsen, M. Leuenberger, L. Loulergue, D. Luethi, H. Oerter, F. Parrenin, G. Raisbeck, D. Raynaud, A. Schilt, J. Schwander, E. Selmo, R. Souchez, R. Spahni, B. Stauffer, J. P. Steffensen, B. Stenni, T. F. Stocker, J. L. Tison, M. Werner, E. W. Wolff. (2007). Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science* 317, 793–796.

- Kallioperäkartta, 1: 1 000 000. Geologian tutkimuskeskus. 1997.
- Kamb, B. (1987). Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 92: B9, 9083–9100.
- Kajuutti, K., J. Mäkinen & J.-P. Palmu. (2016). LiDAR-based interpretation of deglacial dynamics in SW Finland. *Teoksessa* Staubolis, S., T. Karvonen, A. Kujanpää (toim.), Abstracts of the 32nd Nordic Geological Winter Meeting 13th-15th January 2016. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 314. Helsinki, Finland.
- Kehew, A. E., J. A. Piotrowski & F. Jørgensen. (2012). Tunnel valleys: Concepts and controversies – A review. *Earth- Science Reviews* 113, 33–58.
- Kingslake, J, J. C. Ely, I. Das & R. E. Bell. (2017). Widespread movement of meltwater onto and across Antarctic ice shelves. *Nature* 544, 349–658.
- Kleman, J & Glasser, N. F. (2007). The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 26, 585–597.
- Kleman, J., C. Hättestrand, I. Borgström & A. Stroeven. 1997. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. *Journal of Glaciology* 43, 283–299.
- Kleman, J. & Hättestrand, C. (1999). Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature* 402, 63–66.
- Kuhn, G., C-D. Hillenbrand, S. Kasten, J. A. Smith, F. O Nitsche, T. Frederichs, S. Wiers, W. Ehrmann, J. P. Klages & J. M. Mogollo. (2016). Evidence for a palaeo-subglacial lake on the Antarctic continental shelf. *Nature Communications* 8, 1–9.
- Kumar, R. (2011). Glacier sliding. *Teoksessa* Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 415. Springer, Dordrecht.
- Kyrke-Smith, T. M., R. F. Katz & A. C. Fowler. (2014). Subglacial hydrology and the formation of ice streams. *Proc Math Phys Eng Sci. A* 470, 20130494.
- Lambeck, K., T. M. Esat & E-K. Potter. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, 199–206.
- Leeson, A. A., Shepherd, A, K. Briggs, I. Howat, X. Fettweis, M. Morlighem & E. Rignot. (2014). Supraglacial lakes on the Greenland ice sheet advance inland under warming climate. *Nature Climate Change* 5, 51–55.
- Lemieux, J-M & Sudicky, E. A. Glaciations and groundwater flow systems (2011). *Teoksessa* Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 372–375. Springer, Dordrecht.
- Lindén, M & Möller, P. (2005). Marginal formation of De Geer moraines and their implications to the dynamics of grounding-line recession. *Journal of Quaternary Science* 20, 113–133.
- Livingstone, J. S., C. D Clark, J. A. Piotrowski, M. Tranter, M. J Bentley, A. Hodson, D. A. Swift & J. Woodward. (2012). Theoretical framework and diagnostic criteria for the identification of palaeo subglacial lakes. *Quaternary Science Reviews* 53, 88–110.
- Livingstone, S. J., C. D. Clark, J. Woodward, & J. Kingslake. (2013a). Potential subglacial lake locations and meltwater drainage pathways beneath the Antarctic and Greenland ice sheets. *The Cryosphere* 7, 17–21.

- Livingstone, S. J., C. D. Clark & L. Tarasov. (2013b). Modelling North American palaeo-subglacial lakes and their meltwater drainage pathways. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 13–33.
- Livingstone, J. J., R. D. Storrar, J. K. Hillier, C. R. Stokes, C. D. Clark & L. Tarasov. (2015). An ice-sheet scale comparison of eskers with modelled subglacial drainage routes. *Geomorphology* 246, 104–112.
- Livingstone, J. S., D. J. Utting, A. Ruffell, C. D. Clark, S. Pawley, N. Atkinson & A. C. Fowler. (2016). Discovery of relict subglacial lakes and their geometry and mechanism of drainage. *Nature Communications* 7: 11767, 1–9.
- Lloyed, C. (2011). Glacial overdeepening. Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 358–359. Springer, Dordrecht.
- Loose, B., A. C. N. Garabato, P. Schlosser, W. J. Jenkins, D. Vaughan & K. J. Heywood. (2018). Evidence of an active volcanic heat source beneath the Pine Island Glacier. *Nature Communications* 9, 1–9.
- Lynch-Stieglitz, J., M. W. Schmidt, L. G. Henry, W. B. Curry, L. C. Skinner, S. Mulitza, R. Zhang & P. Chang. (2014). Muted change in Atlantic overturning circulation over some glacial-aged Heinrich events. *Nature Geoscience* 7, 144–150.
- Maaperäkartta, 1: 200 000. Geologian tutkimuskeskus. 2007.
- Mäkinen, J. (2003). Time-transgressive deposits of repeated depositional sequences within interlobate glaciofluvial (esker) sediments in Köyliö, SW Finland. *Sedimentology* 50, 327–360.
- Mäkinen, J., K. Kajuutti, J-P. Palmu, A. Ojala & E. Ahokangas. (2017). Triangular-shaped landforms reveal subglacial drainage routes in SW Finland. *Quaternary Science Reviews* 164, 37–53.
- Margold, M., C. R. Stokes & C. D. Clark. (2015). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews* 143, 117–146.
- Margold, M., C. R. Stokes & C. D. Clark. (2018). Reconciling records of ice streaming and ice margin retreat to produce a palaeogeographic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 189, 1–30.
- Marshall, S. J & M. R. Koutnik. (2006). Ice sheet action versus reaction: Distinguishing between Heinrich events and Dansgaard-Oeschger cycles in the North Atlantic. *Paleoceanography* 21, 1–13.
- McDowell, P. F. (2013). Geomorphology in the Late Twentieth Century. *Treatise on Geomorphology* 1, 108–123.
- Meierbaachtol, T., J. Harper & N. Humprey. (2013). Basal drainage system response to increasing surface melt on the Greenland ice sheet. *Science* 341, 777–779.
- Menzies, J & Hughes, T. (2002). Glaciers and ice sheets. Teoksessa Menzies (toim.): *Modern and Past Glacial Environments*, 53–78. Butterworth-Heinemann.
- Menzies, J & Hess. D. P. (2013). Depositional Features. *Treatise on Geomorphology* 8, 127–140.
- Mimura, N. (2008). Sea-level rise caused by climate change and its implications for society. *Japan Academy Series B* 89, 281–301.
- Möller, P & T. P. F. Dowling. (2018). Equifinality in glacial geomorphology: instability theory examined via ribbed moraine and drumlins in Sweden. *GFF* 140: 2, 1–30.

- Murray, A. B., G. Coco & E. B. Goldstein. (2014). Cause and effect in geomorphic systems: Complex systems perspectives. *Geomorphology* 214, 1–9.
- Murray, B & Fonstad, M. A. (2007). Preface: Complexity (and simplicity) in landscapes. *Geomorphology* 91, 173–177.
- Muscheler, R., B. Kromer, S. Björck, A. Svensson, M. Friedrich, K. F. Kaiser & J. Southon. (2008). Tree rings and ice cores reveal 14C calibration uncertainties during the Younger Dryas. *Nature Geoscience* 1, 263–267.
- Ng, F. S. L. (2015). Spatial complexity of ice flow across the Antarctic Ice Sheet. *Nature Geoscience* 8, 847–852.
- Nitsche, F. O., K. Gohl, R. D. Larter, C. D. Hillenbrand, G. Kuhn, J. A. Smith, S. Jacobs, J. B. Anderson & M. Jakobsson. (2013). Paleo ice flow and subglacial meltwater dynamics in Pine Island Bay, West Antarctica. *The Cryosphere* 7, 249–262.
- Nye, J. F. (1976). Water flow in glaciers: Jökulhlaups, Tunnels and veins. *Journal of Glaciology* 17: 76, 181–207.
- Ó Cofaigh, C., C. J. Pudsey, J. A. Dowdeswell & Peter Morris. (2002). Evolution of subglacial bedforms along a paleo-ice stream, Antarctic Peninsula continental shelf. *Geophysical Research Letters* 29: 8, 41–44.
- Ojala, A. E. K. (2016). Appearance of De Geer moraines in southern and western Finland — Implications for reconstructing glacier retreat dynamics. *Geomorphology* 255, 16–25.
- Orme, A. J. (2013). The Mid-Twentieth Century Revolution in Geomorphology. *Treatise on Geomorphology* 1, 86–107.
- Paltuli (2018). Maanmittauslaitos. 20.9.2018. <<https://avaa.tdata.fi/web/paituli/latauspalvelu>>
- Palmer, S., J. A. Dowdeswell, P. Christoffersen, D. A. Young, D. D. Blankenship, J. S. Greenbaum, T. Benham, J. Bamber & M. J. Siegert. (2013). Greenland subglacial lakes detected by radar. *Geophysical Research Letters* 40, 6154–6159.
- Palmer, S., M. McMillan & M. Morlighem. (2015). Subglacial lake drainage detected beneath the Greenland ice sheet. *Nature Communications* 6: 8408, 1–7.
- Paolo, F. S., H. A. Fricker & L. Padman. (2015). Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science* 348, 327–331.
- Patton, H., A. Hubbard, K. Andreassen, M. Winsborrow & A. P. Stroeven. (2016). The build-up, configuration, and dynamical sensitivity of the Eurasian ice-sheet complex to Late Weichselian climatic and oceanic forcing. *Quaternary Science Reviews* 153, 97–121.
- Patton, H., A. Hubbard, K. Andreassen, A. Auriac, P. L. Whitehouse, A. P. Stroeven, C. Shackleton, M. Winsborrow, J. Heyman & A. M. Hall. (2017). Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. *Quaternary Science Reviews* 169, 148–172.
- Pattyn, F. (2008). Antarctic Subglacial Lake Discharges. *Antarctic Subglacial Aquatic Environments Geophysical Monograph Series* 192, 27–44.
- Peterson, G & M. D. Johnson. (2017). Hummock corridors in the south-central sector of the Fennoscandian ice sheet, morphometry and pattern. *Earth Surface Process and Landforms* 43: 4, 919–929.

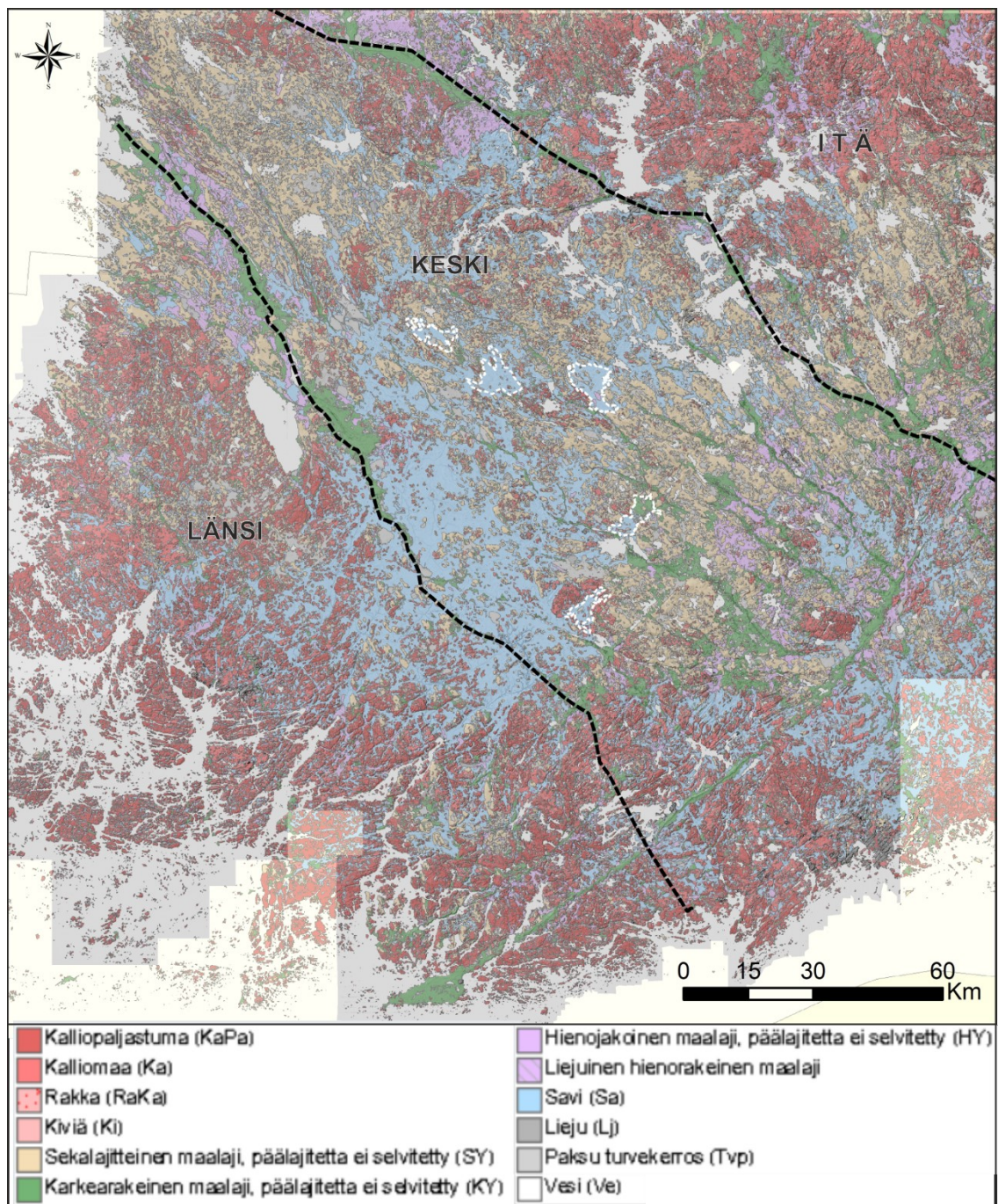
- Phillips, J. D. (2007). The perfect landscape. *Geomorphology* 84, 159–169.
- Phillips, J. D. (2014). Thresholds, mode switching, and emergent equilibrium in geomorphic systems. *Earth Surface Processes Landforms* 39, 71–79.
- Punkari, M. (1997). Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 16, 741–753.
- Putkinen, N., N. Eyles, S. Putkinen, A. E. K. Ojala, J-P. Palmu, P. Sarala, T. Väänänen, J. Räisänen, J. Saarelainen, N. Ahtonen, H. Rönnty, A. Kiiskinen, T. Rauhaniemi & T. Tervo. (2017). High-resolution LiDAR mapping of glacial landforms and ice stream lobes in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 89, 64–81.
- Putnins, A & M. Henriksen. (2017). Reconstructing the flow pattern evolution in inner region of the Fennoscandian Ice Sheet by glacial landforms from Gausdal Vestfjell area, south-central Norway. *Quaternary Science Reviews* 163, 56–71.
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419, 207–214.
- Rainio, H., S., M, Ekman, I., 1995. Younger Dryas End moraines in Finland and NW Russia. *Quaternary International* 28, 179–192.
- Renssen, H., A. Mairesse, H. Goosse, P. Mathiot, O. Heiri, D. M. Roche, K. H. Nisancioglu & P. J. Valdes. (2015). Multiple causes of the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience* 8, 946–950.
- Renwick, W. H. (1992). Equilibrium, disequilibrium, and nonequilibrium landforms in the landscape. *Geomorphology* 5: 3, 265–276.
- Rhoads, B. L. (2013). Process in Geomorphology. *Treatise on Geomorphology* 1, 190-204.
- Rinterknecht, V. (2011). Deglaciation. Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 192–196. Springer, Dordrecht.
- Ritz, C., T. L. Edwards, G. Durand, A. J. Payne, V. Peyaud & R. C. A. Hindmarsh. (2015). Potential sea-level rise from Antarctic ice-sheet instability constrained by observations. *Nature* 528, 115.
- Roberson, S., Hubbard, B, H. R. Coulson & I. Boomer. (2011). Physical properties and formation of flutes at a polythermal valley glacier: Midre Lovénbreen, Svalbard. *Geografika Annaler: Series A, Physical Geography*, 93, 71–88.
- Saarnisto, M & T. Saarinen. (2001). Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change* 31, 387–405.
- Schilt, A., M. Baumgartner, O. Eicher, J. Chappellaz, J. Schwander, H. Fischer, & T. F. Stocker. (2013). The response of atmospheric nitrous oxide to climate variations during the last glacial period. *Geophysical Research Letters* 40, 1888–1893.
- Schomacker, A. (2011). Moraine. Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 747–754. Springer, Dordrecht.
- Schoof C. G & Clarke. G. K. (2008). A model for spiral flows in basal ice and the formation of subglacial flutes based on a Reiner-Rivlin rheology for glacial ice. *Journal of Geophysical Research* 113: B5, 1–12.
- Schoof, C. (2010). Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability. *Nature* 468, 803–806.

- Sergienko, O. V & C. A. Hindmarsh. (2013). Regular Patterns in Frictional Resistance of Ice-Stream Beds Seen by Surface Data Inversion. *Science* 342, 1086–1089.
- Sergienko, O. V., T. T. Creyts, & R. C. A. Hindmarsh. (2014). Similarity of organized patterns in driving and basal stresses of Antarctic and Greenland ice sheets beneath extensive areas of basal sliding. *Geophysical Research Letters* 41, 3925–3932.
- Sharp, M. (2006). Subglacial Drainage. *Teoksessa M. G. Anderson (toim.). Encyclopedia of Hydrological Sciences*, 2–14. John Wiley & Sons, Ltd.
- Siegert, M. J. (2005). Reviewing the origin of subglacial Lake Vostok and its sensitivity to ice sheet changes. *Progress in Physical Geography* 29: 2, 156–170.
- Siegert, M. J., N. Ross & A. M. Le Brocq. (2016). Recent advances in understanding Antarctic subglacial lakes and hydrology. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 374: 20140306, 1–12.
- Siegfried, M. R., & Fricker, H. A. (2018). Thirteen years of subglacial lake activity in Antarctica from multi-mission satellite altimetry. *Annals of Glaciology* 58: 76, 1–14.
- Simkins, L. M., J. B. Anderson, S. L. Greenwood, H. M. Gonnermann, L. O. Prothro, A. R. W. Halberstadt, L. A. Stearns, D. Pollard & R. M. DeConto. (2017). Anatomy of a meltwater drainage system beneath the ancestral East Antarctic ice sheet. *Nature Geoscience* 10, 691–698.
- Sinclair, S. N., J. M. Licciardi, S. W. Campbell & B. M. Madore. (2018). Character and origin of De Geer moraines in the Seacoast region of New Hampshire, USA. *Journal of Quaternary Science* 33: 2, 225–237.
- Smith, B. E., N. Gourmelen, A. Huth & I. Joughin. (2017). Connected subglacial lake drainage beneath Thwaites Glacier, West Antarctica. *The Cryosphere* 11, 451–467.
- Spagnolo, M., C. D. Clark, A. L. C. Hughes & P. Dunlop. (2011). The topography of drumlins; assessing their long profile shape. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 790–804.
- Spagnolo, M., E. Phillips, J. A. Piotrowski, B. R. Rea, C. D. Clark, C. R. Stokes, S. J. Carr, J. C. Ely, A. Ribolini, W. Wysota & I. Szuman. (2016). Ice stream motion facilitated by a shallow-deforming and accreting bed. *Nature Communicatios* 7, 1–11.
- Stearns, L. A., B. A. Smith & G. S. Hamilton (2008), Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods. *Nature Geoscience* 1, 827–831.
- Stokes, C. R. (2017). Geomorphology under ice streams: Moving from form to process. *Earth Surface Processes and Landforms* 43: 1, 1–39.
- Stokes, C. R., C. D. Clark, O. B. Lian & S. Tulaczyk. (2007). Ice stream sticky spots: A review of their identification and influence beneath contemporary and palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews* 81, 217–249.
- Stokes, C. R., L. Tarasov, R. Blomdin, T.M. Cronin, T.G. Fisher, R. Gyllencreutz, C. Hättestrand, J. Heyman, R.C.A. Hindmars, A.L.C. Hughes, M. Jakobsson, N. Kirchner, S. P. Livingstone, M. Margold, J.B. Murton, R. Noormets, W. R. Peltier, D. M. Peteet, D.J.A. Piper, F. Preusser, H. Renssen, D.H. Roberts, D.M. Roche, F. Saint-Ange, A.P. Stroeven & J.T. Teller. (2015). On the reconstruction of palaeo-ice sheets: Recent advances and future challenges. *Quaternary Science Reviews* 125, 15–49.
- Stokes, C. R & Clark, C.D. (1999). Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology* 28, 67–75.

- Stokes, R. S & C. D. Clark. (2001). Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews* 20, 1437–1457.
- Stokes, C. R., O. B. Lian, S. Tulaczyk & C. D. Clark. (2008). Superimposition of ribbed moraines on a palaeo-ice-stream bed: implications for ice stream dynamics and shutdown. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 593–609.
- Stokes, C.R., M. Spagnolo, C.D.Clark, C. Ó. Cofaigh, O.B Lian & R. B. Dunstone. (2013). Formation of mega-scale glacial lineations on the Dubawnt Lake Ice Stream bed: 1. size, shape and spacing from a large remote sensing dataset. *Quaternary Science Reviews* 7, 190–209.
- Storrar, R. D., C. R. Stokes & D. J. A. Evans. (2014a). Increased channelization of subglacial drainage during deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Geology* 42: 3, 239–242.
- Storrar, R. D., C. R. Stokes & D. J. A. Evans. (2014b). Morphometry and pattern of a large sample (>20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 105, 1–25.
- Stokes, C. R., M. Margold & T. T. Creyts. (2016). Ribbed bedforms on palaeo-ice stream beds resemble regular patterns of basal shear stress ('traction ribs') inferred from modern ice streams. *Journal of Glaciology* 62: 234, 696–713.
- Stroeven, A. P., C. Hättestrand, J. Kleman, J. Heyman, D. Fabel, O. Fredin, B. W. Goodfellow, J. M. Harbor, J. D. Jansen, L. Olsen, M. W. Caffee, D. Fink, J. Lundqvist, G. C. Rosqvist, B. Strömberg & K. N. Jansson. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews* 147, 91–121.
- Swift, D. A., N. W. Nienow, N. Spedding & T. B. Hoey. (2002). Geomorphic implications of subglacial drainage configuration: rates of basal sediment evacuation controlled by seasonal drainage system evolution. *Sedimentary Geology* 149, 5–19.
- Temme, A., M. Keiler, D. Karssenbergh & A. Lang. (2015). Complexity and non-linearity in earth surface processes – concepts, methods and applications. *Earth Surface Processes Landforms* 40, 1270–1274.
- Thayyven, R. (2011). Röthlisberger (R)-channels. Teoksessa Singh, V. P., P. Singh & U. K. Haritashya (toim.): Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 952–953. Springer, Dordrecht.
- Urban, M. A. (2013). Philosophy and Theory in Geomorphology. *Treatise on Geomorphology* 1, 124–129.
- Utting, D. J., N. Atkinson, S. Paeley & S. J. Livingstone. (2016). Reconstructing the confluence zone between Laurentide and Cordilleran ice sheets along the Rocky Mountain Foothills, south-west Alberta. *Journal of Quaternary Science* 31: 769–787.
- van Der veen, J. C. (2013). Ice Properties and Glacier Dynamics. *Treatise on Geomorphology* 8, 53–59.
- van den Broeke, M., J. Box, X. Fettweis, E. Hanna, B. Noël, M. Tedesco, D. van As, W. J van de Berg & L. van Kampenhout. (2017). Greenland Ice Sheet Surface Mass Loss: Recent Developments in Observation and Modeling. *Current Climate Change Reports* 3: 4, 345–356.
- van Der Vegt, P., A. Janszen & A. Moscariello. (2012). Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. Geological Society, London, Special Publications, 368, 1–23.
- von Elverfeldt & Glade, T. (2012). Systems theory in Geomorphology A challenge Zeitschrift für *Geomorphologie* 55: 3, 87–108.

- Walder, J. S & Fowler, A. (1994). Channelized subglacial drainage over a deformable bed. *Journal of Glaciology* 40: 134, 3–15.
- Weber, M. E., P. U. Clark, G. Kuhn, A. Timmermann, D. Sprenk, R. Gladstone, X. Zhang, G. Lohmann, L. Menviel, M. O. Chikamoto, T. Friedrich & C. Ohlwein. (2014). Millennial-scale variability in Antarctic ice-sheet discharge during the last deglaciation. *Nature* 510, 134–147.
- Werner, B. T. Complexity in natural landform patterns. (1999). *Science* 284: 5411, 102–104.
- Willis, M. J., B. G. Herried, M. G. Bevis, R. & E. Bell. (2015). Recharge of a subglacial lake by surface meltwater in northeast Greenland. *Nature* 518, 223–233.
- Wingham, D. J., M. Siegert, A. Shepherd & A. S. Muir. (2006). Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes. *Nature* 440, 1033–1036.
- Winsborrow, C. M., C. D. Clark & C. R. Stokes. (2010). What controls the location of ice streams?. *Earth-Science Reviews* 103: 1, 45–59.
- Wright, A & Siegert, M. (2012). A fourth inventory of Antarctic subglacial lakes. *Antarctic Science* 24: 6, 659–664.
- Zwally, H. J., W. Abdalati, T. Herring, K. Larson, J. Saba & K. Steffen. (2002). Basal melt rates beneath Whillans Ice Stream, West Antarctica. *Science* 297, 218–222.

LIITTEET



LITE 1. Maaperäkarta 1:200000. Tutkimusalueen raja kulkee suurelta osin saumarajujen ja Sisä-Suomen reunamuodostuman mukaan. Tutkimusalueelta kartoitetut subglasiaaliset järvet korostettu valkoisella katkoviivalla. Maaperäkartan WMS-rajapinnan lähde:
<http://gtkdata.gtk.fi/arcgis/services/GTKWMS/GTKWMS/MapServer/WMS/Server?>