

**Polymorfisten kumpujen ja harjanteiden synty  
Sääksjärven subglasiaalisella sulamisvesireitillä  
Lounais-Suomessa**

Juulia Kautto

Maantiede (ympäristötutkimus)

Pro gradu -tutkielma

Laajuus: 30 op

Ohjaaja: Joni Mäkinen

2.6.2022

Turku

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

Pro gradu -tutkielma

**Pääaine:** Maantiede

**Tekijä:** Juulia Kautto

**Otsikko:** Polymorfisten kumpujen ja harjanteiden synty Sääksjärven subglasiaalisella sulamisvesireitillä Lounais-Suomessa

**Ohjaaja:** Joni Mäkinen

**Sivumäärä:** 73 sivua + 8 liitesivua

**Päivämäärä:** 2.6.2022

---

Mannerjäätiköiden dynamiikka ja virtaus valtameriin vaikuttavat merkittävästi globaaliin merenpinnan tasoon. Erityisesti jäätiköiden eri osissa virtaavien sulamisvesien määrä on tutkitusti merkittävä jäätikön virtausnopeutta ohjaava tekijä. Ilmastonmuutoksen myötä sulamisvesien määrä monilla jäätiköillä lisääntyy, ja näin ollen erityisesti jäätikön pohjalla toimivan subglasiaalisen hydrologisen systeemin ymmärryksen merkitys kasvaa. Suomessa on tutkittu Fennoskandian mannerjäätikön subglasiaalisen systeemin toimintaan yhdistettyjä murtoita, joiden oletetaan edustavan hitaan ja nopean sulamisvesisysteemin vaihtumisalueella syntyneitä maaperämuotoa. Suomessa tutkituilla jäätikön sulamisvesireiteillä esiintyy murtoiden yhteydessä myös muita, synty-ympäristöltään oletetusti samankaltaisia muodostumia.

Tutkielmassa pyrittiin selvittämään tarkemmin murtoiden kanssa esiintyvien polymorfisten kumpujen ja harjanteiden (PMR) rakennetta. Rakenteen kuvauksen ja paikallisen geomorfologian tulkin avulla pohdittiin muodostumien syntyolosuhteita ja suhdetta alueen subglasiaaliseen sulamisvesireittiin. Tutkielman tavoitteena on lisätä tietoa Suomessa subglasiaalisilla sulamisvesireiteillä esiintyvistä muodostumista, ja mahdollisesti edesauttaa näin glasiaalihydrologista tutkimusta.

Tutkielmassa selvitettiin neljän Satakunnan Sääksjärven luoteispuolella sijaitsevan kohteen ominaisuuksia ja kerrosjärjestystä litofasiesanalyysiin perustuvan mallin mukaisesti. Litologisen tarkastelun lisäksi kohteiden ominaisuuksia selvitettiin raekokoanalyysien, suuntamittausten sekä kivinäytteiden tunnistuksen avulla. Alueen sulamisvesireitin geomorfologian selvittäminen perustui LiDAR-pohjaisen korkeusmallin tarkasteluun ja kenttähavaintoihin. Sedimentologisten aineistojen pohjalta tuotettiin kohteiden kerrosjärjestystä ja litologiaa kuvaavat seinämä- ja pylväspiirroksot, joiden kuvausta täydennettiin seulonta- ja mittaustulosten sekä valokuvien avulla. Geomorfologisten havaintojen pohjalta tuotettiin sulamisvesireitin ominaisuuksia ja tutkittujen muodostumien suhdetta kuvaava kartta.

Tutkituilla PMR-kummuilla havaittiin samankaltainen sedimentologinen rakenne kuin kolmiotyyppin murtoilla ja muilla Suomessa tutkituilla murtoisiin liittyvillä muodostumilla. Tutkittujen muodostumien kolmiosainen rakenne muodostuu glasifluviaalisesta keskuksesta, massiivisesta hiekkaisesta diamiktonista ja löyhemmästä, hiekkaisesta pintaosien diamiktonista. Rakenteen tulkitaan heijastavan niiden subglasiaalista synty-ympäristöä sulamisvesireitillä, jolla olosuhteet ovat vaihdelleet ajassa ja paikassa. PMR-kentän geomorfologia yhdessä sedimentologisten havaintojen kanssa viittaa sulamisvesien keskittyneen pääasiassa kahteen reittiin, joiden muodostumista paikallinen topografia ja paineolosuhteet ovat ohjailleet. Tulosten perusteella on todennäköistä, että PMR-kumpujen glasifluviaaliset sedimentit ovat syntyneet subglasiaalisiin onkaloihin tai kanaaleihin. Systeemi on saattanut kehittyä sulamisvesien määrän kasvaessa murtoomaiseksi vaihtumissysteemiksi, jolloin kerrostui vedellä kyllästettyä moreenia. Kentän geomorfologiaa muovanneet ja moreenin kerrostaneet sulamisvedet saattavat olla supraglasiaalista alkuperää. Alueen PMR-kummut voivat edustaa heikosti kehittyneitä murtoita, jotka eivät muuttuneiden subglasiaalisten olosuhteiden vuoksi kehittyneet loppuun saakka. Tutkielman aineistoja ja tuloksia voidaan hyödyntää osana murtoiden ja niihin liittyvien muodostumien tutkimusta Suomessa myös tulevaisuudessa.

---

**Avainsanat:** sedimentologia, geomorfologia, subglasiaalinen hydrologia, murto

Master's thesis

**Subject:** Geography

**Author:** Juulia Kautto

**Title:** The genesis of polymorphous mounds and ridges along the subglacial meltwater route of Sääksjärvi, SW Finland

**Supervisor:** Joni Mäkinen

**Number of pages:** 73 pages + 8 app. pages

**Date:** 2.6.2022

---

The flow and dynamics of ice sheets and glaciers influence the global sea level, and the amount of meltwater delivered to the base of the glacier has been determined to be a major factor in controlling glacier velocities. The amount of meltwater entering the glacier systems will increase due to the warming climate, and thus it is increasingly important to gain a better understanding of the subglacial hydrological system and its mechanics. Murtoos are subglacially formed landforms which have been inferred to represent a transitional hydrological system between distributed and channelized drainage under the Fennoscandian ice sheet. Other landforms with presumably similar origins have been identified to be common along the meltwater routes in the Finnish part of the FIS.

The thesis further investigates the sedimentological structure of polymorphic mounds and ridges (PMR), which commonly occur alongside murtoos along the meltwater routes in Finland. Sedimentological and geomorphological evidence were used to discuss their relationship and potential mode of formation in relation to the subglacial meltwater route in the present study site. The thesis aims to increase available information on the structure of the PMRs along the meltwater routes in Finland and thus potentially promote further understanding of subglacial hydrology.

The sedimentology of four test pits was studied on the NW side of lake Sääksjärvi in Satakunta, Finland. Their stratigraphy was described according to the lithofacies analysis model. Particle size, directional measurements and clast provenance were analyzed. The geomorphology of the area was studied using LiDAR-based elevation model and field observations. Data was presented as drawings, sediment logs and lithological descriptions and supplemented with photographs and sieving results. Field observations and elevation data were used to produce a map describing the meltwater route and its relation to the studied landforms.

The studied PMRs reveal similar structure and sedimentological characteristics to previously studied murtoos and murtoo related landforms in Finland. They consist of glacifluvial sorted sediment core followed by a massive, sandy and gravelly diamicton bed draped by looser, sandy diamicton. The distinct units can be linked to spatiotemporally changing subglacial conditions and meltwater flow along the meltwater route. The geomorphology of the PMR field together with the sedimentological characteristics suggest a concentration of the local meltwater flow into two distinct routes controlled mainly by local bedrock topography and pressure conditions. Based on the results, it is possible that the glacifluvial sediments in the PMRs were deposited in subglacial cavities or conduits that evolved into a more transitional murtoo system as the influx of meltwater increased. The meltwater responsible for the saturation and deposition of the PMR till unit might be supraglacial in origin. The PMRs in the area can represent incomplete murtoos whose formation was interrupted by changing subglacial conditions at the study site. The data and results can be further utilized as part of the research of murtoos and murtoo related landforms in Finland.

---

**Key words:** sedimentology, geomorphology, subglacial hydrology, murtoo

# Sisällysluettelo

|            |  |           |
|------------|--|-----------|
| <b>1</b>   | <b>Johdanto</b>  | <b>7</b>  |
| <b>2</b>   | <b>Jäätikön dynamiikka ja subglasiaaliset prosessit</b>          | <b>10</b> |
| <b>2.1</b> | <b>Virtausdynamiikka ja siihen vaikuttavat tekijät</b>           | <b>10</b> |
| 2.1.1      | Jäätiköitymiset ja jäätikön massabalanssi                        | 10        |
| 2.1.2      | Jään paineellinen sulamispiste ja jäätikön lämpötilaominaisuudet | 12        |
| 2.1.3      | Jäätikön virtaustavat ja pohjan materiaali                       | 13        |
| <b>2.2</b> | <b>Jäätikön hydrologinen systeemi</b>                            | <b>15</b> |
| 2.2.1      | Sulamisvesien lähteet, kulkeutuminen ja varastoituminen          | 15        |
| 2.2.2      | Sulamisvedet jäätikön pinnalla ja sisäosissa                     | 16        |
| 2.2.3      | Subglasiaalinen systeemi ja vedenpaine                           | 18        |
| <b>2.3</b> | <b>Glasiodynaamiset alueet ja sulamisvesireitit Suomessa</b>     | <b>21</b> |
| <b>2.4</b> | <b>Glasigeenisten sedimenttien tutkimus</b>                      | <b>23</b> |
| 2.4.1      | Glasigeeniset sedimentit ja niiden ominaispiirteet               | 23        |
| 2.4.2      | Tutkimusmenetelmät   | 26        |
| <b>2.5</b> | <b>Murtoot ja niihin liittyvät muodostumat</b>                   | <b>29</b> |
| 2.5.1      | Murtootyyppien morfologiset ominaisuudet                         | 29        |
| 2.5.2      | Murtootyyppien sedimentologiset ominaisuudet                     | 31        |
| <b>3</b>   | <b>Tutkimusalue</b>  | <b>33</b> |
| <b>3.1</b> | <b>Sijainti ja geologinen ympäristö</b>                          | <b>33</b> |
| <b>3.2</b> | <b>Alueen geomorfologia ja sulamisvesireitit</b>                 | <b>34</b> |
| <b>4</b>   | <b>Aineistot ja menetelmät</b>                                   | <b>36</b> |
| <b>4.1</b> | <b>Leikkaushavainnointi ja pylväspiirroket</b>                   | <b>36</b> |
| <b>4.2</b> | <b>LiDAR-pohjainen korkeusmalli ja alueen kartoitus</b>          | <b>38</b> |
| <b>4.3</b> | <b>Sedimenttinäytteet ja kuivaseulonta</b>                       | <b>40</b> |
| <b>5</b>   | <b>Tulokset</b>  | <b>42</b> |
| <b>5.1</b> | <b>Kiramonkulman PMR-kentän geomorfologia</b>                    | <b>42</b> |
| <b>5.2</b> | <b>Kiramonkulman PMR-kumpujen kerrosjärjestys ja rakenne</b>     | <b>45</b> |
| 5.2.1      | Leikonsuo (S1)   | 45        |
| 5.2.2      | Mäkelä (S2)  | 48        |
| 5.2.3      | Kohteiden S1–S2 sedimenttinäytteet ja kivilaskut                 | 52        |
| 5.2.4      | Takalantien kohteiden kerrosjärjestys ja litologia               | 55        |

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 5.3 | Kohteiden sedimenttifasiesten yhteneväisyys ja tulkinta | 58 |
| 6   | Keskustelu  | 61 |
| 6.1 | Suhde murtoiden rakenteeseen                            | 61 |
| 6.2 | Suhde alueen geomorfologiaan ja sulamisvesireittiin     | 62 |
| 6.3 | Kiramonkulman PMR-kentän syntyolosuhteet                | 63 |
|     | Johtopäätökset  | 66 |
|     | Kiitokset   | 67 |
|     | Lähteet   | 68 |
|     | Liitteet  | 74 |

# 1 Johdanto

Laajat jäätiköitymiset ovat vaikuttaneet merkittävästi ilmastokehitykseen ja valtamerien pinnan muutoksiin maapallon historian aikana. Vaikka ilmastolliset vaihtelut ovat luonnollinen prosessi, on nykyinen ilmaston lämpeneminen ihmistoiminnan kiihdyttämä, minkä seurauksena Grönlannin ja Antarktiksien mannerjäätiköiden massa vähenee nopeasti (The IMBIE Team 2018). Havaitun massan vähenemisen myötä jäätiköiden dynamiikkaa tutkitaan paljon, sillä sulamisvesien lisääntyvä määrä vaikuttaa merenpinnan tasoon (Shepherd & Wingham 2007), ja mahdollisesti jopa Pohjois-Atlantilla vallitsevan AMOC-merivirtajärjestelmän heikkenemiseen (Caesar ym. 2018). Esimerkiksi Grönlannin mannerjäätiköllä supraglasiaalisten sulamisvesien määrä on lisääntynyt huomattavasti 1990-luvulta lähtien (Nienow ym. 2017), ja pintasulamisen on todettu olevan merkittävä tekijä merenpinnan tason muutoksissa myös globaalissa mittakaavassa (Flowers 2018).

Eryityisesti jäätikön pohjan subglasiaalisen hydrologian on havaittu olevan yksi keskeisimpiä, mutta myös huonoimmin tunnettuja jäätikön dynamiikkaan vaikuttavia tekijöitä (Chu 2014; Greenwood ym. 2016; Williams ym. 2020). Sulamisvesien kulkeutumisen ja varastoitumisen on todettu vaikuttavan jään ja sen pohjan väliseen vuorovaikutukseen, mikä puolestaan aiheuttaa muutoksia jäätikön virtausnopeudessa. Virtausnopeuden muutokset taas ovat kytköksissä jään massan vähenemiseen, minkä vuoksi on enenevässä määrin tärkeää ymmärtää sulamisvesien roolia nykypäivän jäätikkösystemeissä (Nienow ym. 2017). Eryityisesti suurten mannerjäätiköiden pohjalla tapahtuvat prosessit ovat kuitenkin vaikeasti tutkittavissa ja mallinnettavissa, minkä vuoksi jäätiköiden alaiset ominaisuudet kaipaavat edelleen paljon lisätutkimuksia (Greenwood ym. 2016).

Menneiden mannerjäätiköiden prosesseja tutkimalla voidaan lisätä tietoa nykyisten jäätiköiden dynamiikkaan vaikuttavista tekijöistä. Fennoskandian mannerjäätikön prosesseja ja siihen liittyviä glasigeenisiiä maaperämuodostumia on tutkittu Suomessa paljon 1900-luvun loppupuolelta lähtien. LiDAR-pohjaisten korkeusmallien käyttöönoton myötä geomorfologista tutkimusta on voitu tehdä entistä laajemmassa, jopa koko Suomen laajuisessa mittakaavassa (Putkinen ym. 2017). Laserkeilaus- eli LiDAR-aineistojen (*light detection and ranging*) pohjalta voidaan tuottaa erittäin tarkkoja, maanpinnan muotoja kuvaavia digitaalisia korkeusmalleja (*digital elevation model, DEM*), joiden käyttöönotto on käytännössä mullistanut geomorfologisen tutkimuksen Suomessa ja muualla maailmassa (esim. Johnson ym. 2015; Putkinen ym. 2017; Lewington ym. 2019; Lewington ym. 2020; Palmu ym. 2021). Tarkkojen korkeusmallien avulla

on mahdollista tutkia entistä pienipiirteisempiä maanpinnan muotoja, joita ei välttämättä voitaisi tunnistaa luonnossa tai perinteisiltä topografisilta kartoilta (Johnson ym. 2015).

Mäkinen ym. (2017) ja Peterson ym. (2017) ovat ensimmäisinä tutkineet Suomesta ja Ruotsista LiDAR-teknologian myötä löydettyjä sulamisvesireittejä ja niillä esiintyviä kolmiomaisia, murtoiksi nimettyjä muodostumia. Murtoiden on sittemmin todettu liittyvän kiinteästi Fennoskandian mannerjäätikön alaiseen hydrologiseen toimintaan. Ne ovat muodostuneet subglasiaalisten sulamisvesireittien yhteyteen, ja niiden oletetaan muodostuneen lämminpohjaisen jään alla kovassa paineessa mannerjäätikön deglasiaatiovaiheessa (Mäkinen ym. 2017; Ojala ym. 2019; Ahokangas ym. 2021). Murtoiden on tulkittu olevan pääasiassa veden kyllästämästä moreenista ja sulamisvesien kerrostamasta lajittuneesta aineksesta muodostuneita kasaantumismuotoja, joita sulamisvedet erodoivat reunoilta ja muovasivat tyypilliseen kolmiomaiseen muotoonsa (esim. Mäkinen ym. 2017, 2018; Peterson Becher & Johnson 2021). Mäkinen ym. (2017) on ehdottanut niiden edustavan hydrologista vaihettumisaluetta kanavoituneen ja hajautuneen subglasiaalisen sulamisvesisysteemin välillä. Näin ollen murtoita tutkimalla voidaan saada uutta tietoa menneiden jäätiköiden subglasiaalisesta toiminnasta.

Murtoiden tutkimus on sittemmin edennyt niiden levinneisyyden ja morfologian tarkastelusta tarkempiin sedimentologisiin tutkimuksiin. Tulosten perusteella murtoilla on havaittu olevan tietynlainen rakenne, joka tukee morfologiaan perustunutta tulkintaa niiden sulamisvesiin liittyvästä alkuperästä (Mäkinen ym. 2018, 2019; Peterson Becher & Johnson 2021; Ojala ym. 2021). Lisäksi tutkimus on laajentunut kattamaan erilaisia murtootyyppejä ja niihin liittyviä muodostumia, kuten Ojala ym. (2021) kuvailemia sulamisvesireiteillä usein esiintyviä polymorfisia kumpuja ja harjanteita (*polymorphous mounds and ridges, PMR*). PMR-muodostumat esiintyvät usein sulamisvesireiteillä erityyppisten murtoiden läheisyydessä. Niillä on osittain samankaltaisia morfologisia piirteitä murtoiden kanssa, mutta epämääräisen muotonsa vuoksi niitä ei voida luokitella varsinaisiksi murtoiksi. Ojala ym. (2021) perusteella niillä on kuitenkin samoja sedimentologisia piirteitä kuin varsinaisilla murtoilla, mikä viittaa samankaltaisiin syntyyolosuhteisiin muodostumien välillä. Näin ollen Ojala ym. (2021) on tulkinnut PMR-muotojen mahdollisesti edustavan murtootyyppejä, joiden kehitys on jäänyt puutteelliseksi. Kaiken kaikkiaan eri murtootyypit esiintyvät jatkumona, ja niiden muoto, rakenne sekä sulamisvesireittien sijainti indikoivat vaihtelevia hydrologisia ominaisuuksia mannerjäätikön pohjalla (Peterson Becher & Johnson 2021; Ojala ym. 2021; Ahokangas ym. 2021). Näin ollen niiden tutkimus on merkityksellistä jäätikön dynamiikan ja sulamisvesien toiminnan ymmärtämisen kannalta.



Tämä tutkielma on toteutettu yhteistyössä Turun yliopiston RewarD -hankkeen kanssa. Sen tarkoituksena on lisätä tietoa murtoiden kanssa usein esiintyvien polymorfisten kumpujen ja harjanteiden (PMR) sedimentologiasta sekä niiden suhteesta Satakunnan Sääksjärven alueen sulamisvesireittiin Lounais-Suomessa. Tutkielmassa tehtyjen havaintojen avulla voidaan tarkemmin tulkita PMR-muotojen syntyyn vaikuttaneita olosuhteita, ja havaintoja voidaan mahdollisesti hyödyntää yhtenä osana sulamisvesireittien ja jäätikön pohjan hydrologian tutkimusta tulevaisuudessa. Tutkimusta lähestytään kolmen tutkimuskysymyksen kautta:

1. Minkälainen on polymorfisten kumpujen ja harjanteiden sedimentologinen rakenne Sääksjärvellä, ja eroaako se jollakin tapaa murtoiden rakenteesta?
2. Millainen on tutkimusalueen polymorfisten kumpujen ja harjanteiden suhde alueen sulamisvesireittiin ja muuhun geomorfologiaan?
3. Voidaanko sedimentologisten ja geomorfologisten havaintojen pohjalta tehdä tulkintoja polymorfisten kumpujen ja harjanteiden syntyyn johtaneista olosuhteista Sääksjärvellä?

## 2 Jäätikön dynamiikka ja subglasiaaliset prosessit

### 2.1 Virtausdynamiikka ja siihen vaikuttavat tekijät

#### 2.1.1 Jäätiköitymiset ja jäätikön massabalanssi

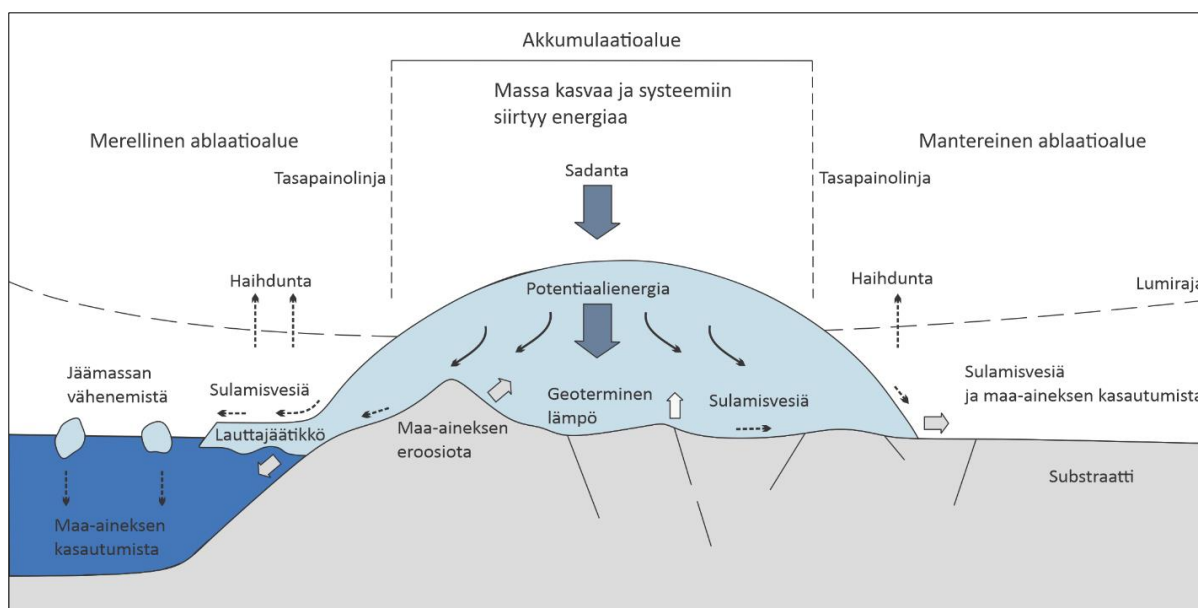
Jääkaudeksi kutsutaan aikaa, jolloin maapallon pinta-alasta suuri osa on jäätiköiden peittämää (Palacios ym. 2022: 9–18). Jääkauden aikana vallitsee vuorottain useita kylmempiä glasiaalikausia ja lämpimämpiä interglasiaalikausia, jotka vaihtelevat syklisesti noin 100 Ka välein (Vázquez-Riveiros ym. 2022: 169–170). Tällä hetkellä maapallolla eletään noin 2,7 Ma vuotta sitten alkaneen jääkauden, Kvartaarikauden, jälkimmäistä epookkia eli holoseenia (Gibbard & Head 2010; Johansson ym. 2011). Holoseenin interglasiaalin katsotaan alkaneen noin 11,7 Ka sitten sen jälkeen, kun Fennoskandian mannerjäätikkö (*Fennoscandian ice sheet*) saavutti huipunkohtansa (*last glacial maximum, LGM*) noin 21–26,5 Ka sitten, minkä jälkeen deglasiatio alkoi (Lisiecki & Raymo 2005; Hughes ym. 2016). Nykyisen holoseenin lämmintä interglasiaalikautta edelsi epävakaiden ilmasto-olosuhteiden ja toistuvien glasiaali- ja interglasiaalikausien luonnehtima pleistoseeniepookki (Gibbard & Head 2010). Niistä viimeisin glasiaalikausi eli Veiksel on meille Suomessa parhaiten tunnettu ja maaperän tutkimuksen kannalta merkityksellisin (Salonen ym. 2006; Johansson ym. 2011).

Glasiaali–interglasiaalisykliä vaihtelu maapallolla on useiden, eri mittakaavan ilmiöiden aikaansaama luonnollinen prosessi. Viimeisin glasiaalisykli (*last glacial cycle, LGC*) kattaa noin miljoonan vuoden mittaisen ajanjakson maapallon historiassa, ja sen ajalta on tunnistettu 10 glasiaali–interglasiaalisykliä, joiden vaihtelu aiheutti huomattavia muutoksia merenpinnan tasossa (Batchelor ym. 2019; Sánchez Goñi 2022: 163–165). Sykliä vaihtelua on perinteisesti selvitetty tutkimalla hapen  $^{18}\text{O}$ - ja  $^{16}\text{O}$ -isotooppien määrää, eli  $\delta^{18}\text{O}$ -suhdetta merisedimenttien fossiileissa, koralleissa ja jäätikköjässä (Lisiecki & Raymo 2005; Spratt & Lisiecki 2016). Suuri  $^{18}\text{O}$ -isotooppien määrä kuvastaa glasiaalikautta, jolloin huomattava osa maapallon vedestä on ollut sitoutuneena jäätiköihin ja merenpinta on ollut matalampana. Suurempi  $^{16}\text{O}$ -isotooppien määrä puolestaan viittaa interglasiaalikauteen ja näin ollen korkeampaan merenpinnan tasoon (Vázquez-Riveiros ym. 2022: 169–170). Keski- ja myöhäispleistoseenin aikana merenpinnan taso vaihteli ajoittain jopa ~130 metriä mannerjäätiköiden vuoroin laajentuessa ja vetäytyessä 100 Ka sykleissä (Spratt & Lisiecki 2016).

Myöhäispleistoseenin jäätiköitymisten syklisyyden on todettu olevan pitkälti seurausta Milanoviciin vuonna 1941 havaitsemista maan kiertoradan ja akselikulman ajoittaisista muutoksista

(*orbital effect*) (Abe-Ouchi ym. 2013; Spratt & Lisiecki 2016). Kiertoradan, akselikulman ja pyörimiskulman muutokset vaikuttavat maapallon eri osiin tulevan säteilyn (*insolation*) määrään ja näin ollen myös ilmastoon ja laajojen jäätiköiden syntymiseen. Milankovićin syklit eivät kuitenkaan täydellisesti selitä vahvaa 100 Ka vuoden vaihteluväliä, vaan myös termohaliini-kierron muutokset, mantereiden sijainti, CO<sub>2</sub>-tason muutokset ja tuhkan määrä ilmakehässä aiheuttavat takaisinkytkentöjen ketjuja, jotka vaikuttavat ilmastoon ja jäätiköiden laajuuteen (Abe-Ouchi ym. 2013; Palacios ym. 2022: 9–18).

Jäätikkö voidaan nähdä eräänlaisena vettä varastoivana systeeminä, joka toimii vuorovaikutuksessa ilmaston ja valtamerien kanssa (Benn & Evans 2010: 22–23). Jäätiköitä voi syntyä millä tahansa alueella, jolla olosuhteet mahdollistavat talven aikana sataneen lumen säilymisen yli useamman vuoden. Jäätiköt jaetaan tyypillisesti sen ylä- tai keskiosissa sijaitsevaan akkumulaatioalueeseen sekä ala- ja reunaosien ablaatioalueeseen (kuva 1), joita erottaa toisistaan tasapainolinja (*equilibrium line*) (Hooke 2020: 17).



Kuva 1. Kaavamainen esitys jäätikön massabalanssiin vaikuttavista tekijöistä (Brodzikowski & van Loon 1991; Benn & Evans 2010, mukaillen).

Jäätikön massa kasvaa akkumulaatioalueella pääasiassa sadantana tulevan lumen kautta, mutta myös esimerkiksi lumivyöryt tai nesteen huurtuminen jäätikön pinnalle voivat johtaa massan kasvuun (Benn & Evans 2010: 30–31). Jäätikköjäätä alkaa muodostua akkumulaatioalueella prosessissa, jossa vuosien mittaan syvemälle hautautuvien lumikerroksien tiheys kasvaa syvyyden ja paineen kasvaessa, jolloin kiteiden rakenne muuttuu. Tällä tavalla syntyvää lunta kutsutaan firm-lumeksi. Prosessin jatkuessa firm tiivistyy, jääkiteet kasvavat ja kiteiden välinen

tila kutistuu, kunnes tuloksena on erittäin tiheä jäätikköjää (Bennet & Glasser 2009: 42). Jäätikön virratessa painovoiman vaikutuksesta alamäkeen akkumulaatioalueelle kerääntynyt massa siirtyy ablaatioalueelle, jolla jäätikkö taas menettää massaa sulamisen, haihdunnan tai jäätikön mereen poikimisen (*calving*) kautta (Benn & Evans 2010: 30–31). Akkumulaation ja ablaation välinen suhde tunnetaan jäätikön massabalanssina (*mass balance*), ja sitä säätelevät pääasiassa alueen topografia ja ilmastolliset tekijät (Hooke 2020: 17).

Suuremmilla jäätiköillä, kuten mannerjäätiköillä, voidaan akkumulaatio ja ablaatioalueet jakaa myös tarkempiin osiin niiden lämpötilaominaisuuksien (*thermal conditions*) perusteella (Jansson ym. 2007; Benn & Evans 2010: 33). Erittäin kylmien jäätiköiden akkumulaatioalueella niiden keskiosissa on kuivan jään alue (*dry snow zone*), jolla sulamista ei tapahdu lähes ollenkaan. Rinteen alemmissa osissa sulamista voi tapahtua suotautumisvyöhykkeellä (*percolation zone*) olosuhteiden vaihettua lämpimämmiksi. Tällä alueella sulamisvettä suotautuu jäätikön pinnan ylimpien kerrosten läpi, jolloin muodostuu vedellä kyllästettyjä (*saturated*) alueita. Tasapainolinjan tuntumassa sulaminen on yhä voimakkaampaa, ja aluetta kutsutaan märän lumen alueeksi (*wet snow zone*) (Jansson ym. 2007). Alueiden koko vaihtelee riippuen vuodenajasta ja korkeuseroista. Esimerkiksi Grönlannin mannerjäätiköllä talviaikaan suurin osa jäätiköstä on kuivaa jättä, ja ablaatiokauden alkaessa systeemin eri osat alkavat kehittyä lämpötilan muutosten seurauksena (Chu 2014). Jäätikön massabalanssin toimintaperiaatteen ymmärtäminen on tärkeää, koska jäätikön akkumulaation taso vaikuttaa sen paksuuteen ja sitä kautta paineen ja stressin jakautumiseen jäätikön pohjalla. Paksuus yhdessä pohjan hydrologian kanssa puolestaan säätelee pitkälti muutoksia jäätikön virtausnopeudessa (Benn & Evans 2010 140–145), mikä on merkittävää esimerkiksi globaalien merenpinnan muutosten seurannan kannalta (Shepherd & Wingham 2007).

### 2.1.2 Jään paineellinen sulamispiste ja jäätikön lämpötilaominaisuudet

Jäätikön sisäinen lämpötila (*thermal regime*) on usean tekijän summa, ja siihen vaikuttaa muun muassa ympäristön lämpötila, maasta tuleva geotermien lämpö, kitka sekä paineolosuhteet jäätikön sisällä (Benn & Evans 2010: 27; Copland 2013: 49). Jään sulamispiste laskee paineen kasvaessa, minkä vuoksi paksumpien jäätiköiden sisäosissa jäätikön paineellinen sulamispiste (*pressure melting point*) voi olla myös negatiivinen (Hooke 2020: 6). Esimerkiksi Antarktiksella mannerjäätikön syvimpien, noin 4000 metrin paksuisten osien pohjalla paineellinen sulamispiste voi olla -2,5 astetta (Copland 2013: 49). Paineen ja jään sulamispisteen välinen yhteys mahdollistaa nestemäisen veden olemassaolon myös erittäin kylmien jäätiköiden pohjalla, ja

näin paineellinen sulamispiste vaikuttaa myös jäätikön hydrologiaan, virtausnopeuteen ja pohjan sedimenttien deformaatioon.

Jäätiköitä luokitellaan kolmeen luokkaan sen mukaan, ovatko niiden sisäosat paineellisessa sulamispisteessä vai sen yläpuolella (Hooke 2020: 6). Kylmäksi jäätiköksi (*polar glacier*) kutsutaan jäätikköä, joka on kauttaaltaan paineellisen sulamispisteen alapuolella, eikä nestemäistä vettä juurikaan esiinny. Lämpimillä jäätiköillä (*temperate glacier*) taas jäätikön sisäosat voivat olla paineellisessa sulamispisteessä, jolloin pohjalla esiintyy vapaasti nestemäistä vettä. Polytermiseksi jäätiköksi (*polythermal glacier*) kutsutaan näiden kahden tyyppin yhdistelmää (Bennet & Glasser 2009: 55). Sisäosien lämpötila riippuu pääasiassa pohjalla kitkan, jäätikön deformaation ja geotermisen energian kautta syntyvän lämmön määrästä, yläpuoleisen jään lämpötilagradientista ja näiden kahden välisestä lämmön johtumisesta (*conduction*) (Bennet & Glasser 2009: 55–57). Erityisesti suurten mannerjäätiköiden eri osilla saattaa olla hyvin erityyppisiä termisiä ominaisuuksia, ja myös nykyiset Grönlannin ja Antarktiksien mannerjäätiköt voidaan luokitella polytermisiksi niiden kompleksisuuden vuoksi (Copland 2013: 51). Osassa mannerjäätikköä voi jää esimerkiksi olla jäätyneet kiinni alustansa, eikä liikettä ja pohjan deformaatiota tällöin tapahdu. Vastaavasti jäätikön lämpimissä osissa virtausnopeus ja pohjan deformaatio on voimakkaampaa nestemäisen veden voitelevan vaikutuksen vuoksi (Bennet & Glasser 2009: 55). Näin ollen termiset ominaisuudet ja niiden muutokset yhdessä pohjan materiaalin ja topografian kanssa vaikuttavat jäätikön virtausprosesseihin merkittävästi.

### 2.1.3 Jäätikön virtaustavat ja pohjan materiaali

Akkumulaatio- ja ablaatioalueiden välinen rinteiden korkeuseroista johtuva kaltevuus aiheuttaa epätasapainoa massan välillä, ja jäätikkö virtaa painovoiman vaikutuksesta akkumulaatioalueelta ablaatioalueelle (Hooke 2020: 17). Mannerjäätiköillä virtaus on voinut keskittyä alueellisesti jäätikkövirtoihin (*ice stream*), eli pieniin, ympäristöään nopeammin virtaaviin alueisiin. Merkittävä osa jäätikön purkautumisesta tapahtuu jäätikkövirtojen kautta, vaikka ne kattavat melko pienen osan nykyisistä jäätiköistä (Kyrke-Smith ym. 2014b). Jäätikön virtausnopeus ja pääasiallinen virtauksen tapa riippuvat useasta tekijästä. Jäätikön pinnan geometria, jään fyysiset ominaisuudet, ympäristön topografia, pohjan materiaali, jäätikön hydrologia ja reunan olosuhteet vaikuttavat kaikki siihen, kuinka nopeasti ja millä tavoin jäätikkö tasaa eroa akkumulaatio- ja ablaatioalueiden massojen välillä (Viskoot 2011: 246).

Painovoiman aiheuttamaa voimaa, joka kohdistuu jäätikköön ja aiheuttaa vaihtelevan suuruista deformaatiota (*strain*), kutsutaan jännitykseksi (*stress*) (Hooke 2020: 10–12). Jäätikön dynamiikan kannalta merkittäviä ovat siihen vertikaalisesti kohdistuva normaalijännitys (*normal stress*) ja pinnan suuntaisesti kohdistuva leikkausjännitys (*shear stress*). Pohjan leikkausjännityksen (*basal shear stress*) suuruutta määrää ensisijaisesti jäätikön paksuus ja pinnan kaltevuus niin, että paksumman ja pinnaltaan kaltevamman jäätikön alla pohjan leikkausjännitys on suurempi (Bennet & Glasser 2009: 47). Jää voi deformatua melko alhaisen leikkausjännitysvoiman alla. Kovan kalliopohjan päällä leikkausjännitys vaihtelee yleensä 50 kPa ja 100 kPa välillä (Bennet & Glasser 2009: 47). Pehmeän pohjan (*deformable sediment*) päällä leikkausjännityksen määrä voi olla kuitenkin alhaisempi. Tällöin suuri osa jäätikön liikkeestä voi tapahtua sedimenttien virtauksen ja deformaation kautta, jolloin pohjan hydrologialla ja materiaalin ominaisuuksilla on suuri vaikutus liikkeen tapahtumiseen (Viskoot 2011: 251).

Jäätikön virtaus luokitellaan kolmeen erilaiseen tyyppiin, joita ovat sisäinen deformaatio (*internal deformation*), liukuminen (*basal sliding*) ja pohjan deformaatio (*soft bed deformation*) (Bennet & Glasser 2009: 51). Sisäistä deformaatiota tapahtuu kaikentyyppisillä jäätiköillä, mutta esimerkiksi liukumista tapahtuu pääasiassa vain lämpimillä ja polytermisillä jäätiköillä (Viskoot 2011: 248). Sisäinen deformaatio tapahtuu jäätiköllä kahdella tapaa. Jäätikön viruessa (*creep*) jääkiteet deformatuvat plastisesti ja kiteiden välillä tapahtuu dislokaatioliikettä leikkausjännityksen niihin kohdentaman voiman aikaansaamana (Bennet & Glasser 2009: 51; Hooke 2020: 46–52). Glenin virtauslain (*Glen's flow law*) mukaan suhde leikkausjännityksen ja virunnan kesken toimii yksinkertaistettuna niin, että mitä suurempi jäähen kohdistuva jännite on, sen suurempaa viruminen on (Benn & Evans 2010: 115–116). Jään paksuudesta aiheutuvan paineen ja korkeamman jännitteen ohella myös pohjan korkeampi lämpötila lisää jään plastiisuutta, joten jäätikön pohjalla jään deformaatio on voimakkaampaa kuin sen pintaosissa. Virunnan lisäksi deformaatiota tapahtuu siirrostien ja liikuntojen kautta, joskin virunnan merkitys on jäätikön liikkeen kannalta suurempi (Bennet & Glasser 2009: 51).

Sisäisen deformaation lisäksi jäätikkö liikkuu liukumalla (*basal sliding*) alustansa yli. Myös liukumiseen liittyy virumista (*enhanced basal creep*) jään kohdatessa topografisia esteitä (Bennet & Glasser 2009: 51). Jäätikön liukuessa esimerkiksi kallioperän kohoumaa vasten syntyy esteen proksimaalipuolelle korkeamman paineen alue, ja jäätikkö virtaa tehokkaasti esteen ympäri paine-erojen vuoksi (Benn & Evans 2010: 118–119). Toinen liukumisen tapa on regelaatio (*regelation slip*), jossa jää sulaa paineen vuoksi kohdatessaan pohjan esteitä ja uudelleenjäättyä paineen alentuessa esteen distaalipuolella (Bennet & Glasser 2009: 51). Liukumisen tehokkuus

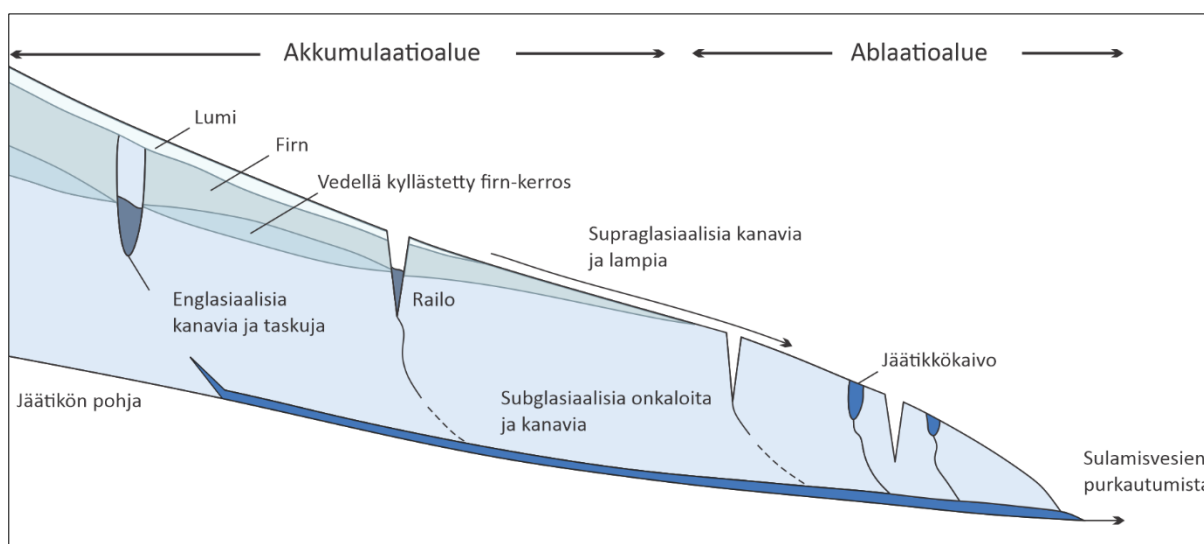
pohjalla riippuu topografian lisäksi myös kitkan määrästä, mihin puolestaan liittyy sulamisvesien määrä jäätikön pohjalla niin, että veden määrän ollessa suuri myös liukuminen tehostuu (esim. Nienow ym. 2017; Williams ym. 2020).

Kolmas virtaustapa liittyy pohjan materiaalin, eli yleensä jäätikkösyntyisen moreenin (*till*), deformaatioon (*subglacial bed deformation*). Jäätikön pohjaan kohdistama paine lisää painetta sedimenttien huokosissa, mikä saa rakeet irtaantumaan toisistaan ja virtaamaan (Bennet & Glasser 2009: 51). Tämä synnyttää massan, jonka päällä jäätikkö voi liikkua hyvinkin tehokkaasti. Pohjan deformaation voimakkuus riippuu sedimenttikerroksen paksuudesta, materiaalista ja vedenpaineesta. Moreenin ominaisuudet vaihtelevat suuresti, minkä vuoksi pehmeän pohjan deformaatiota on vaikea mallintaa (Viskoot 2011: 251).

## 2.2 Jäätikön hydrologinen systeemi

### 2.2.1 Sulamisvesien lähteet, kulkeutuminen ja varastoituminen

Sulamisvesien varastoituminen ja kulkeutuminen jäätikön eri osissa vaikuttaa jäätikön alaisiin paineolosuhteisiin ja virtaustoimintaan. Jäätikön hydrologinen systeemi koostuu kolmesta päätasosta, joita ovat jäätikön pinnan (*supraglacial*), sisäosan (*englacial*) ja pohjan (*subglacial*) sulamisvesisysteemit (kuva 2) (Fountain & Walder 1998; Benn & Evans 2010: 58). Näiden lisäksi myös jäätikön reunaosien hydrologia (*proglacial hydrology*) on osa sulamisvesisysteemiä (Chu 2014).



Kuva 2. Yksinkertaistettu kaavio sulamisvesien kulkeutumisesta jäätikön eri osissa (Fountain & Walder 1998; Bennet & Glasser 2009, mukailen).

Sulamisvesiä syntyy lämpöenergian ollessa riittävän suurta, jotta jään muuttuminen vedeksi on mahdollista (Glasser 2013: 61–63). Sulamisvesiä syntyy yleensä eniten jäätikön pintaosissa. Esimerkiksi Grönlannin mannerjäätiköllä suurin sulamisvesien lähde on auringon säteilyn ja jäätikön pinnan alenevan albedon aikaansaama pintasulamien (Nienow ym. 2017), tosin sulamista tapahtuu myös kitkan, jäätikön aiheuttaman paineen ja geotermisen energian aikaansaamana jäätiköiden muissa osissa (Glasser 2013: 61; Chu 2014). Sulamisvesien määrä on monilla jäätiköillä sidoksissa vuodenaikavaihteluun. Esimerkiksi Grönlannin mannerjäätiköllä kesäajan sulamiskaudella syntyy huomattavasti enemmän sulamisvesiä kuin talvella, mikä vaikuttaa kausittaisesti muun muassa jäätikön virtausnopeuteen (Greenwood ym. 2016; Nienow ym. 2017).

Kaikki sulamisvedet eivät kulkeudu välittömästi jäätikön pohjalle tai ympäröiviin vesistöihin, vaan ne voivat varastoitua jäätikön osiin eri ajallisissa mittakaavoissa (Jansson ym. 2003). Yleisesti ottaen vesi varastoituu jäätiköihin lumena ja jäänä vuosien tai vuosisatojen ajaksi, mikä vaikuttaa laajemmin globaaliin merenpinnan tasoon (Jansson ym. 2003; Shepherd & Wingham 2007). Vesiä voi varastoitua myös kausittaisesti esimerkiksi supraglasiaalisiin järviin, joista vesi kulkeutuu joko jäätikön pintaa pitkin vesistöihin tai railojen (*crevasse*) ja jäätikkökaivojen (*moulin*) kautta englasiaaliseen ja subglasiaaliseen systeemiin (Glasser 2013: 61). Kuten supraglasiaalisessakin systeemissä, sulamisvesiä voi myös varastoitua esimerkiksi painanteisiin jäätikön alla. Subglasiaaliset järvet vaikuttavat myös merkittävästi jäätikön hydrologiaan, liikkeisiin ja massabalanssiin, sillä ne voivat varastoida ja vapauttaa suuria määriä sulamisvesiä (Livingstone ym. 2016).

### 2.2.2 Sulamisvedet jäätikön pinnalla ja sisäosissa

Sulamisvesiä syntyy jäätikön pintaosissa auringon lämpöenergian vaikutuksesta. Supraglasiaaliset virtausuomat ovat tyypillisesti muutamia metrejä leveitä, ja niiden geometria ja virtaama riippuvat jäätikön pinnan kaltevuudesta ja tasaisuudesta (Chu 2014). Uomat voivat virrata jäätikön pintaosia pitkin proglasiaalisiin vesistöihin tai meriin, mutta erityisesti lämpimillä jäätiköillä ne usein päätyvät jäätikön sisäosiin railojen ja jäätikkökaivojen kautta (Glasser 2013: 64; Chu 2014). Supraglasiaalinen systeemi käynnistyy yleensä keväällä sulamiskauden alussa niin, että vesi suotautuu lumi- ja firn-kerrosten läpi ja jäätyy uudelleen syvemmälle päätyessään, muodostaen pinnan tuntumaan vedellä kyllästettyjä firn-kerroksia (Fountain & Walder 1998). Sulamiskauden jatkuessa pinnan systeemi muuttuu kanavoituneeksi, ja vesien kulkeutuminen jäätiköllä keskittyy virtausuomiin (Jansson ym. 2007).



Pinnan sulamisvedet varastoituvat usein supraglasiaalisiin järviin tai firn-akvivereihin. Osa supraglasiaalisista järvistä voi olla monivuotisia, kuten esimerkiksi Grönlannin mannerjäätikön länsipuolella, jossa suuret supraglasiaaliset järvet ovat yhteydessä toisiinsa pienten kanavien välityksellä ja muodostavat näin oman systeeminsä (Jansson ym. 2007). Esimerkiksi Grönlannin mannerjäätiköllä järviä syntyy kausiluontoisesti ablaatioalueella, ja niiden purkautuessa syntyvät sulamisvedet vaikuttavat jäätikön virtausnopeuteen (Leeson ym. 2014; Lai 2021). Sulamisvesiä voi varastoitua myös jäätikön sisään firn-akvivereihin pinnan sulamisvesien suotautuessa ylempiin firn-kerroksiin (Brangers ym. 2020). Firn-akviferit vaikuttavat jäätikön lämpötilaominaisuuksiin ja massabalanssiin, sillä niihin varastoituva vesi voi aiheuttaa jäässä hydraulista murtumista (*hydraulic fracturing*), jolloin vesi pääsee purkautumaan englasiaalisiin ja subglasiaalisiin systeemeihin (Flowers 2018; Brangers ym. 2020).

Mikäli sulamisvedet eivät kulkeudu pintavaluntana vesistöihin tai varastoidu jäätikön pintaosiin, ne päätyvät jäätikön sisäiseen eli englasiaaliseen systeemiin. Englasiaalisen systeemin katsotaan yleensä kattavan kaiken jäätikön pinnan ja pohjan välillä, mutta käytännössä englasiaalisen alueen voidaan määritellä alkavan siitä, missä veden kyllästävä firn-kerros loppuu ja varsinainen jäätikköjää alkaa (Fountain & Walder 1998). Englasiaalisen verkoston muodostuminen ja laajuus riippuvat jäätikön lämpötilasta sekä sulamisvesien virtaamasta ja määrästä (Greenwood ym. 2016). Englasiaalinen virtaus on tyypillisesti runsaampaa jäätikön ablaatioalueella, jossa sulaminen on voimakasta, mutta myös akkumulaatioalueen kylmän jään alueella voi paikoin esiintyä tehokasta englasiaalista virtausta (Gulley ym. 2009).

Suurin osa sulamisvesistä kulkeutuu englasiaaliseen systeemiin railojen ja jäätikkökaivojen kautta (Hooke 2020: 203). Railoja syntyy jäätikössä olevan jännitteen vuoksi pinnan halkeamiin silloin, kun halkeamat laajenevat horisontaalisesti jäätikön pituusakselin suuntaan sulamisvesien vaikutuksesta (Chu 2014). Erittäin nopeaa virtausta jäätikön sisään tapahtuu jäätikkökaivojen kautta. Jäätikkökaivot syntyvät railoista esimerkiksi silloin, kun supraglasiaalinen virtaus leikkaa railoja ja virtaus on tarpeeksi voimakasta (Jansson ym. 2007). Jäätikkökaivoja voi syntyä myös supraglasiaalisiin järviin varastoituneen veden aiheuttaessa hydraulista murtumista alapuoleisessa jäässä, jolloin kokonaiset järvet voivat imeytyä nopeasti jäätikön sisään (Das ym. 2008; Chu 2014). Tällöin jäätikön ja sen pohjan väliin voi muodostua paineellinen vesitasku (*blister*), josta vesi virtaa säteittäisesti eri suuntiin voimakkaina virtauksina (Lai ym. 2021). Nopea veden kulkeutuminen jäätikön pohjalle horjuttaa subglasiaalista hydrologista systeemiä, tehostaa pohjan ja sen alustan irtautumista toisistaan (*decoupling*) ja edesauttaa näin jäätikön liukumista alustansa pitkin (Fountain & Walder 1998; Das ym. 2008).

### 2.2.3 Subglasiaalinen systeemi ja vedenpaine

Subglasiaalinen vedenpaine on yksi glasiaalihydrologian tärkeimpiä elementtejä, sillä paineolosuhteiden spatiotemporaalinen jakautuminen vaikuttaa jäätikön virtausnopeuteen ja sedimenttien deformaatioon (Greenwood ym. 2016; Davison ym. 2019). Subglasiaalisten sulamisvesien vedenpaine vaikuttaa suoraan efektiiviseen paineeseen (*effective normal pressure*) jäätikön pohjalla, joka puolestaan vaikuttaa siihen, miten tehokkaasti jäätikkö voi liukua pohjan päällä. Kylmän jäätikön pohjalla efektiivinen paine on kutakuinkin yhtä suuri kuin yläpuoleisen jäätikön paino, koska sulamisvesiä ei juuri esiinny. Sulamisvesien vaikutuksesta efektiivinen paine pohjalla kuitenkin laskee vedenpaineen verran. Efektiivisen paineen ja vedenpaineen suhdetta voidaan kuvata kaavalla

$$N = pgh - wp$$

jossa  $N$  on efektiivinen paine,  $p$  on jään tiheys,  $g$  on putoamiskiihtyvyys,  $h$  on jäätikön paksuus ja  $wp$  on subglasiaalinen vedenpaine (Bennet & Glasser 2009: 90). Todellisuudessa kaava pätee vain tasaisen pohjan päällä, ja paineolosuhteisiin vaikuttaa paikallisesti myös pohjan topografia. Erilaisten pohjan esteiden jään- ja suojanpuolilla vallitsee paine-ero niin, että paine on suurempi jään puolella ja pienempi esteen suojanpuolella (Glasser 2013: 66–67).

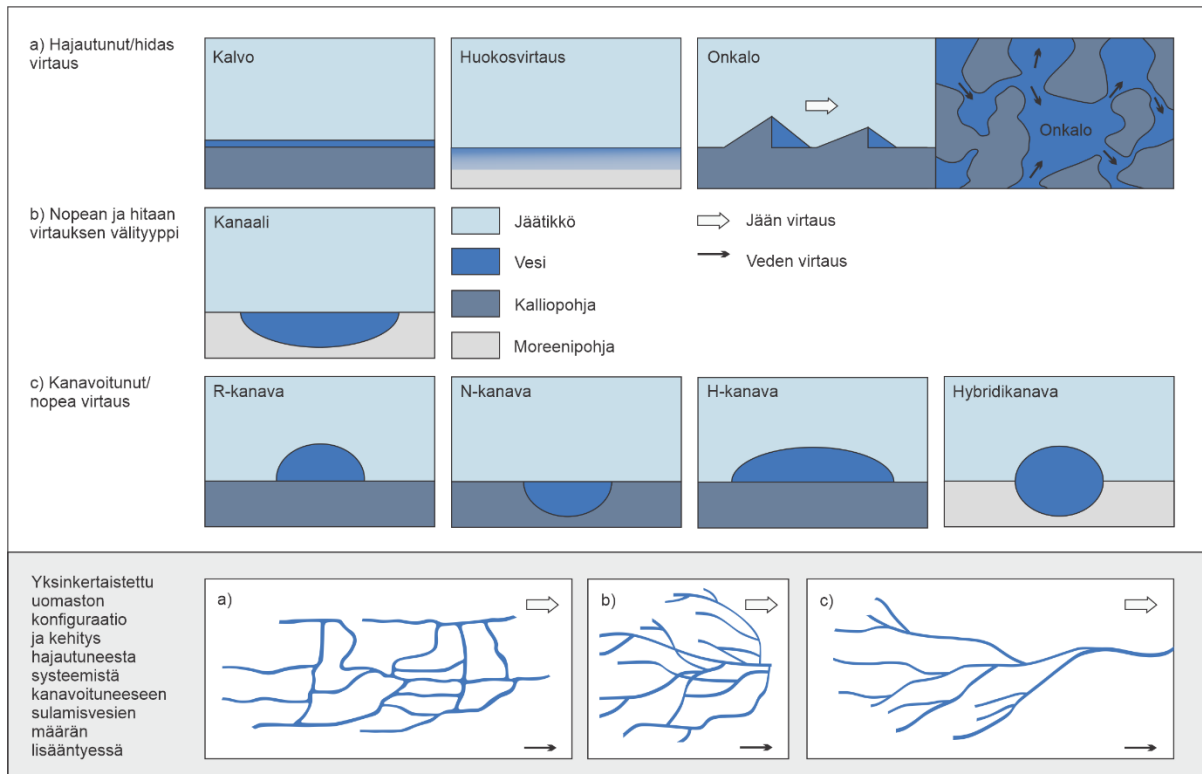
Vesi virtaa jäätikön pohjalla hydraulisen potentiaalin (*hydraulic potential*) mukaan, joka ohjautuu pohjan painegradientin (*pressure gradient*) muodostumista. Virtaus tapahtuu suuremman hydraulisen potentiaalin alueilta matalamman potentiaalin alueille painegradientin suuntaisesti, eli toisin sanoen vesi virtaa korkeamman paineen alueilta matalamman paineen alueille kohti paineminimiä (Glasser 2013: 67). Vaikka paine-eroilla onkin merkitystä pohjan paineolosuhteiden muodostumisessa, on jäätikön pinnan kaltevuudella kuitenkin pohjan topografiaa suurempi merkitys painegradientin syntymisessä, joten vesi pystyy paikoin virtaamaan myös esimerkiksi ylämäkeen (Greenwood ym. 2016).

Subglasiaalisia virtaustyypppejä kuvataan yleensä joko kanavoituneina eli sulamisvesiä keskittävinä (*channelized*) tai hajautuneina (*distributed*), tosin esimerkiksi Fountain & Walder (1998) toteaa jaottelun olevan osittain harhaanjohtava, sillä myös hajautuneissa systeemeissä muodostuu virtauskanavia. Virtaustyyppit voidaan jaotella myös nopeisiin ja hitaisiin systeemeihin, ja esimerkiksi Greenwood ym. (2016) sisällyttää perinteiset kanavoituneet systeemit nopeisiin ja hajautuneet systeemit hitaisiin sulamisvesisysteemeihin. Nämä kaksi tyyppiä ovat kuitenkin ääripäitä, ja sulamisvesisysteemit voivat esiintyä myös jatkumona niiden välillä (Davison ym.

2019). Subglasiaalisten virtaustyyppien muodostuminen ja vaihtuminen riippuu pitkälti sulamisvesien määrästä ja sen myötä syntyvästä vedenpaineesta, efektiivisestä paineesta ja vallitsevasta painegradientista. Lisäksi myös pohjan materiaalilla ja topografialla on merkitystä systeemien muodostumisen kannalta (Bennet & Glasser 2009: 90–92).

Subglasiaaliset hydrologiset systeemit voidaan jaotella niiden konfiguraation mukaan eri tyyppisiin, jotka kehittyvät ajassa ja paikassa (kuva 3). Kanavoituneen tai nopean systeemin tyyppiesimerkkinä pidetään tunnelisysteemiä (*conduit* tai *tunnel network*), jossa paine on alhainen ja vesi virtaa tehokkaasti kohti jäätikön reunaan (Greenwood ym. 2016). Kanavoitunut systeemi kerää sulamisvesiä ympäröiviltä korkeamman paineen alueilta painegradientin mukaisesti. Tehokasta systeemiä luonnehditaan yleensä suurena jäähän porautuneena, sylinterimäisenä virtausuomana, jota kutsutaan R-kanavaksi (*Röthlisberger channel*) (Hooke 2020: 209). R-kanavien koko riippuu sulamisvesien virtauksen aiheuttaman laajenemisen ja efektiivisen paineen aiheuttaman jäätikön virumisen ja tunnelin sulkeutumisen välisestä suhteesta. Silloin, kun sulamisvesien virtaama on alhainen ja efektiivinen paine on korkea, pyrkii kanava sulkeutumaan (Davison ym. 2019). R-kanavien lisäksi on tunnistettu myös N-kanavia (*Nye channel*), jotka ovat kovertuneet kalliopohjaan yläpuoleisen jäätikön sijasta, sekä H-kanavia, jotka muistuttavat muodoltaan matalampia R-kanavia. Myös R- ja N-kanavan välimuotoja, hybridikanavia, oletetaan syntyvän tietyissä olosuhteissa (Davison ym. 2019; Hooke 2020: 208–209).

Hajautuneissa systeemeissä virtaus tapahtuu pinta-alaltaan laajemmalla alueella, virtaus on hitaampaa ja vedenpaine on korkea (Greenwood ym. 2016). Yksi kovan pohjan päälle syntyvä hajautuneen systeemin tyyppi on ohut, noin millimetrin paksuinen vesikalvo (*Weertman film*) (Fountain & Walder 1998). Kalvo ei kuitenkaan ole kovin pysyvä systeemi, sillä vesi tapaa hakeutua virtausuomiin. Weertmanin kalvoon liittyvät tutkimukset ovat kuitenkin merkittäviä jäätikön liukumiseen liittyvien teorioiden kannalta (Glasser 2013: 65). Toinen hitaan systeemin tyyppi ovat kovan pohjan päälle syntyvät vesionkalot (*linked-cavity system*), jotka syntyvät topografisten esteiden suojanpuolelle ja joita yhdistävät pienet kanavat (*orifice*) (Hooke 2020: 209). Onkaloiden kokoa kontrolloi jäätikön liukumisnopeus pohjaa pitkin, jään viskositeetti, veden virtaama ja efektiivisen paineen suuruus. Suhde paineen ja virtaaman välillä on onkalosysteemeissä erilainen kuin kanavoituneessa tunnelisysteemeissä. Onkalosysteemit ovat melko pysyviä, sillä suurempi virtaama johtaa niissä suurempaan vedenpaineeseen, eivätkä systeemin suuremmat uomat pyri kasvamaan pienempien kustannuksella (Benn & Evans 2010: 73–75). Yhteen liittyneiden vesionkaloiden oletetaan usein olevan hallitsevin hajautuneen systeemin muoto (Davison ym. 2019).



Kuva 3. Hajautuneen ja kanavoituneen subglasiaalisen systeemin ja niiden välisen vaihettumisalueen virtausmekanismien ja uomaston tyyppiesimerkit. Alempi kaavio kuvaa systeemin kehitystä a) hajautuneesta onkalosysteemistä b) nopean ja hitaan systeemin välimaastossa syntyvään kanaalisysteemiin ja lopulta c) kanavoituneeseen tunnelisysteemiin (Fountain & Walder 1998; Carr ym. 2013; Davison ym. 2019, mukailten).

Erityisesti suurilla mannerjäätiköillä jäätikkö ei ole suoraan kosketuksissa kovaan kalliopohjaan, vaan niiden välissä on monin paikoin moreenista muodostunut, vaihtelevan paksuinen sedimenttikerros. Sulamisvesien käyttäytyminen pehmeän pohjan päällä riippuu paljon moreenin ominaisuuksista ja on näin vaikeasti mallinnettavissa (Jansson ym. 2007). Pehmeän pohjan päälle syntyvä systeemi jaetaan usein kahteen tyyppiin. Vettä voi virrata hitaasti sedimenttien huokosissa, mikäli pohjalla on tarpeeksi vettäläpäiseviä sedimenttikerroksia (Fountain & Walder 1998). Huokosten ollessa kyllästettyjä vedellä sedimentit voivat deformoitua yläpuoleisen jäätikön vaikutuksesta, jolloin vesi voi kulkeutua eteenpäin advektiolla sedimenttien deformaatiessa, tai se voi virrata painegradientin mukaisesti sedimenttien huokosissa korkeammasta paineesta matalampaan (Glasser 2013: 65–66). Vesi voi virrata mahdollisesti myös pienissä kanavissa sedimenttikerrosten sisässä tai ohuena kalvona kerrosten ylimmissä osissa (Glasser 2013: 65–66). Toinen mahdollinen virtaustapa pehmeän pohjan päällä on subglasiaalisten kanaalien muodostuminen, jotka voidaan luokitella nopean ja hitaan systeemin välimuodoksi (Fountain & Walder 1998; Benn & Evans 2010: 76; Davison ym. 2019). Kanaalisysteemissä vesi virtaa kutakuinkin samalla toimintaperiaatteella kuin onkalosysteemissä, ja näin ollen on myös suhteellisen pysyvä systeemi (Benn & Evans 2010: 76; Kyrke-Smith & Fowler 2014a). Lisäksi

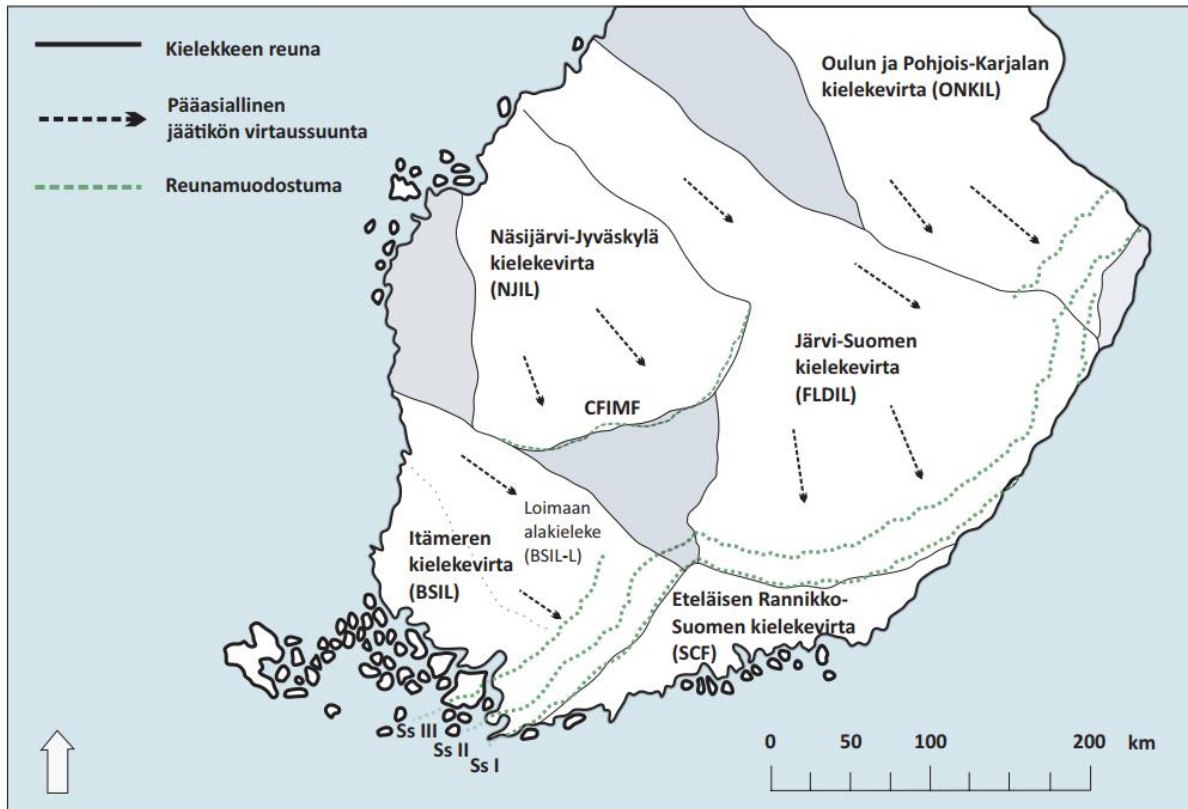
Kyrke-Smith & Fowler (2014a) kehittivät kanaaleille vaihtoehtoisen mallin subglasiaalisten virtojen (*streams*) syntymisestä mannerjäätiköiden alla. Kyrke-Smith & Fowler (2014a) kuvaa näitä virtoja leveinä, suomalaisina alueina, ja tulosten perusteella ainakin Etelämantereella on mahdollista, että vesi virtaa hitaasti näissä suomalaisissa virroissa niin, että aika ajoin syntyy suurempia kanavia tulvien vaikutuksesta.

Hitaat ja nopeat systeemit eivät ole pysyviä, vaan kehittyvät kausittaisesti sulamisvesien määrän mukaan ja voivat vaihettua toisiksiin (Carr ym. 2013; Glasser 2013: 68–69). Kehitys voi olla joko vuodenaikaista tai vuorokauden ajasta riippuvaa, tai kehitys voi tapahtua äkillisen sulamisvesien purkauksen johdosta (Andrews ym. 2014). Esimerkiksi Grönlannin mannerjäätiköllä sulamisvesisysteemit kehittyvät vuodenaikaisesti sulamiskauden mukaan (Andrews ym. 2014; Nienow ym. 2017). Talviaikaan sulamisvesiä on vähemmän, jolloin subglasiaalinen systeemi on hajautunut ja jäätikkö on hidasliikkeinen. Sulamisvesien määrän kasvaessa vedenpaine systeemissä kasvaa, kitka pohjalla pienenee ja jäätikkö liukuu tehokkaammin pohjaa pitkin (Carr ym. 2013). Tällöin hajautuneen sulamisvesisysteemin kantokyky ylittyy, ja systeemi alkaa vaihettua tehokkaammaksi. Lopulta systeemi kehittyy kanavoituneeksi, jolloin vedenpaine laskee, kitka lisääntyy ja jäätikön liike alkaa jälleen hidastua (Andrews ym. 2014; Nienow ym. 2017).

### 2.3 Glasiodynaamiset alueet ja sulamisvesireitit Suomessa

Suurilla mannerjäätiköillä reuna-alueiden virtaus on usein keskittynyt virtauskielekkeisiin (*ice lobes*), jotka kehittyvät jäätikön virratessa ja säilyvät yleensä läpi deglasiaatiovaiheen (Zumberge 1968). Fennoskandian mannerjäätikkö oli jakautunut deglasiaatiovaiheen aikana glasiodynaamisiin alueisiin, joiden virtauskielekkeiden sijainti on Suomessa rajattu muun muassa päätemoreenien, lineaatioiden, harjusysteemien ja kielekkeiden välisten muodostumien sijainnin perusteella (Johansson ym. 2011; Putkinen ym. 2017). Nuoremman Dryaskauden ja varhaisen holoseenin aikaiset glasiodynaamiset alueet on Palmu ym. (2021) perusteella jaettu kahdeksaan päävirtauskielekkeeseen (*ice-lobe province*) ja yhdeksään kielekkeiden välialueeseen (*interlobate region*). Näiden lisäksi Lapissa sijaitsee jäänjakaja-alue (*ice-divide zone*), jonka ympäristössä jäätikön liike on ollut lähes olematonta. Etelä-Suomessa virtauskielekkeitä on neljä (kuva 4), joista Itämeren, Järvi-Suomen ja Pohjois-Karjalan virtauskielekkeet liittyvät Salpausselkien I-III muodostumiseen ja Näsijärvi-Jyväskylä-kieleke taas Sisä-Suomen reunamuodostuman (CFIMF) syntyyn (Johansson ym. 2011). Joidenkin virtauskielekkeiden sisältä on lisäksi tunnistettu alakielekkeitä (*sub-province*), kuten esimerkiksi Itämeren virtauskielekkeen

(*Baltic sea ice-lobe, BSIL*) sisäinen Loimaan alakieleleke (*BSIL-L*) (Mäkinen 2003; Palmu ym. 2021). Jäätikön virtauskielekkeet indikoivat mannerjäätikön aktiivisuutta ja nopeaa liikettä, ja jään pääasiallinen virtaussuunta on kielekkeiden sisällä yhdenmukainen (Palmu ym. 2021). Virtauskielekkeiden väliset alueet puolestaan indikoivat passiivisia alueita, joilla jäätikön liike on ollut vähäistä. Näillä alueilla jäätikön kulutusvoima on ollut pientä, ja näin ollen joillakin kielekkeiden välialueilla on säilynyt myös Myöhäis-Veikseliä vanhempia kerrostumia (Johansson ym. 2011).



Kuva 4. Jäätikön virtauskielekkeet Etelä-Suomessa. Itämeren kielekevirta (BSIL) oli deglasiation aikaan jakautunut kahteen osaan, joista pienempi Loimaan alakieleleke on pohjoisempi (Johansson ym. 2011; Palmu ym. 2021, mukailten).

Jäätikön aktiivisilla virtauskielekkeillä tavataan monipuolisesti erilaisia sulamisvesien ja jäätikön dynaamikan aikaansaamia kulutus- ja kasaantumismuotoja. Subglasiaalisten virtojen jälkiä tavataan usein erityyppisillä sulamisvesireiteillä (*corridors, routes*), joiden koko voi sekä leveydeltään että pituudeltaan vaihdella sadoista metreistä useisiin kilometreihin (Ahokangas ym. 2021). Sulamisvesireiteillä on erilaisia jäätikön toimintaan viittaavia jälkiä, kuten muodoltaan vaihtelevia kumpareita, murtookenntiä ja pohjaan piirtyneitä subglasiaalisten uomien jälkiä (Peterson ym. 2017; Ahokangas ym. 2021). Suomessa virtauskielekkeiltä on kartoitettu yhteensä 15 240 erityyppistä sulamisvesireittiä (Ahokangas ym. 2021). Reitit on jaettu kumpumoreeni-reitteihin, murtooreitteihin, proglasiaalisiin ja marginaalisiin reitteihin sekä muihin reitteihin.

Erityyppiset reitit harjujen ohella edustavat Fennoskandian mannerjäätikön alla toiminutta hydrologista systeemiä (Ahokangas ym. 2021). Vastaavanlaisia paleohydrologisia jälkiä on Ruotsissa tutkinut Peterson ym. (2017) ja esimerkiksi Kanadassa Lewington ym. (2020).

Suomessa tutkituista reiteistä 573 oli murtooreittejä, joilla esiintyy erityyppisiä murtoita sekä niihin liittyviä muodostumia. Murtooreittejä esiintyy sekä sulamisvesireittien kanssa että vieressä, ja joskus harvoin kenttä saattaa esiintyä ilman laajempaa yhteyttä sulamisvesireittiin (Ahokangas ym. 2021). Murtooreittejä esiintyy eniten Etelä- ja Keski-Suomessa jäätikkökielekkeiden keskiosissa, kun taas kielekkeiden passiivisilla välialueilla niitä ei juurikaan ole (Ojala ym. 2019). Reittejä esiintyy tyypillisesti esimerkiksi lineaatiokenttien vieressä, jäätikön kielekkeiden hiertovyöhykkeillä ja yhtymäkohdissa, kallioperän kohoumien suojapuolilla, kallioperän murroslaaksoissa ja potentiaalisten subglasiaalisten järvien lähetyvillä (Ahokangas ym. 2021). Lisäksi kenttien läheisyydessä tai yhteydessä esiintyy usein kumpu- ja juomumoreenialueita (Mäkinen ym. 2017). Murtooreittien on tulkittu syntyvän hajautuneen ja kanavoituneen sulamisvesisysteemin vaihettumisvyöhykkeellä (Mäkinen ym. 2017, 2019). Reittien muodostumista edesauttaa Ahokangas ym. (2021) perusteella efektiivisen paineen oleminen lähellä nollaa, jäätikön hidas tai keskinopea liike ja subglasiaalisen materiaalin määrä. Syntyyn vaikuttaa oleellisesti myös sulamisvesien määrä sekä alueen topografia ja kallioperän erodoituvuus. Käytännössä reittien oletetaan muodostuvan, kun jäätikön alla toimivaan hajautuneeseen systeemiin (esim. Greenwood ym. 2016) syntyy ylipaine sulamisvesien määrän lisääntyessä, minkä seurauksesta systeemi kehittyy kanavoituneemmaksi murtoosysteemiksi (esim. Mäkinen ym. 2017), joka taas syöttää sulamisvesiä kanavoituneeseen harjusysteemiin. Systeemi kehittyy ajassa ja paikassa esimerkiksi yhtäkkisten sulamisvesien purkautumisten tai deglasiation etenemisvaiheen mukaan (Ahokangas ym. 2021; Ojala ym. 2021).

## **2.4 Glasigeenisten sedimenttien tutkimus**

### **2.4.1 Glasigeeniset sedimentit ja niiden ominaispiirteet**

Kun maa-aines siirtyy jäätikkösystemiin, se kulkeutuu ja kasaantuu jäätikön tai sulamisvesien toimesta. Kerrostuneet sedimentit ja niiden yli virtaava jäätikkö ovat keskenään vuorovaikutuksessa, ja mikäli kerrostunut aines ei esimerkiksi myöhempien jäätiköitymisten vuoksi eroidu pois, voivat nämä jäätikkösyntyiset eli glasigeeniset sedimentit muodostaa dynaamisen arkiston, joka pitää sisällään viitteitä jäätikön toimintaprosesseista (Evans ym. 2006; Hart 2013: 113). Subglasiaaliset sedimentit deformatuvat jäätikön vaikutuksesta silloin, kun pohja ja jää

ovat toistensa kanssa kosketuksissa (*coupled*). Vedenpaine sedimenttien huokosissa määrittää sen, missä määrin deformaatiota tapahtuu. Vedenpaineen ollessa kova efektiivinen paine laskee ja jäätikkö irtautuu pohjasta, jolloin sedimenttikerros ei pääse deformatumaan (Evans ym. 2006).

Aktiivisen ja lämminpohjaisen jäätikön alla subglasiaalisissa olosuhteissa voi syntyä komplekseja kerrostumia, joissa moreeni ja lajittuneet glasifluviaaliset sedimentit vuorottelevat (Brodzikowski & van Loon 1991: 226–230). Moreeni on ominaisuuksiltaan monipuolinen ja lajittumaton maalaji. Se koostuu erikokoisista kivistä, eli klasteista (*clast*), jotka ovat sekoittuneet hienompaan tausta-ainekseen, eli matriksiin (*matrix*). Matriksi koostuu tyypillisesti hienoaineksesta, kuten siltistä tai hienosta hiekasta (Bennet & Glasser 2009: 207). Klasteilla on usein havaittavissa jään liikesuuntaa indikoiva orientaatio (Hart 2013: 115). Moreenin kaltaista ainesta syntyy kuitenkin muillakin tavoin kuin jäätikön kerrostamana, minkä vuoksi termiä diamiktoni (*diamicton*) käytetään yleensä kuvaamaan sekalajitteista maalajia ottamatta kantaa sen geneettiseen alkuperään. Moreenin ohella lajittunutta, sorasta ja hiekasta koostuvaa ainesta kerrostuu subglasiaalisesti erilaisissa tunnelisysteemeissä, joista R-tyypin sulamisvesiä keskittävissä kanavissa syntyneet harjut ovat tyypillinen esimerkki (Greenwood ym. 2016). Glasifluviaalista, kerroksellista ja virtausrakenteita sisältävää materiaalia kerrostuu kuitenkin myös esimerkiksi subglasiaalisiin kanaaleihin tai onkaloihin (Evans ym. 2006; Hart 2013: 120).

Jäätikön kuljettaman maa-aineksen kerrostumistapa saa aikaan ominaisuuksiltaan erilaisia moreenityyppisiä. Subglasiaalisessa ympäristössä syntyvät moreenit voidaan karkeasti jaotella kasaantumis- (*lodgement*), sulamis- (*melt-out*) ja deformaatiomoreeneihin (Evans ym. 2006; Hart 2013: 115). Supraglasiaalisessa ympäristössä puolestaan syntyy pääasiassa valumis- (*flow*) ja sulamismoreeneja (Bennet & Glasser 2009: 207). Moreenityypit voidaan edelleen jaotella useisiin tarkempisiin alatyyppeihin. Todellisuudessa kuitenkin suuri osa moreeneista voi muodostua yhdistelmänä eri tapoja, ja näin ollen erityisesti subglasiaalisten moreenien luokittelu ja erottaminen toisistaan on vaikeaa. Erityisesti deformaatiomoreenin käsite on häilyvä, sillä deformaatioprosessit ovat lähes poikkeuksetta mukana kaikentyyppisten moreenien kasaantumisessa (Brodzikowski & van Loon 1991: 231–233; Evans 2006; Benn & Glasser 2009: 207–208).

Kasaantumisprosessissa moreenia syntyy, kun jäätikön kuljettama maa-aines juuttuu kiinni pohjaan muodostaen kerrostumia (Benn & Evans 2010: 372–373). Yksittäiset klastit tai kokonaiset massat voivat kasaantua joko kovalle tai pehmeälle pohjalle. Kovan pohjan päällä klastit



tai massana liikkuva maa-aines voivat kitkan vaikutuksesta hidastua ja kasaantua pohjalle. Pehmeän pohjan päällä klastit puolestaan osittain uppoavat (*ploughing*) alapuoleiseen sedimenttiin, ja näin niiden liike hidastuu ja materiaali pääsee kasaantumaan, kun klastit törmäävät toisiinsa. Tyypillisesti suuremmat klastit kasaantuvat pohjalle helpommin, ja pienemmät pysyvät kuljetuksessa pidempään (Evans ym. 2006). Kasaantumismoreeneille on tyypillistä klastien voimakas suuntaus ja kulmien pyöristyneisyys, ja ne ovat yleensä peräisin paikallisesta kallioperästä. Lisäksi aines on hyvin pakkautunutta, massiivista ja sen raekoko on vaihtelevaa (Benn & Glasser: 209).

Sulamispohjamoreenia muodostuu, kun hidasliikkeisen tai pysähtyneen jäätikön pohja sulaa, ja siihen kiinnittynyt materiaali irtautuu jäästä (Benn & Evans 2010: 373–374). Sulaminen voi tapahtua joko geotermisen lämmön tai sulamisvesien virtauksen tuottaman energian aikaansaamana, minkä jälkeen irronnut materiaali kulkeutuu subglasiaalisesti ja myöhemmin kasautuu (Bennet & Glasser 2009: 211). Irti sulanut materiaali voi kasaantua painovoiman vaikutuksesta esimerkiksi subglasiaalisiin onkaloihin. Materiaalia voi pudota suoraan onkalon katosta sen pohjalle, mutta myös kokonaisia vettyneitä massoja voi virrata sulavasta jäätiköstä onkaloihin (Evans ym. 2006; Benn & Evans 2010: 373–374). Sulamismoreeneja syntyy erityisesti jäätikön deglasiaation aikana (Brodzikowski & van Loon 1991: 249). Sulamismoreeneilla on samoja tyypillisiä piirteitä kuin kasaantumismoreeneilla, mutta ne ovat usein hieman vähemmän selkeitä. Kasaantumismoreenista poiketen sulamismoreeneilla tavataan sulamisvesien toiminnasta johtuen kerroksellisia rakenteita ja niiden poimutusta (*folding*) sekä erilaisia lajittuneemman aineksen linssejä tai laminaatioita (Evans ym. 2006; Benn & Glasser 2009: 209).

Kun jäätikkö liikkuu pehmeän pohjan päällä, voi jään ja pohjan väliin syntyä deformoituva sedimenttikerros. Deformaatiomoreenia voi syntyä esimerkiksi aikaisempien jäätiköitymistien sedimenttien uudelleen muokkauksessa tai kasaantumis- ja sulamismoreenien sekoittuessa (Benn & Evans 2010: 375–380). Leikkausvoiman kohdistuessa sedimentteihin ne sekoittuvat homogeeniseksi massaksi (Evans ym. 2006). Deformaatiomoreenissa esiintyy usein glasiotektonisia deformaatiojälkiä, jotka voivat olla tyypiltään joko duktiilia (*ductile*) tai haurasta (*brittle*) deformaatiota riippuen vedenpaineesta sedimenttien huokosissa – suurempi määrä vettä vähentää huokosten välistä kitkaa ja edesauttaa sedimenttien muovautumista. Mikäli vettä on huokosissa vain vähän, syntyy helpommin siirroksia ja murtumia poimujen sijaan (Evans ym. 2006; Benn & Glasser 2009: 213). Sedimentteihin kohdennetun deformatiivisen stressin suuruudesta riippuen voi syntyä erilaisia deformaatorakenteita, ja kaikkein suurimman stressin vaikutuksesta massasta muodostuu rakenteetonta ja homogeenistä (Bennet & Glasser 2009:

214). Deformaatiomoreenille on tyypillistä erilaisten deformaatiorakenteiden lisäksi klastien litologinen moninaisuus ja massan joukossa saattaa olla alkuperäisten sedimenttien muuttumattomia osia (*raft*). Moreenin suuntaus voi olla kaoottinen tai se voi mukailla deformaation aiheuttaneen leikkausjännityksen suuntaa (Benn & Glasser 2009: 209).

Subglasiaalisten prosessien lisäksi moreeneja syntyy myös supraglasiaalisesti, tosin syntyprosessit ovat moninaisia ja usein toistensa yhdistelmiä (Benn & Evans 2010: 344–353). Supraglasiaalista sulamismoreenia syntyy jäätikön sulaessa ja vapauttaessa sen kuljettamaa ainesta. Jäätikön pinta ei sula tasaisesti, ja on jatkuvasti liikkeessä. Näin moreenia voi kasaantua pinnalla erilaisiin painanteisiin tai railoihin ja muodostaa kumpareita tai lohkkareiden täyttämiä tiloja (Bennet & Glasser 2009: 218–221). Moreeni on lisäksi yleensä vettynyttä ja saattaa vyöryä massaliikuntoina painovoiman vaikutuksesta muodostaen valumismoreenia. Sulamismoreenit ovat tyypillisesti massiivisia, rakenteettomia ja löyhästi pakkautuneita, joskin sulamisvesien aikaansaamia rakenteita saattaa paikoin esiintyä. Klastit ovat kulmikkaita ja suuntautumattomia ja kiviaines saattaa olla kaukaa kulkeutunutta (Brodzikowski & van Loon 1991: 140–141). Valumismoreenin ominaisuudet ovat samankaltaisia, mutta niissä saattaa olla voimakas suuntaus, joka heijastaa niiden taustaa jotakin pintaa myöten valuneena massaliikuntona. Myös sulamisvesien aiheuttamat kerrokselliset rakenteet ovat tyypillisiä (Bennet & Glasser 2009: 210).

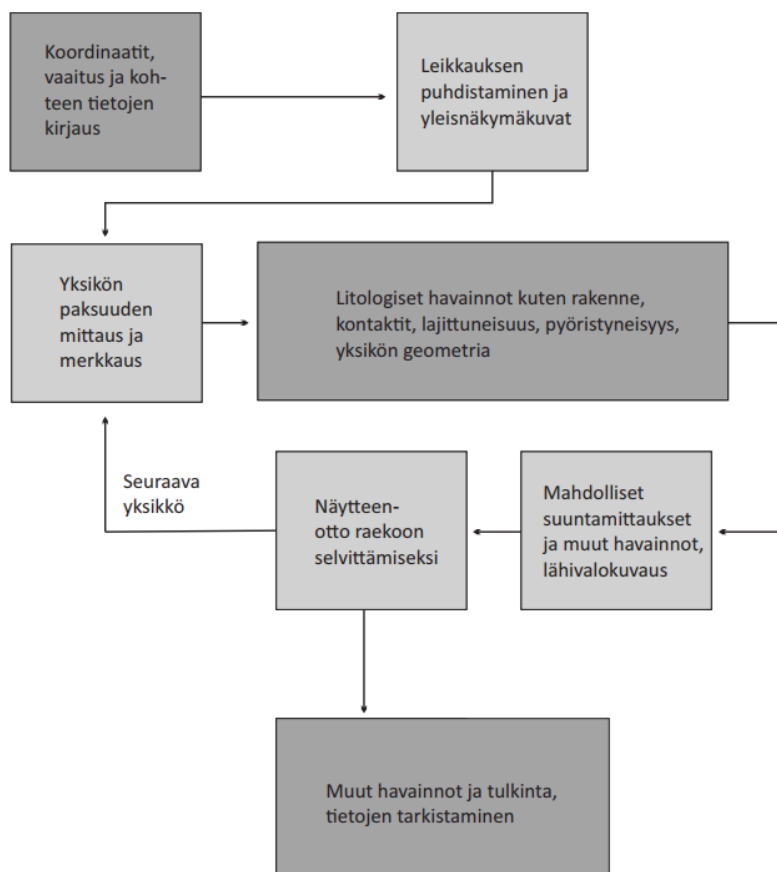
#### 2.4.2 Tutkimusmenetelmät

Jäätikkösyntyisten sedimenttien tutkimusta lähestytään yleensä hierarkisen lähestymistavan avulla, jossa sedimenttejä ja niiden suhdetta muodostumiin ja maisemallisiin yksiköihin tarkastellaan eri mittakaavoissa. Näin pyritään kuvaamaan, miten sedimentit, muodostumat ja kokonaiset maisemat linkittyvät yhteen (Benn & Evans 2010: 334–336). Hierarkian ensimmäisellä tasolla kuvataan fasiesta (*facies*), eli yhtä sedimenttiyksikköä. Fasieta määritellään sedimenttiyksiköksi, joka voidaan erottaa sitä ympäröivistä sedimenteistä sen kerrostumisolosuhteista riippuvien ominaispiirteiden kuten litologian perusteella (Evans & Benn 2004: 11–18). Toisella tasolla kuvauksessa siirrytään tulkitsemaan sedimenttien ja muodostumien välistä yhteyttä (*facies association*). Kolmannella tasolla pyritään tulkitsemaan kokonaisia maastosysteemejä (*landsystems*) ja lopulta suuren mittakaavan yhteyksiä (*systems tracts*) maastosysteemien välillä (Benn & Evans 2010: 334–336).

Sedimenttifasieksia ja fasiesassosiaatioita voidaan kuvata litofasiesanalyysin (*lithofacies analysis*) eli yksiköiden litologiaan perustuvan kuvauksen avulla. Menetelmällä pyritään fasiesten

ja niiden välisten yhteyksien tulkitsemiseen niin, että voidaan tehdä päätelmiä niiden syntyprosessista ja -ympäristöstä (Bennet & Glasser 2009: 227). Litologisia piirteitä ovat esimerkiksi sedimenttipatjan geometria, paksuus, rakenne, raekoko, aineksen väri sekä yksiköiden väliset kontaktit (Evans & Benn 2004: 11–18; Lee 2018: 380–381). Litofasiesten kuvaus pyritään tekemään mahdollisimman objektiivisesti, minkä jälkeen havainnot voidaan käyttää esimerkiksi muodostuman geneettisten prosessien hahmottamiseen (Lee 2018: 382).

Analyysissä hyödynnettävät tutkimusmenetelmät voidaan jakaa kenttä- ja laboratoriotekniikoihin. Kenttähavainnointiin kuuluvat litologian kuvauksen lisäksi muun muassa kutous- eli suuntamittaukset ja kivilaskut (Evans & Benn 2004: 97–106, 148–154). Laboratoriotekniikoita puolestaan ovat esimerkiksi raekokoanalyysit, mikromorfologian selvittäminen ja erilaiset geokemialliset analyysit (Lee 2018: 381). Lisäksi sedimentologisessa tutkimuksessa voidaan hyödyntää geofysikaalisia menetelmiä, kuten maatumaluuotausta (*ground penetrating radar, GPR*) (Neal 2004). Yksiköiden litologiaa kuvataan kentällä mahdollisimman tarkasti noudattamalla esimerkiksi Suomen kontekstissa Geologian tutkimuskeskuksen laatimaa leikkaushavainnointiohjetta (Leikkaushavainnointiohje 2003). Kuvaus toteutetaan tyypillisesti laatimalla seinämäpiirroksia tai pylväspiirroksia osasta seinämää (*logs*), joiden avulla yksiköiden kerrosjärjestyttä, kontakteja ja ominaisuuksia kuvataan visuaalisessa muodossa. Seinämäpiirroksella voidaan kuvata myös sivusuuntaisia eli lateraalisia muutoksia kerrosjärjestyksen lisäksi. Vaaitusta (*levelling*) puolestaan käytetään mittaamaan pisteiden välisiä korkeuseroja lattamittojen avulla, jolloin saadaan tarkka mitta-asteikko pohjaksi piirroksia varten (Leikkaushavainnointiohje 2003). Piirroksiin liitetään yksiköiden litologian ja kontaktien väliset sanalliset tai numeeriset kuvaukset sekä mahdollisten näytteiden ja suuntauslaskujen ottopaikat. Yksiköille annetaan yleensä sen rakennetta kuvaava fasieskoodi (*facies code*), josta käy ilmi sen raekoko ja sisäinen rakenne (Evans & Benn 2004: 28–30). Leikkaushavainnoinnin tyypillistä työjärjestyttä on visualisoitu kuvassa 5.



Kuva 5. Leikkaushavainnoinnin vaiheet ja pääasiallinen järjestys (Leikkaushavainnointiohje 2003, mukailten).

Kutous (*fabric*) viittaa sedimenttien ominaisuuksiin, joilla on jokin havaittava suuntaus. Näitä voivat olla esimerkiksi klastien, sedimenttipatjojen tai deformaatorakenteiden suuntaus. Usein kutoutta käytetään viittaamaan myös ainoastaan klastien pituusakselin suuntaukseen (Evans & Benn 2004: 97–106). Käytännössä esimerkiksi klastien suuntausta mitattaessa sedimenttipatjan sisältämien klastien a-akselin, eli pisimmän akselin, kaateen suunta ja kaade mitataan kompassiklinometrillä ja kirjataan ylös. Suuntamittausten avulla voidaan näin tehdä päätelmiä esimerkiksi jäätikön virtauksen suunnasta ja moreenin synty-ympäristöstä, sillä pitkänomaiset klastit asettuvat massassa stressin suuntaisesti niin, että pituusakselin suunta indikoi virtauksen suuntaa (Benn & Evans 2010: 386–389). Kivilaskuissa puolestaan selvitetään tarkemmin esimerkiksi diamiktonissa esiintyvien klastien litologiaa. Laskut suoritetaan keräämällä tutkimuskohteelta yleensä yhteensä 100 kappaletta kiviä, minkä jälkeen niiden kivilaji ja pyöristyneisyys määritetään ja kirjataan ylös. Kivilajin ja pyöristyneisyyden määrittäminen antaa tietoa kiviä kuljetusmatkasta ja alkulähteestä (Evans & Benn 2004: 148–154).

## 2.5 Murtoot ja niihin liittyvät muodostumat

### 2.5.1 Murtootyypin morfologiset ominaisuudet

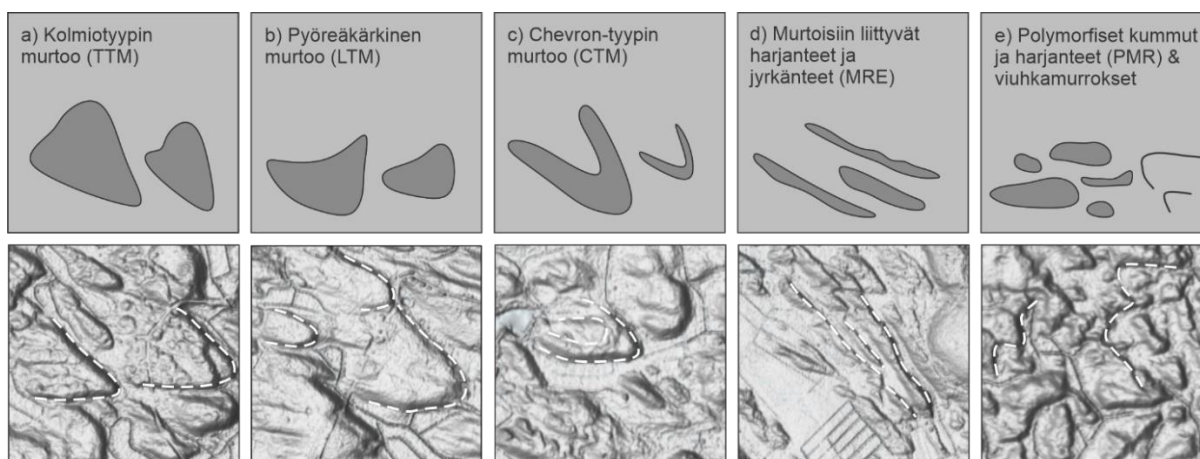
Murtoot ovat kolmiomaisia, subglasiaalisesta moreenista ja glasifluviaalisesta aineksesta koostuvia muodostumia, jotka ovat syntyneet lämminpohjaisen jäätikön alla Fennoskandian mannerjäätikön deglasiatiovaiheessa (Mäkinen ym. 2017; Peterson ym. 2017). Ne esiintyvät tyypillisesti kenttinä subglasiaalisten sulamisvesireittien yhteydessä ja harjujen läheisyydessä noin 40–50 km päässä jäätikön reunasta (Ojala ym. 2019). Murtoot ovat tyypillisesti 30–200 metriä pitkiä ja leveitä ja alle viiden metrin korkuisia. Niiden terävä kärki osoittaa jäätikön liikesuuntaa ja niiden pituusprofiili on asymmetrinen niin, että niiden jäätikönpuoleinen eli proksimaali osa on matalampi ja distaaliosa taas korkeampi (Ojala ym. 2019). Murtoiden on päätelty olevan pääasiallisesti subglasiaalisia kerrostumismuotoja, jotka syntyvät vettyneiden sedimenttien deformaatioissa jäätikön pohjalla, minkä jälkeen sulamisvedet erodoivat muodostumat reunoiltaan kolmiomaisiksi. Niiden on tulkittu muodostuneen subglasiaalisissa onkaloissa tai kanaaleissa (Mäkinen ym. 2019, Ojala ym. 2021). Jotkut murtoista voivat olla syntyneet myös esimerkiksi juomumoreenien aikaisemmin kerrostuneista sedimenteistä, jotka toistuva sulamisvesien tulviminen on saanut liikkeeseen muodostaen kolmiomaisia muotoja (Vérité ym. 2022).

Tutkimusten myötä on kuitenkin todettu, että murtoita on erityyppisiä ja niiden yhteydessä esiintyy usein muita niitä muistuttavia tai niiden läheisyydessä esiintyviä muotoja (kuva 6), ja aikaisemmin vain murtoona tunnetun teräväkärkisen muodon nimitys on tarkentunut kolmiotyypin murtooksi (*triangle-type murtoo*, *TTM*) (Ojala ym. 2021). TTM-tyypin ohella Ojala ym. (2021) on tunnistanut neljä muuta tyyppiryhmää, joista kaksi edustavat eri murtootyyppejä ja loput niiden kanssa usein esiintyviä muodostumia. Jaottelusta huolimatta luokkien välillä on kuitenkin jatkumo, ja muodostumia saattaa olla vaikea luokitella tarkasti yhteen ryhmään (Ojala ym. 2021). Pyöreäkärkiset murtoot (*lobate-type murtoo*, *LTM*) muistuttavat nimensä mukaisesti TTM-tyyppiä, mutta niiden distaalipuolen kärki on pyöristynyt tai epätasainen. Chevron-tyypin murtojen (*chevron-type murtoo*, *CTM*) reunat taas ovat selvärajaiset, mutta kahdesta muusta tyyppistä poiketen niillä on matalampi, ontto keskus. Lisäksi niiden reunoista toinen saattaa olla lyhyempi.

Murtootyypin kanssa sulamisvesireiteillä esiintyy usein myös muita muodostumia, jotka ovat morfologisesti monipuolisia ja joskus vaikea erottaa murtoista (Ojala ym. 2021). Murtoisiin liittyvät harjanteet ja jyrkänteet (*murtoo-related ridges and escarpments*, *MRE*) ovat yleensä muutamasta sadasta metrillä kilometrien mittaisia ja sijaitsevat 30–80 metrin välein toisistaan.

Niiden välissä on usein sulamisvesien virtausuomiksi tunnistettavia reittejä, ja itse selänteet voivat olla katkonaisia tai vaihtelevan levyisiä. Toisin kuin murtoilla niiden orientaatio voi poiketa jäätikön liikesuunnasta ja mukaila sen sijaan esimerkiksi sulamisvesien paikallista virtaussuuntaa tai paikallista topografiaa. MRE-muodostumat voivat edustaa sulamisvesireittien alueita, joille virtaus oli keskittynyt veden hakeutuessa kohti R-kanavia deglasiaation myöhemässä vaiheessa (Ojala ym. 2021).

Polymorfiset kummut ja harjanteet (*polymorphous mounds and ridges, PMR*) ovat joukko vaihtelevan kokoisia, kumpumoreenimaisia muodostumia, jotka esiintyvät tyypillisesti sulamisvesireiteillä. Ne ovat epäsäännöllisesti sijoittuneita ja niiden koko vaihtelee 5–100 metrin välillä (Ojala ym. 2021). Usein muodostumilla voidaan havaita heikkoa suuntautumista ja ne saattavat muistuttaa läheisesti pyöreäkärkisiä murtoita. Suuntautuminen on kuitenkin yleensä heikkoa ja ulkomuoto niin epämääräinen, ettei niitä voida luokitella muotonsa puolesta mihinkään luokkaan. PMR-muodostumien oletetaan edustavan heikosti kehittyneitä murtoita, jotka esimerkiksi paineolosuhteiden tai veden määrän muuttuessa eivät ole päässeet kehittymään selväpiirteisiksi. Näin ollen niiden monimuotoisuus voi mahdollisesti heijastella subglasiaalisen hydrologian spatiotemporaalisia muutoksia deglasiaation aikana (Ojala ym. 2021). PMR-muodostumien lisäksi murtoiden yhteydessä tavataan usein vaihtelevan kokoisia viuhkamurroksia (*fan-shaped hollows*), joiden syntyprosessin on tulkittu liittyvän subglasiaaliseen toimintaan (Ojala ym. 2021).



Kuva 6. Murtootyypit (a–c) ja niihin liittyvät muodostumat (d–e). Todellisuudessa muodostumat esiintyvät jatkumona (Ojala ym. 2021, mukailten). Tausta-aineisto: Korkeusmalli 2 m (Maanmittauslaitos).

## 2.5.2 Murtootyyppien sedimentologiset ominaisuudet

Murtoiden sisäistä rakennetta on tutkittu Suomessa ja Ruotsissa jo jonkin verran (Mäkinen ym. 2017, 2018, 2019; Peterson Becher & Johnson 2021; Ojala ym. 2021). Murtoilla on todettu olevan pääosin kolmiosainen rakenne (Mäkinen ym. 2019). Alin yksikkö koostuu kerrostuneista glasifluviaalisista sedimenteistä ja sorasta, ja yksikössä on paikoin havaittavissa virtausrakenteita. Savi on pois huuhtoutunutta (Mäkinen ym. 2018, 2019). Glasifluviaalisen aineksen määrä vaihtelee kohteittain, ja osassa murtoita varsinaista yhtenäistä glasifluviaalista keskustaa ei näyttäisi esiintyvän, vaan aines on hiekkaista diamiktonia, jossa on joukossa deformatuneita ja hiekan ja soran osuuksia (Peterson Becher & Johnson 2021). Murtoiden keskuksen oletetaan kerrostuneen subglasiaaliseen kanavaan tai onkaloon hajautuneessa systeemissä, sillä kanavoituneessa systeemissä virtaus olisi niin voimakasta, ettei hienoainesta pääse kasaantumaan (Mäkinen ym. 2018, 2019; Peterson Becher 2020; Ojala ym. 2021).

Murtoiden keskiosat koostuvat massiivisesta, matriksikannatteisesta, hiekkaisesta ja/tai soraisesta diamiktonista (Mäkinen ym. 2017, 2018, 2019; Ojala ym. 2021), jonka on tulkittu kerrostuneen subglasiaalisen, vettyneen materiaalin virratessa syklisesti paineolojen vaihdellessa (Mäkinen ym. 2018; Peterson Becher & Johnson 2021). Murtoiden diamiktonissa esiintyy usein ”rusinakakkurakenteeksi” kutsuttuja massiivisia hiekkapatjoja, joiden joukossa on pieniä kiviä. Klastit murtoissa ovat tyypillisesti kulmapyöristyneitä, hienoaineksen osuus on vähäinen ja lohkat ovat alle metrin kokoisia. Kivet ovat paikallista kallioperää, ja diamiktonipatjassa esiintyy deformatuneita hiekkayksiköitä ja laminaatiota sekä soraisia osuuksia, joissa virtaus on ollut hyvin keskittynyttä ja hienompi materiaali on huuhtoutunut pois (*open work gravel*) (Mäkinen ym. 2019). Aineksen sisältämien lohkatien maksimikoon (< 1 m) taas on tulkittu indikoivan tilan kokoa, jossa sulamisvesien on ollut mahdollista virrata (Mäkinen ym. 2019).

Murtoiden ylin yksikkö taas on alaosistaan rakenteeltaan laminoitunutta hiekkaa ja soraa, joiden päällä on löyhä, huonosti lajittunut ja matriksikannatteinen diamiktoni, jota rantavoimat ovat paikoin erodoineet (Mäkinen ym. 2019). Muodostuman sivuilla on usein havaittavissa subglasiaalisen virtauskanavan kivinen pohja, joka on syntynyt muodostuman kerrostumisen jälkeen sulamisvesien erodoidessa murtoon reunoja (Peterson Becher & Johnson 2021). Murtoon pintaosat ovat lisäksi yleensä hyvin lohkatteisia (Mäkinen ym. 2017), mikä saattaisi johtua niiden konsentroitumisesta pintaosiin suurten lohkatien vapauduttua jäätikön kuljetuksesta deglasiatiovaiheen loppupuolella (Peterson Becher & Johnson ym. 2021). Ylimmän yksikön

oletetaan muodostuneen ensin *sheet flow* -tyyppisen virtauksen kerrostettua lajittuneita sedimenttejä, minkä jälkeen diamiktonia on saattanut kerrostua pinnalle esimerkiksi massavirtauksena (Mäkinen ym. 2019). Tähänastiset havainnot murtoiden rakenteesta tukevat syklistä käsitystä niiden muodostumisesta, mikä taas johtuu sulamisvesien määrän ja sitä kautta paineolosuhteiden spatiotemporaalisesta vaihtelusta jäätikön alla (Peterson Becher & Johnson 2021).

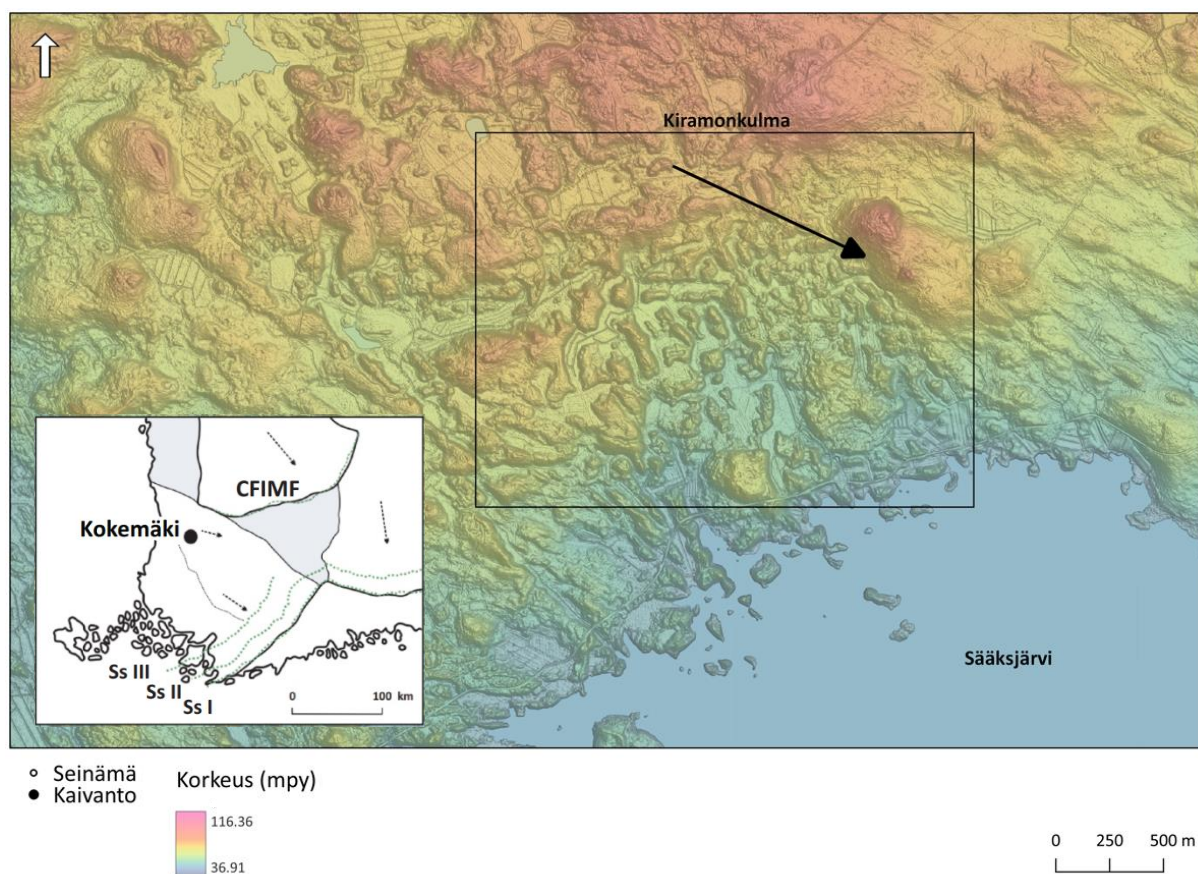
Murtoiden lisäksi myös niihin liittyvien muodostumien sedimentologiaa on tutkittu hieman (Ojala ym. 2021). Tulosten perusteella TTM-, CTM-, MRE- ja PMR-tyypin muodostumilla on kaikilla samankaltainen pääasiallinen, heikosti kerrostunut rakenne, jota esimerkiksi Mäkinen ym. (2017) ja Mäkinen ym. (2019) ovat kuvanneet. Niiden materiaali koostuu huonosti lajittuneesta massiivisesta ja matriksikannatteisesta diamiktonista, joiden välissä on raekooltaan silmistä keskikarkeaan hiekkaan olevia lajittuneemman aineksen kerroksia. Kontaktit ovat yleensä sekoittuneita. Muodostumissa on myös massiivisia hiekkaisia kerroksia, jossa on joukossa pieniä kiviä ja jotka muistuttavat Mäkinen ym. (2019) kuvaamaa ”rusinakakkurakennetta”. Myös murtoisiin liittyvissä muodostumissa savipitoisuus on alhainen (< 1 %), niiden sisältämät lohkat ovat alle yhden metrin kokoisia ja klastien pyörityneisyys on pääosin kulmapyöreä. Peterson Becher & Johnson (2021) havaintoja mukaillen glasiotektonista deformaatiota ei juurikaan havaita. Kaikkien tutkittujen muotojen pinnalla tavattiin murtoiden tavoin löyhä ja lohkarainen, erittäin huonosti lajittunut diamiktonikerros. Myös näiden muodostumien pinnat ovat yleensä hyvin lohkaraisia, ja niiden reunoilla tavataan erosionaalisia, lohkaraisia virtauskanavanpaikkoja (Ojala ym. 2021). Sedimentologisten ja morfologisten yhteneväisyyksien pohjalta voidaan päätellä muodostumien syntyneen samankaltaisessa ympäristössä subglasiaalisella sulamisvesireiteillä (Ojala ym. 2021).



### 3 Tutkimusalue

#### 3.1 Sijainti ja geologinen ympäristö

Sääksjärven alue sijaitsee Lounais-Suomessa Satakunnan ja Pirkanmaan maakuntien rajan tuntumassa noin 16 km päässä Kokemäen keskustasta. Sedimentologiset tutkimukset ja tarkempi kartoitustyö keskittyvät Kiramonkulman PMR-kentälle Sääksjärven luoteispuolelle (kuva 7). Sääksjärvi kuuluu Itämeren virtauskielekkeen sisällä olevaan Loimaan sivukielekkeeseen ja sijaitsee Porin-Ahlaisten kumpumoreenikentän yhteydessä noin 100 km luoteeseen kolmannelta Salpausselältä (Mäkinen ym. 2017). Loimaan kielekkeen länsipuoli rajautuu suureen, Somero-Pori-saumaharjuun ja itäpuoli taas keskisuomen reunamuodostumaan (CFIMF) ja Pälkäne-Tampere-saumaharjuun noin 45 km järveltä koilliseen.



Kuva 7. Kiramonkulman PMR-kentän ja tutkimusalueen sijainti Satakunnan Sääksjärvellä Loimaan sivukielekkeellä. Musta nuoli osoittaa keskimääräistä viimeisintä jäätikön liikesuuntaa alueella. Suuntaus perustuu paikallisiin uurre- ja lineaatiahavaintoihin. Tausta-aineisto: Korkeusmalli 2 m (Maanmittauslaitos).

Deglasiaatio Itämeren virtauskielekkeellä tapahtui noin 10 600–11 000 vuotta sitten nuoremman Dryas-kauden kylmän jakson ja Salpausselkien I-III muodostumisen jälkeen (Johansson ym. 2011; Stroeven ym. 2016). Korkeimman rannan taso Sääksjärven alueella on ollut noin 170

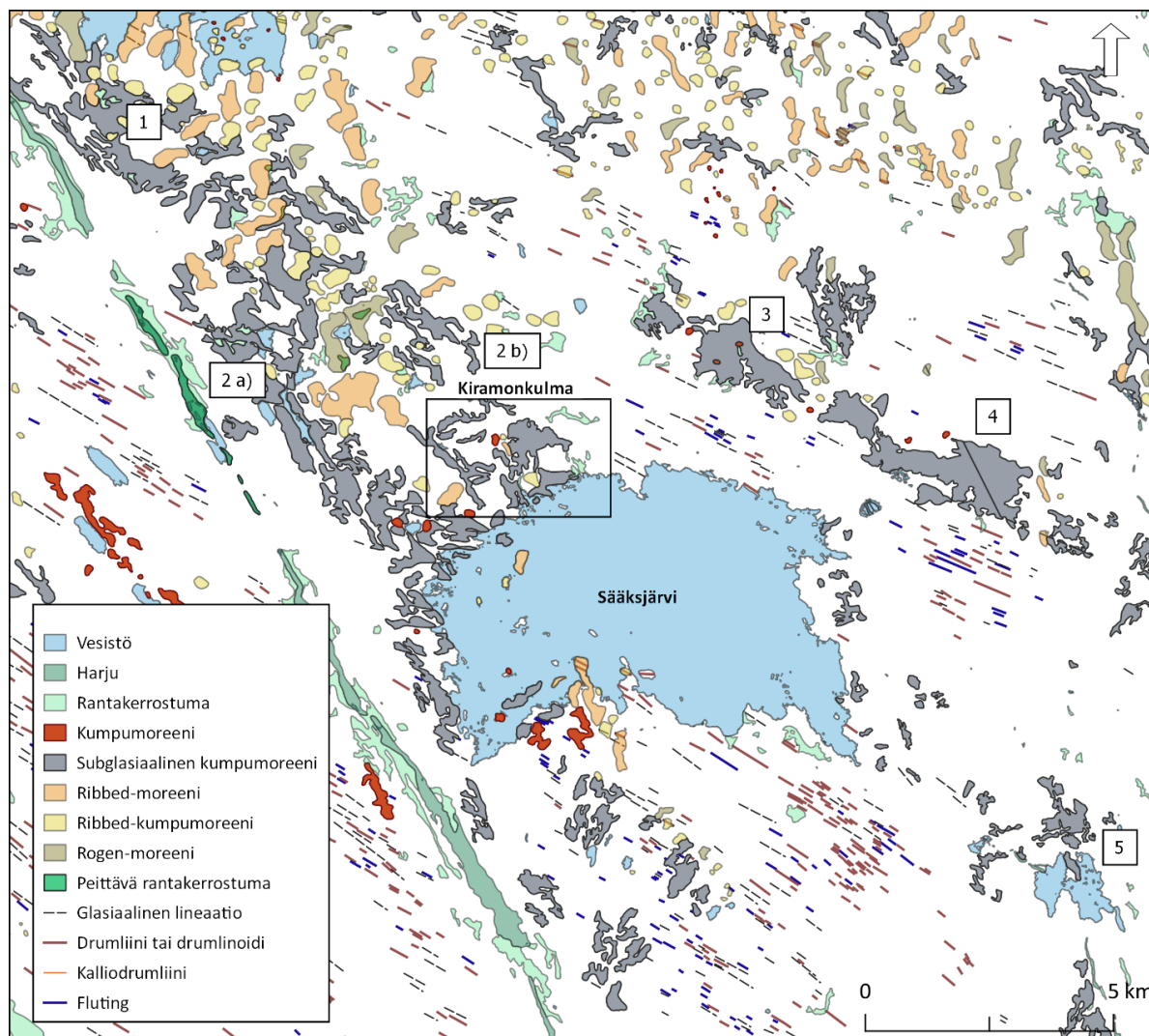
metriä ja ympäristö on deglasiaation aikaan ollut subakvaattista. Jäätikön tulosuunta alueella on Maankamara-palvelun lineaatio ja uurrehavaintojen pohjalta noin 285–295 astetta (Maankamara-palvelu s.a). Porin-Ahlaisten kumpumoreenikenttä ulottuu Porin suunnalta Kokemäen pohjoisosiin, ja alue on jäätiköitymisen loppuvaiheessa ollut kahden erisuuntaisen jäätikkövirtauksen välimaastoa, mikä selittää paksujen moreenikerrostumien ja -muodostumien runsautta (Johansson ym. 2000). Lisäksi alueelle on tyypillistä runsas pintalohkareisuus, ja lohkat ovat läpimitaltaan yleensä useita metrejä (Mäkinen ym. 2007). Ahokangas ym. (2021) perusteella ympäristön topografia on ollut melko suuressa asemassa Itämeren kielekkeen sulamisvesireitien sijainnin osalta. Ahokangas ym. (2021) lisäksi ehdottaa, että Porin-Ahlaisten kumpumoreenikenttä saattaisi edustaa Kyrke-Smith & Fowler (2014a) kuvailemaa suomaista virtausaluetta jäätikön alla.

Sääksjärven ympäristön kiteinen, prekambriininen kallioperä koostuu pääasiassa metamorfisesta kiillegneisistä ja kiilleliuskeesta sekä plutonisista granitoideista, kuten tonaliitista tai kvartsi-dioriitista (Kallioperäkartta 1:100 000). Lisäksi etenkin alueen itäpuolella on jonkin verran amfiboliittiesiintymiä, ultraemäksisiä kiviä sekä gabbroa. Sääksjärvi on syntynyt noin 560 miljoonaa vuotta sitten meteoriitin törmäyksessä, joten järven pohjalla ja ympäristössä esiintyy myös impaktiitteja, kuten breksitoituneita kiviä ja sueviittia (Elo & Pirttijärvi 2010; Kallioperäkartta 1:100 000). Sääksjärven länsipuolta halkoo lisäksi suuri, luode-kaakko-suuntainen Kynsikan kaan hiertovyöhyke (Kallioperäkartta 1:100 000). Kiramonkulmalla maaston korkeus vaihtelee keskimäärin noin 50–70 mpy välillä, ja paljasta kalliota ja kalliomaita on tutkimusalueella vain vähän. Maapeitteen paksuus vaihtelee alueella metrillä kolmeen kymmeneen metriin, ja maaperä koostuu pääosin hiekkamoreenista, turvekerrostumista ja savesta (Maankamara-palvelu s.a).

### **3.2 Alueen geomorfologia ja sulamisvesireitit**

Sääksjärven ympäristössä esiintyy monipuolisesti erilaisia jäätikkösyntyisiä muodostumia ja sulamisvesireittejä (kuva 8). Glasiaaliset lineaatiot, drumliinit ja flutingit erottuvat kapeina kenttinä alueen sulamisvesireittien välissä. Suuret juomu- ja rogen-tyypin kumpumoreenit esiintyvät melko yhtenäisenä luode-kaakko-suuntaisena jonona Joutsijärveltä miltei Sääksjärven luoteisrannalle saakka. Mäkinen ym. (2017) on jakanut alueen viiteen sulamisvesireittiin, joista pisin pääreitti leikkaa järven luoteispuolen kumpumoreenialuetta. Kautto (2020) kandidaatintutkielmassa harjun itäpuolta reunustava pääreitti on lisäksi jaettu kahteen osaan, joita juomu- ja rogen -tyypin kumpumoreenit rajaavat. Kautto (2020) ja Ojala ym. (2021) perusteella

TTM-tyypin murtoita esiintyy Sääksjärvellä pääasiassa reiteillä 1 ja 2a. LTM-tyypin murtoot sekä erinäiset murtoisiin liittyvät PMR- ja RME-luokkiin kuuluvat muodostumat ovat vallitseva muodostumatyyppi muilla reiteillä. Kiramonkulman alue kuuluu sulamisvesireittiin 2b, eikä juurikaan sisällä varsinaisia murtoita reitin alkupäätä lukuun ottamatta (Kautto 2020). Alueelta tunnistettujen sulamisvesireittien lisäksi Tuunainen (2018) on ehdottanut Sääksjärven nykyisen järviältäan mahdollisesti toimineen deglasiation aikaan myös subglasiaalisen järven paikkana, joka on ollut osa paikallista sulamisvesisysteemiä.

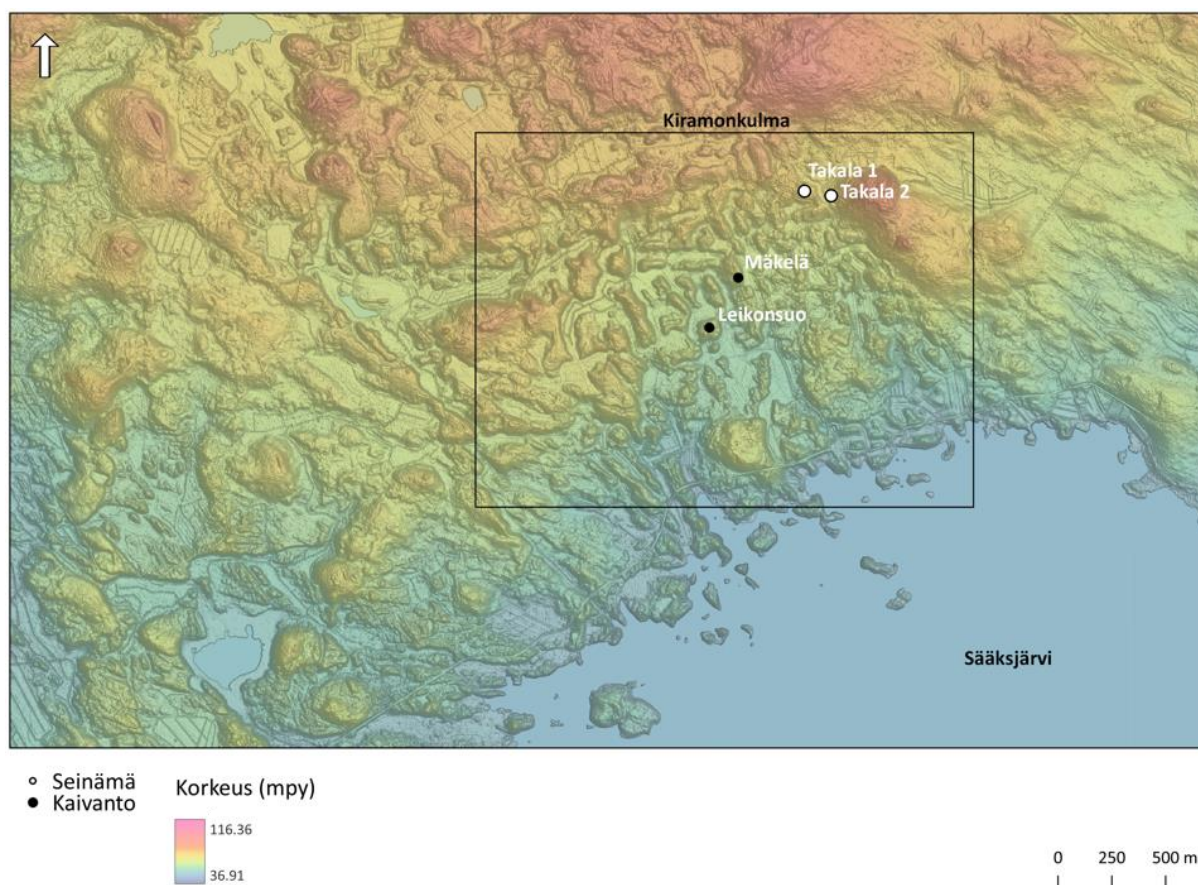


Kuva 8. Sääksjärven ympäristön geomorfologia ja sulamisvesireittien 1–5 sijainti. Kiramonkulman PMR-kenttä sijaitsee reitin 2b eteläosassa Sääksjärven rannalla. Jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat-tietoaineistossa murtoot ja niihin liittyvät muodostumat on luokiteltu yhteisesti subglasiaalisten kumpumoreenien luokkaan. Tausta-aineistot: Jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat-tietoaineisto (Geologian tutkimuskeskus), Ranta10-järvet (Suomen ympäristökeskus).

## 4 Aineistot ja menetelmät

### 4.1 Leikkaushavainnointi ja pylväspiirrokset

Tutkielman pääaineistona ovat kohteilta tehdyt sedimentologiset havainnot, joiden perusteella PMR-muodostumien rakennetta ja tutkimusalueen muodostumisympäristöä pyritään kuvaamaan. Aineistot koostuvat Leikonsuon (S1) ja Mäkelän (S2) kaivannoilta tehdyistä seinämäpiirroksista sekä kahdelta Takalantien varrella sijaitsevalta maanottoalueelta tehdyistä pylväspiirroksista (kuva 9). Piirrosten lisäksi kohteet valokuvattiin ja niiltä tehtiin suuntamittaukset ja kivilaskut. Kohteilta otettiin yhteensä 14 sedimenttinäytettä myöhempää raekokoanalyysiä varten. Kaikki tutkielmassa käytetyt valokuvat ovat omia, ellei toisin mainita.



Kuva 9. Tutkimuskohteiden sijainti Kiramonkulman PMR-kentän alueella. Kohteet kaivannoille valittiin saavutettavuuden perusteella. Tausta-aineisto: Korkeusmalli 2 m (Maanmittauslaitos).

Leikonsuon kaivanto oli pituudeltaan noin 17 m ja korkeudeltaan 3,5 m ja sijaitsi PMR-kentän keskiosissa (kuva 10a). Kohteelta tehtiin kolme settiä suuntalaskuja (n=50 kpl) sekä kivilaskut (n=25 kpl) ja otettiin yhteensä seitsemän sedimenttinäytettä. Leikonsuon kaivannolta tehtiin lisäksi yksi pylväspiirros, joka on esitetty seinämäpiirroksen (S1) yhteydessä. Leikonsuon datan ovat alun perin keränneet RewarD-hankkeen Joni Mäkinen, Elina Ahokangas, Antti Ojala ja

Kari Kajuutti vuonna 2020. Kaikki tutkielmassa esitetyt tulokset, piirrokset ja diagrammit Leikon suon osalta perustuvat tähän valmiiseen, mutta julkaisemattomaan dataan.

Mäkelän kohteen data puolestaan kerättiin kesäkuussa 2021 aikavälillä 1.–4.6.2021. Kohteena ollut PMR-kumpu avattiin kaivinkoneella, minkä jälkeen seinämä siistittiin, dokumentoitiin ja valokuvattiin. Seinämän pituus oli 45 m ja korkeus 3,2 m (kuva 10b) ja kaivanto sijaitsee Leikon suon kohteesta noin 265 m koilliseen. Kaivannolta tehtiin kolme settiä suuntalaskuja (n=50 kpl) ja kivilaskut (n=100 kpl). Seinämästä otettiin 5 sedimenttinäytettä myöhempää käsittelyä varten. Mäkelän kohteen osalta seinämäpiirros, litologiset kuvaukset, näytteiden käsittely ja tulkinta perustuvat omiin havaintoihin. Suuntalaskut sekä kivilaskut puolestaan ovat kohteelta tehneet Joni Mäkinen ja Kari Kajuutti.



Kuva 10. a) Kesällä 2020 avattu, noin 17 m pitkä ja 3,5 metriä korkea PMR-kumpu (S1) (valokuva: Joni Mäkinen) ja b) vuonna 2021 avattu, noin 45 m pitkä ja 3,2 metriä korkea PMR-kumpu (S2). Kohteet sijaitsevat 265 m päässä toisistaan Kiramonsuon PMR-kentän keskiössä.

Kaivantojen lisäksi kuvattiin kahden Takalantien varrella sijaitsevan maanottoalueen seinämän rakenne (kuva 11). Mäkelän kohteen kenttätöiden yhteydessä kuvattiin noin 2,5 m korkea seinämä (T1), joka sijaitsee PMR-kentän reunalla noin 500 m Mäkelän kohteesta koilliseen. Kohteelta T1 otettiin kuvauksen yhteydessä 2 sedimenttinäytettä. Toinen, hieman PMR-kentän ulkopuolella sijaitseva 1,6 m korkea seinämä (T2) dokumentoitiin 5.–8.7.2021 toteutetun myöhemmän kenttähavainnointijakson yhteydessä. Suuntalaskuja tai kivilaskuja ei Takalantien

kohteilta tehty. Takalantien piirroksat, näytteiden käsittely ja litologiset kuvaukset perustuvat omiin havaintoihin.



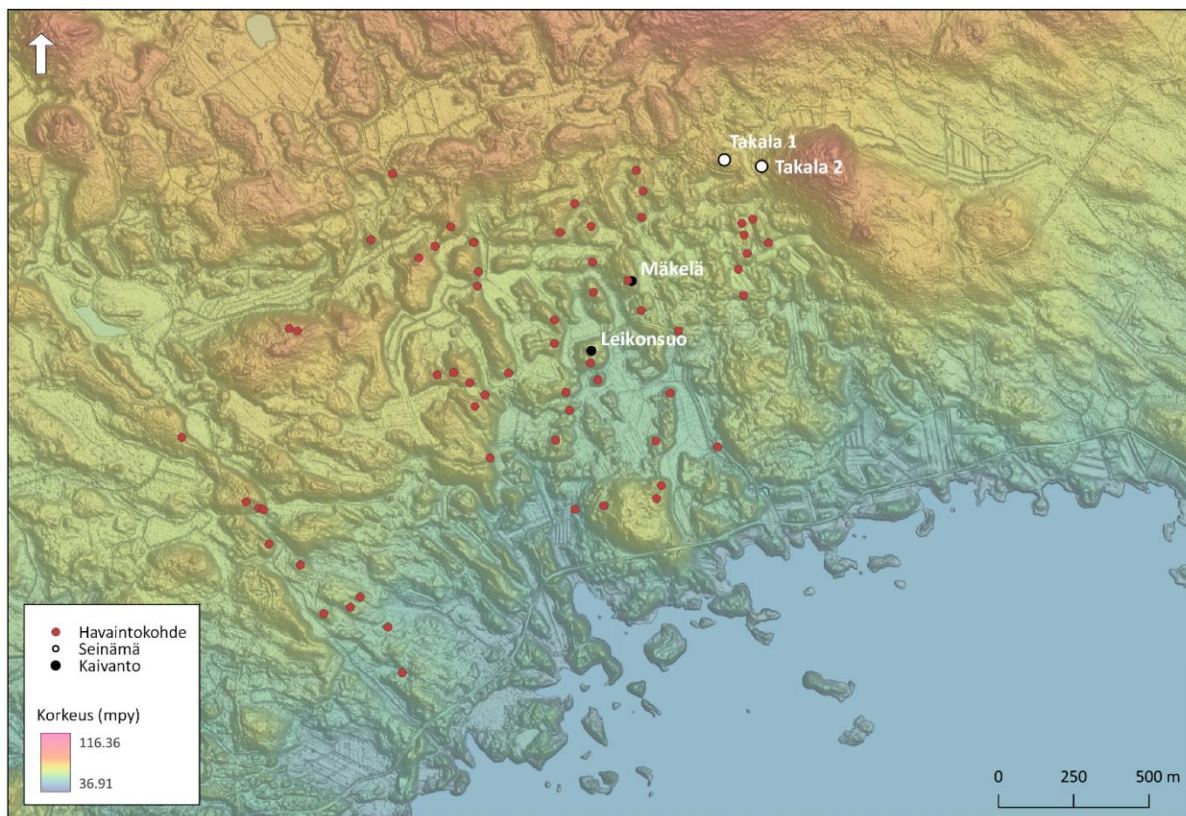
Kuva 11. a) Mäkelän seinämän yhteydessä kuvattu Takalantien (T1) kohde ja b) myöhemmän kenttäjakson yhteydessä kuvattu Takalantien (T2) kohde. Kaivannot sijaitsevat Kiramonkulman PMR-kentän reunalla maanottoalueella.

## 4.2 LiDAR-pohjainen korkeusmalli ja alueen kartoitus

Tutkimusalueen kartoitukseen käytetään korkeusmallia, jonka ruutukoko on 2 x 2 m ja pistetiheys 0,5 pistettä neliometrillä. LiDAR-pohjainen korkeusmalli on kolmiulotteinen, maanpintaa kuvaava pistepilviaineisto, jossa jokaisella pisteellä on x, y ja z-koordinaatti. Laserkeilausaineistoja tuottaa Suomessa Maanmittauslaitos, ja niiden pohjalta tuotetaan muun muassa digitaalisia korkeusmalleja (*DEM*). Korkeusmalli visualisoitiin QGIS-paikkatieto-ohjelmistossa

rinnevalovarjostuksen (*multidirectional hillshade*) avulla ja lisäämällä korkeussuhteiden erotuvuutta säätämällä Z-factor-asetusta korkeammaksi. Korkeusmallin päälle tuotiin GTK:n hakku -portaalin kautta ladattu jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat -tietoaineisto (Putkinen ym. 2017), joka toimii alueellisen kartoituksen apuna. Kiramonkulman tutkimusalueen muodostumien havainnointi puolestaan perustuu Ojala ym. (2021) murtootyypin luokitteluun. Korkeusmallilta tehtiin lisäksi kolme korkeusprofiilia, jotka kuvaavat alueen korkeussuhteita ja ominaisuuksia. Profiilit tehtiin QGIS-ohjelmiston Terrain profile-työkalulla ja siirrettiin Microsoft Excel:iin muokkausta varten. Korkeusprofiilit on esitetty alueelta tuotetun kartan yhteydessä.

Kiramonkulman tutkimusalueen yleiseen geomorfologiaan ja pintalohkareisuuteen liittyvät kenttähavainnot toteutettiin aikavälillä 5.–8.7.2021. Käyntikohteet valittiin kulkukelpoisuuden ja korkeusmallilla näkyvän muodon perusteella. Kohteilla tehtiin havaintoja muodostumien korkeudesta ja pintalohkareisuudesta. Osa kohteista valokuvattiin. Tämän lisäksi mahdolliset avokalliot ja kalliomaiden paikat sekä huuhtoutuneet moreenikivikot merkittiin ylös reittipistein. Tutkimusalueelta kerättiin kolmen päivän aikana yhteensä 61 havaintopistettä Garmin Oregon 450-paikantimella ja siirrettiin sen jälkeen QGIS-paikkatieto-ohjelmistoon (kuva 12). Kalliopaljastumien ja kalliomaiden osalta kentällä tehdyt havainnot on tuloksissa yhdistetty valmiisiin maaperäkartan havaintoihin. Pintalohkareisuuden osalta tuloksiin valikoitiin ne pisteet, joilla pintalohkareisuuden havaittiin olleen keskittyneen muodostuman tiettyyn osaan. Pisteitä, joilla lohkaraisuus oli hyvin vähäistä tai lohkaraita ei havaittu ollenkaan ei ole esitetty varsinaisissa tuloksissa.



Kuva 12. Toisen kenttäjakson aikana kerätyt havaintopisteet Kiramonkulman PMR-kentän alueelta. Havaintopisteitä kerättiin yhteensä 61 kappaletta kolmen päivän aikana. Tausta-aineisto: Korkeusmalli 2 m (Maanmittauslaitos).

### 4.3 Sedimenttinäytteet ja kuivaseulonta

Leikonsuolta otettiin vuoden 2020 kenttätutkimusten yhteydessä 7 näytettä, jotka seulottiin Turussa RewarD-hankkeen toimesta 17.–19.10.2020 välisenä aikana. Mäkelän kohteelta taas otettiin seinämän dokumentoinnin yhteydessä viisi näytettä ja Takalantien kohteelta (T1) kaksi näytettä. Näytteet säilytettiin ja kuivattiin Turun geologian laitoksella ja seulottiin välillä 12.–13.11.2021. Kuivaseulonnan (*dry sieving*) tarkoituksena on selvittää maalajin raekoostumusta eli eri kokoisten partikkelien suhteellista osuutta koko näytteestä. Raekokoanalyysi on tärkeä työkalu selvittäessä sedimenttien alkuperää, kulkeutumista ja kerrostumisolosuhteita (Blott & Pye 2001). Kuivaseulontaa käytetään yleisesti karkean lajittuneen aineksen raekoon määrittämiseen, mutta se soveltuu myös diamiktonin käsittelyyn (Evans & Benn 2004: 67). Runsaasti hienoainesta (> 10 %) sisältävälle diamiktoneille tehdään yleensä myös pesuseulonta (*wet sieving*), jotta kaikkein hienoin aines saadaan erilleen karkeammasta materiaalista. Tässä tutkielmassa pesuseulontaa ei ole käytetty, sillä hienoaineksen osuus murtoiden ja niihin liittyvien muodostumien materiaalissa on tyypillisesti vähäinen (Mäkinen ym. 2017).



Kaikille tutkielman näytteille käytettiin seulasarjaa, jonka seulojen koot olivat 0,063, 0,125, 0,5, 1, 2, 4, 8, 31,5 ja 64 mm (kuva 13). Mäkelän näytteiden osalta karkeampaa ainesta seulottiin 2–3 kg amplitudilla 2.0 ja hienompaa ainesta taas 0,5–1,5 kg amplitudilla 2.5. Näytteet olivat täyrtimessä 20 minuutin ajan, minkä jälkeen kullekin seulalle jäänyt näyte punnittiin ja tulokset kirjattiin ylös myöhempää tarkastelua varten. Tulokset analysoitiin Excel-pohjaisella Gradistat-ohjelmistolla (versio 9.1), joka laskee nopeasti ja automaattisesti näytteiden tilastolliset tunnusluvut ja visualisoi näytteiden raekokojakaumaa (Blott & Pye 2001). Näytteet nimettiin niiden mediaaniarvon (d50) perusteella. Käytännössä 50 % näytteen aineksesta on raekokojakauman d50-arvoa suurempaa, ja 50 % pienempää. Näytteiden mediaanikoko nimettiin d50-arvon perusteella Udden-Wentworth-asteikkoa käyttäen. Raekokoasteikko sekä näytteiden rakeisuuskäyrät on esitetty tutkielman liitteissä.



Kuva 13. Sedimenttinäytteet a) säilytettiin ja kuivattiin Turun geologian laitoksella, minkä jälkeen ne b) punnittiin ja kuivaseulottiin laitoksen laboratoriossa.

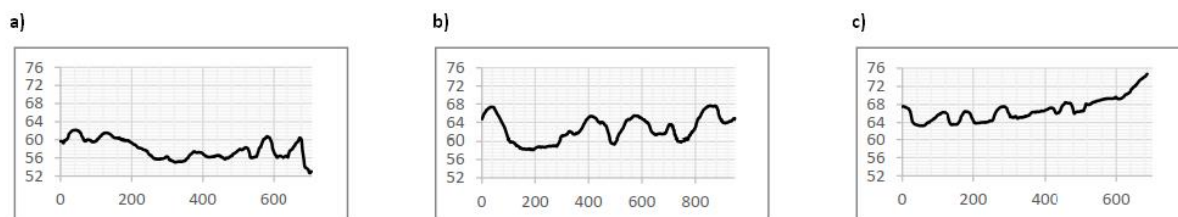
## 5 Tulokset

### 5.1 Kiramonkulman PMR-kentän geomorfologia

Kenttähavainnoinnin ja korkeusmallin tarkastelun perusteella Kiramonkulman PMR-kenttä on jaettavissa kolmeen osaan (kuva 14), joilla on toisistaan poikkeavia piirteitä. Kentän länsi- ja lounaisosissa sijaitseva alue on korkeudeltaan kahta muuta osaa matalammalla, ja varsinaisia selväpiirteisiä PMR-muodostumia on kentän keskiosista poiketen havaittavissa vain vähän. Alueen kaakkoisosissa ennen Sääksjärven rantaa on muutamia hieman katkonaisia MRE-tyypin muodostumia, jotka ovat suuntautuneet luoteesta kaakkoon.



- |                        |                          |                   |                   |
|------------------------|--------------------------|-------------------|-------------------|
| ★ Huuhtoutunut kivikko | ● Kaivanto               | — Korkeusprofiili | ▨ Rantakerrostuma |
| ▲ Lohkarekeskittymä    | □ Valokuva               | - - - Alueraja    | ■ Kumpumoreeni    |
| ○ Seinämä              | ▩ Avokallio tai kallioma | ■ Vesistö         | ▨ Ribbed-moreeni  |



Kuva 14. Kiramonkulman PMR-kentän pintalohkareisuus ja geomorfologia. Kumpu- ja juomumoreenit sekä rantakerrostumat perustuvat jäätikkösyntyiseltä maaperämuodostumalta -tietoaaineistoon (Geologian tutkimuskeskus). Alue voidaan jakaa geomorfologiansa perusteella kolmeen alueeseen. Kirjaimet a)–

c) merkkeivät korkeusprofiilin alkupisteen paikkaa. Kenttäkohteilta otetut valokuvat (1–3) on esitetty kuvassa 15. Tausta-aineisto: Korkeusmalli 2 m (Maanmittauslaitos).

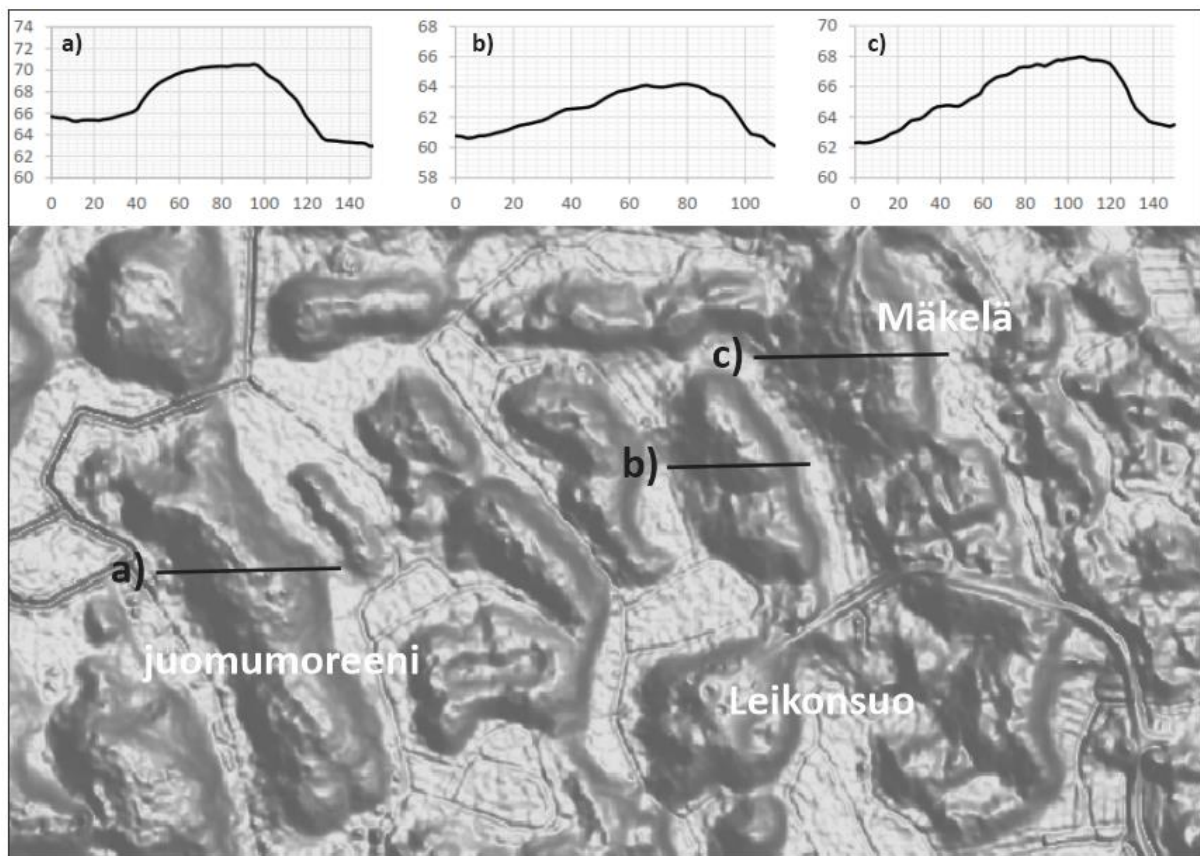
Länsipuolella alue rajautuu muuta maastoa huomattavasti korkeampaan jyrkänpartaaseen, jonka pinnalla ja itäpuolen rinteellä on suuria lohkkareita. Pohjoisessa alue rajautuu suurikokoiseen paljashuippuiseen kalliomäkeen ja idässä taas luode-kaakko-suuntaisiin MRE-muodostumiin. Maastohavainnoinnin aikana alueelta löydettiin kolme mahdollista virtauskanavan paikkaa, joissa pohjamoreeni oli huuhtoutunut ja jättänyt jälkeensä kasvillisuuden peittämän kivikon. Havainnoista pohjoisin sijaitsee heti jyrkänpartaan murtoomaisen ja lohkkareisen kärjen alapuolella, ja kivikko vaikutti jatkuvan kasvillisuuden alla kohti itää (kuva 15: 1) Alueelta tehdyn korkeusprofiilin (a) perusteella muodostumien korkeus alueen etelä ja kaakkoisosissa vaihtelee 2–4 m välillä. Pohjoisempana korkeimmat muodostumat puolestaan ovat noin seitsemän metriä korkeita.



Kuva 15. Esimerkkejä kenttähavainnoin yhteydessä kartoitetuista piirteistä. 1) PMR-kentän länsiosissa havaittavissa oleva lähes kasvuston peittämä huuhtoutunut kivikko, 2) PMR-kentän muodostumille tyyppillistä pintalohkkareisuutta kentän keski- ja pohjoisosissa ja 3) huuhtoutunutta kivikkoa PMR-kentän itäosissa.

Teräväpiirteisimmät ja korkeimmat PMR-kummut sijaitsevat kentän keskiosissa ja erityisesti Leikonsuon ympäristön kummut erottuvat selkeästi itsenäisinä kumpareina. Aluetta halkoo muutama PMR-kumpuja kookkaampi kumpu- ja juomumoreeni. Pintalohkkareisuus on alueella länsi- ja itäosia suurempi, ja monilla kumpareilla lohkkareet näyttäisivät olevan keskittyneen

muodostuman reunaosiin (kuva 15: 2). Kentän keskiosista ei löydetty mahdollisia virtausuomien paikkoja indikoivia kivikoita. Korkeusvaihtelut ovat alueella melko suuria, ja muodostumien koko vaihtelee 3–7 m välillä. Keskimäärin PMR-kummut ovat korkeudeltaan 4–5 m. Mäkelän ja Leikonsuon kaivantojen läheisyydessä osalla PMR-kummuista on havaittavissa murtoiden tyypillistä korkeusprofiilia muistuttava ero niiden länsi- ja itärinteiden välillä (kuva 16). Esimerkiksi Mäkelän kohteella kummun länsirinne on loivapiirteinen ja itärinne jyrkkä. Vastaavaa selkeää eroa rinteiden jyrkkyydessä ei havaita esimerkiksi läheisissä kumpu- ja juomumoreeneissa.



Kuva 16. Alueen keskiosissa sijaitsevilla PMR-kummuilla voidaan osalla havaita loivempi länsirinne ja jyrkempi itärinne. Vastaavaa selvää eroa rinteiden välillä ei havaita läheisillä juomu- ja kumpumoreeneilla. Kumpu- ja juomumoreenit sekä rantakerrostumat perustuvat jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat -tietoaaineistoon (Geologian tutkimuskeskus). Tausta-aineisto: Korkeusmalli 2 m (Maanmittauslaitos).

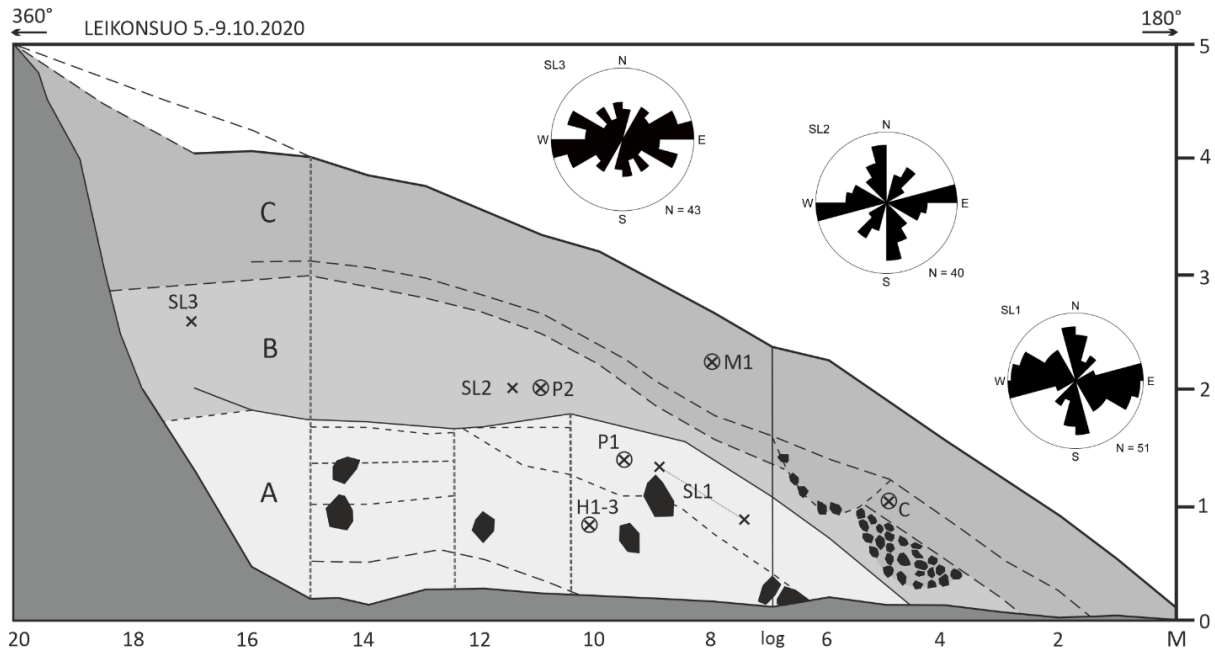
Alueen itä- ja koillisosissa muodostumat ovat huomattavasti matalampia ja vähemmän selvärajaisia sekä korkeusmallilla, että maastossa. Tutkittujen muodostumien pintalohkareisuus on alueella vähäistä. PMR-kentän ainoat TTM-tyypin murtoot sijaitsevat alueen pohjoispuolella, mutta maastossa niitä ei kuitenkaan voi havaita ja myös niiden pintalohkareisuus on vähäinen. Murtoiden kärjet osoittavat kaakkoon. Alue rajautuu idässä kalliomäkeen ja lännessä raja kul-

kee hieman Mäkelän kohteesta itään. Selvärajaissimmat ja korkeimmat PMR-muodostumat sijaitsevat keski- ja itäalueiden rajan tuntumassa PMR-kentän pohjoispuolella. Lohkareiden voidaan havaita olevan keskittyneen osassa pohjoisosien muodostumista niiden etelärinteille. Myös itäpuolen alueelta kartoitettiin muutamia, mahdollisia sulamisvesikanavan paikkaa indikoivia huuhtoutuneita kivikkoja (kuva 15: 3). Itäpuolen maasto on alueen länsi- ja keskiosia korkeammalla, ja muodostumat ovat suurimmaksi osaksi noin kahden metrin korkuisia. Korkeimmat, PMR-tyypin muodostumat alueella taas ovat noin neljä metriä korkeita.

## **5.2 Kiramonkulman PMR-kumpujen kerrosjärjestys ja rakenne**

### **5.2.1 Leikonsuo (S1)**

Leikonsuon (S1) vuonna 2020 avatusta PMR-kummusta voidaan erottaa kolme pääyksikköä (kuva 17), jotka koostuvat lajittuneesta aineksesta ja diamiktonista (taulukko 1). Yleisesti ottaen kumpu on erittäin pintalohkareinen. Alin yksikkö (A) koostuu melko hyvin säilyneestä, normaalisti pakkautuneesta laminoituneesta ja hieman deformatuneesta hiekasta ja hiekkaisesta sorasta. Hiekkakerrokset ovat suhteellisen jatkuvia lateraalisesti ja vaihtelevat materiaaliltaan silttisestä ja hienosta hiekasta karkeaan hiekkään. Sora taas on pääasiassa massiivista ja matriksikannatteista, mutta näyttäisi paikoin olevan heikosti kerroksellista. Hiekkapatjoissa on paikoin havaittavissa joitakin säilyneitä virtausrakenteita. Hiekkapatjat ovat tyypillisesti 5–20 cm paksuja, mutta yksikön alimmat hiekkakerrokset ovat paksuudeltaan 30–40 cm. Kerrokset ovat lähes horisontaalisia. Kivisyys yksikössä on 10–15 % ja suurimmat klastit ovat halkaisijaltaan noin 0,5 m. Kivien pyörityneisyysaste vaihtelee hieman kulmapyöreästä pyörityneeseen. Kontaktien luonne vaihtelee sekoittuneesta terävään. Kontaktien ja laminaatioiden kaateen suunta vaihtelee mittausten perusteella 50 ja 120 asteen välillä eli rakenteet kaatuvat kohti itää. Rakenteiden kaade puolestaan on 10 ja 30 asteen välillä. Rakenteiden suuntaus mukaillee samasta yksiköstä mitattujen klastien pääasiallista, länsi-itä-suuntaista orientaatiota (SL1). Länsi-itä-suuntaisen orientaation lisäksi mittauksista on nähtävissä hieman heikompi, lähes pohjois-etelä-suuntainen orientaatio.



Kuva 17. Leikonsuon seinämäpiirros, joka on toteutettu vuonna 2020 kerätyn datan perusteella. Kaivannon pituus oli noin 17 m ja korkein kohta 3,5 m. Näytteiden, suuntalaskujen ja pylväspiiirroksen paikka (log) on sisällytetty piirrokseen. Ruusudiagrammeilla esitettyihin suuntalaskujen tuloksiin (SL1–SL3) ei ole sisällytetty pystykiviä, minkä vuoksi havaintojen kokonaismäärä on alle 50 kpl.

Yksikkö B koostuu massiivisesta ja matriksikannatteisesta, normaalisti pakkautuneesta ja materiaaliltaan hiekkaisesta diamiktonista, jonka kivisyysaste on 5–10 %. Yksikkö ohenee kohti kaivannon etelänpuoleista reunaa. Diamiktonin matriksi vaihtelee materiaaliltaan keskikarkeasta hiekkasta karkeaan hiekkaan. Klastit ovat kooltaan pääosin alle 15 cm, ja niiden pyöristyneisyysaste vaihtelee A-yksikön tavoin kulmapyöreästä pyöristyneeseen. Suurimmat klastit ovat kooltaan alle 0,5 m kokoisia pieniä lohkareita. Yksikössä ei ole havaittavissa säilyneitä hiekkapatjoja lukuun ottamatta yhtä irrallista, pienikokoista keskikarkeasta hiekkasta koostuvaa rakennetta noin 17 m kohdalla kaivantoa. Yksikön alakontaktissa on havaittavissa alapuoleisen hiekkaisen yksikön deformaatiota. B-yksiköstä tehtyjen klastien suuntamittausten perusteella noin 11 m kohdalla seinämää suuntaus on lähes identtinen alemman yksikön klastien suuntauksen kanssa (SL2). B-yksikön pohjoisreunalla suuntaus taas on voimakkaammin etelä-itä-suuntainen, eikä pohjois-etelä-suuntausta ole samalla tavalla havaittavissa (SL3).

Kaivannon ylin yksikkö (C) koostuu alemman yksikön tavoin massiivisesta, matriksikannatteisesta ja hiekkaisesta diamiktonista, joka on kuitenkin huomattavasti alapuoleisia yksiköitä löyhempää. C-yksikön alakontaktissa on noin 10–20 cm paksu, vaalean harmaa, pääosin keskikarkea hiekkakerros, jonka kontaktit ovat epäselvät ja hieman sekoittuneet. Hiekkayksikön erotettavuus seinämässä vaihtelee, mutta se on parhaiten havaittavissa 11–14 m kohdalla kaivantoa.

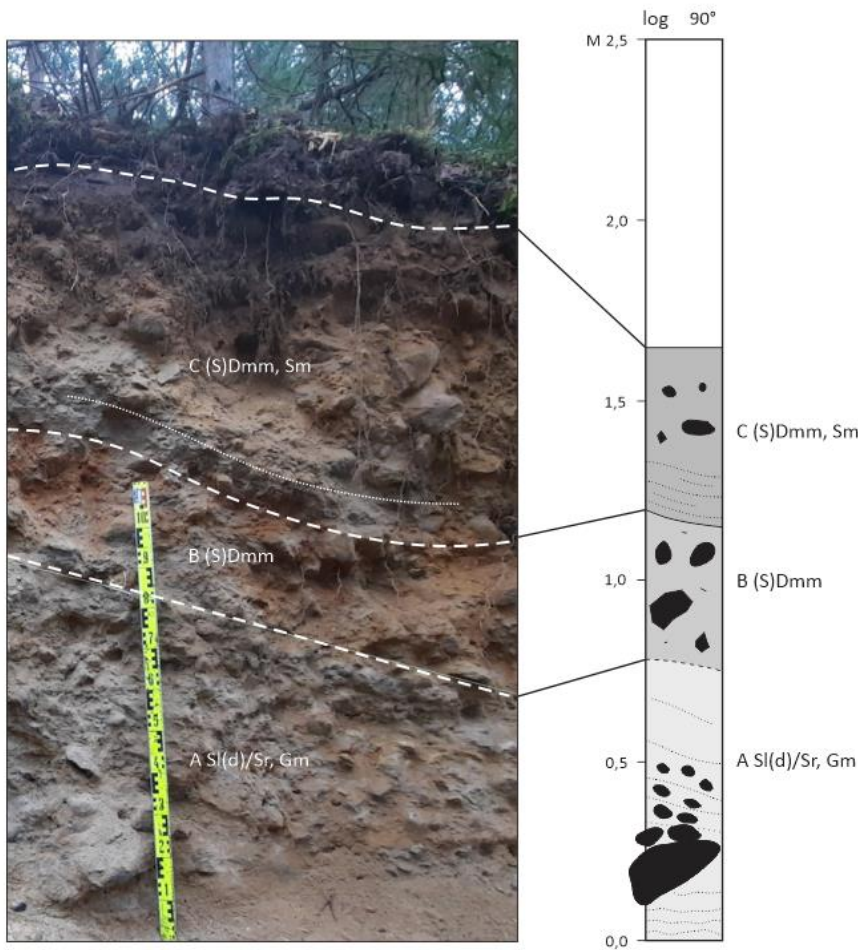
Noin 19–20 m kohdalla seinämää on lisäksi näkyvissä noin 10 cm paksuinen harmaa, hiekkaisesta sorasta koostuva kerros, jonka yläosa on hiekkaisempi ja heikosti laminaarinen. Yksikkö on erityisen hiekkainen kaivannon pohjoispuolella, ja sen eteläosa on pohjoispuolta kivisempi. Noin 3–5,5 m kohdalla seinämää on havaittavissa klastikannatteinen, 6–15 cm kokoisista kivistä koostuva kaukalomainen patja. Koko yksikön matriksi vaihtelee keskikarkeasta hiekasta karkeaan hiekkaan. Klastit yksikössä ovat edellisten yksiköiden tavoin pyörityneisyydeltään kulmapyöreitä tai pyörityneitä.

Taulukko 1. Leikonsuon (S1) kohteen yksiköiden tiivistetyt kuvaukset ja litofasieskoodit.

| Yksikkö  | Kuvaus  | Koodi               |
|----------|---|---------------------|
| <b>A</b> | Melko hyvin säilyneitä tai hieman deformatuneita hiekka- ja sorakerroksia, normaalisti pakkautunut. Sora matriksikannatteista ja massiivista tai paikoin heikosti kerroksellista. Hiekassa säilyneitä virtausrakenteita (väre, dyyni) Kivisyys n. 10–15 %, max. kivikoko n. 0,5 m, klastit kulmapyöreästä pyörityneeseen. Kontaktit teräviä tai sekoittuneita. Kontakteilla ja laminaatioilla suuntaus kohti itää. SL1= länsi-itä-suuntaus. Näytteet P1, H1–H3. | <b>Sl(d)/Sr, Gm</b> |
| <b>B</b> | Massiivinen, matriksikannatteinen hiekkainen diamiktoni (keskikarkea-karkea Hk-matriksi). Kivisyys n. 5–10 %. Klastit kulmapyöreästä pyörityneeseen ja <15 cm, joskus lohkaraita (0,3–0,4 m). Normaalisti pakkautunut, paikoin heikosti säilyneitä hiekkakerroksia. A-B kontakti hieman deformatunut. SL2= länsi-itä-suuntaus, SL3= länsi-itä-suuntaus. Näyte P2.   | <b>(s)Dmm</b>       |
| <b>C</b> | Massiivinen, matriksikannatteinen hiekkainen diamiktoni. Löyhä. Alakontaktissa 10–20 cm vaalean harmaa hiekkakerros (11–14 m), kontaktit epäselviä. Hiekka hieman sekoittunut diamiktoniin. Klastikannatteinen kivinen kerros (4 m) Näyte M1.   | <b>(s)Dmm, Sm</b>   |

Leikonsuolta tehtiin lisäksi yksi pylväspiirros (log) seitsemän metrin kohalta leikkausta (kuva 18), joka edustaa hyvin kohteen kerrosrakennetta. Rakenteen kuvaus mukailee pääosin seinämän kuvausta. Alimman yksikön (A) alaosan (30 cm) kerrosrakenne on aaltoilevaa noin yhdeksään metriin saakka. Kerrokset ovat paikoin silttisiä. Yksikön A yläosa (30–80 cm) jatkuu koko seinämän halki. Kerrosrakenteiden voimakkuus vaihtelee. 80 cm kohdalla materiaali vaihettuu kaoottisen oloiseksi, ”rusinakakkumaiseksi” karkeasta hiekasta, sorasta ja matriksikannatteisista kivistä koostuvaksi diamiktoniksi (B). Väriero yläpuoleiseen yksikköön on profiilin kohdalla selvä. Kaikkiaan aines on melko tiivistä 120 cm korkeudelle asti. 120 cm korkeudella on havaittavissa osassa seinämää huonosti näkyvä vaaleanharmaa, hieman silttinen hiekkakerros, jossa on heikkoa lamellirakennetta. Klastit kerroksessa ovat melko särmikkäitä. Noin 135 cm korkeudella hiekkakerros vaihettuu sekavaan, matriksikannatteiseen ja melko löyhään diamiktoniin (C), jonka klastit ovat kooltaan soraa, kiviä ja pieniä lohkaraita. Profiilin

kohdalla ylimmän yksikön rakenne on hieman pussimainen. Noin 165 cm jälkeen yksikkö on sekoittunut yläpuoleiseen maannokseen.



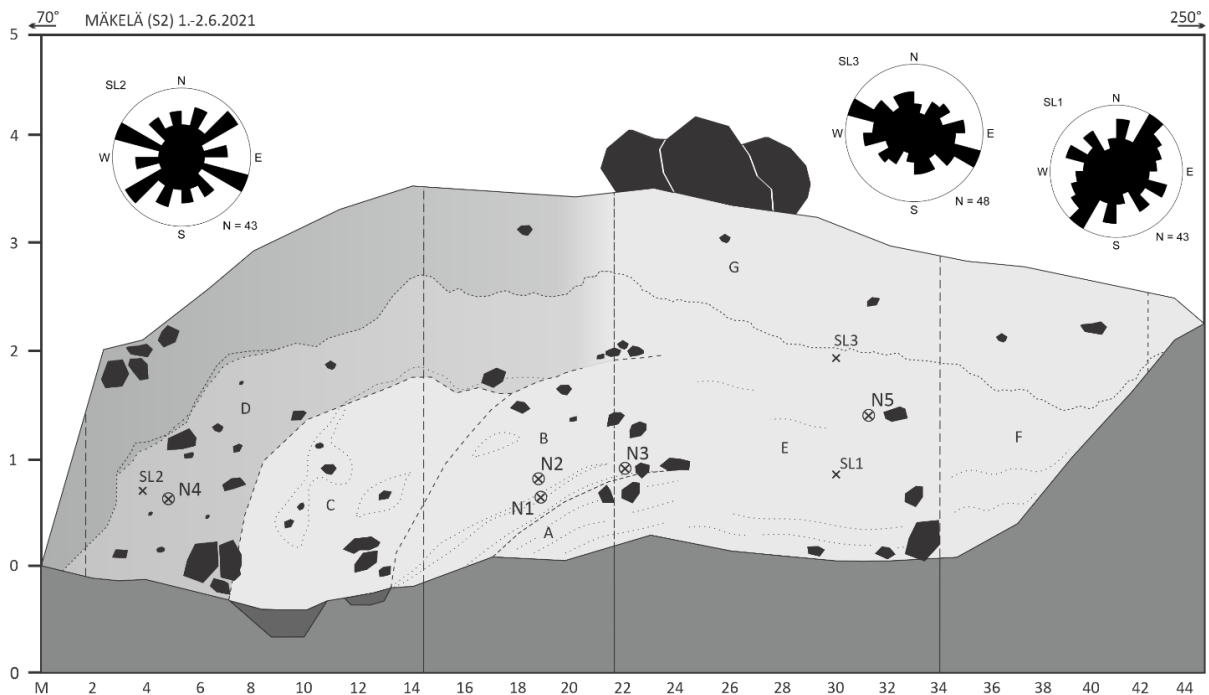
Kuva 18. Kohteelta S1 noin seitsemän metrin kohdalta seinämää tehty pylväspiirros (valokuva: Joni Mäkinen). Piirroksen on liitetty yksiköiden rakennetta kuvaavat litofasieskoodit, ja se edustaa hyvin kohteen S1 tyypillistä kerrosjärjestystä.

### 5.2.2 Mäkelä (S2)

Mäkelän seinämä S2 jaettiin seitsemään yksikköön (kuva 19), joiden materiaali ja kerrosjärjestys muistuttavat seinämän S1 rakennetta (taulukko 2). Alimmat, noin 7–23 m kohdalla seinämää erotettavissa olevat yksiköt A–C koostuvat kohteen S1 tavoin lajittuneesta aineksesta ja ovat materiaaliltaan kerroksellista hiekkaa ja soraa. Kerroksellisen ydinosaan päällä on kivinen ja massiivinen diamiktoniyksikkö (D), jota puolestaan verhoaa massiivinen, mutta löyhempi pintaosien diamiktoni (G). Huomattavin ominaisuus Mäkelän kohteella on kuitenkin 22–34 m välillä seinämää havaittavissa oleva, sekoittunut ja lähestulkoon kokonaan rakenteeton diamiktoniyksikkö (E), jonka kohdalla vastaavaa kerrosjärjestystä ei voida havaita. 34 m jälkeen seinämän rakenne on hieman paremmin erotettavissa (F), mutta pääosin kohteen länsipuolen voidaan sanoa olevan rakenteeton.



Yksikön A materiaali on melko karkeaa ja laminoitunutta hiekkaa, jossa vaihtelevat ohuet karkeamman, punertavan aineksen ja hienomman aineksen kerrokset. Hiekkalaminaatioiden joukossa on sorapitoisia klustereita, joiden klastien pyörityneisyys vaihtelee kulmapyöreästä pyörityneeseen. Yläkontakti yksikköön B on melko terävä. B-yksikön alaosa ja yläosa poikkeavat toisistaan. Alaosaa luonnehtivat paksut, kerrostuneet hiekkapatjat (kuva 20, d), joissa soraa ja kiviä on vain vähän. Yksikön yläosan materiaali on alaosaa hieman sekoittuneempaa ja joukossa on runsaammin pieniä ja keskikokoisia kiviä ja soraa. Sora ja kivet ovat pääasiassa kulmapyöreitä. B-yksikössä on havaittavissa erilaisia, melko hyvin säilyneitä virtausrakenteita, kuten pieniä värerakenteita ja dyynejä (kuva 20, e–f). Yläkontakti B ja D välillä on hieman sekoittunut, mutta kuitenkin selvästi havaittavissa 22 m asti seinämää. Yksikkö C koostuu niin ikään lajittuneesta aineksesta, mutta hiekkapatjat ovat voimakkaan deformatuneita ja sisältävät karkeammasta aineksesta koostuvia klusterimaisia rakenteita (kuva 20, c). Deformatuneesta rakenteesta huolimatta kontakti yläpuoleiseen yksikköön on melko selvärajainen. Yksiköistä B tehtyjen 8 paleovirtausmittauksen suuntaukset vaihtelevat 100–180 asteen välillä, eli rakenteissa on nähtävissä selvä luode-kakko-suuntaus.



Kuva 19. Mäkelän (S2) seinämäpiirros. Kaivannon pituus oli 45 m ja korkein kohta 3,2 m. Näytteiden ja suuntalaskujen paikat on sisällytetty piirrokseen. Ruusudiagrammeilla esitettyihin suuntalaskujen tuloksiin (SL1–SL3) ei ole sisällytetty pystykiviä, minkä vuoksi havaintojen kokonaismäärä on alle 50 kpl.

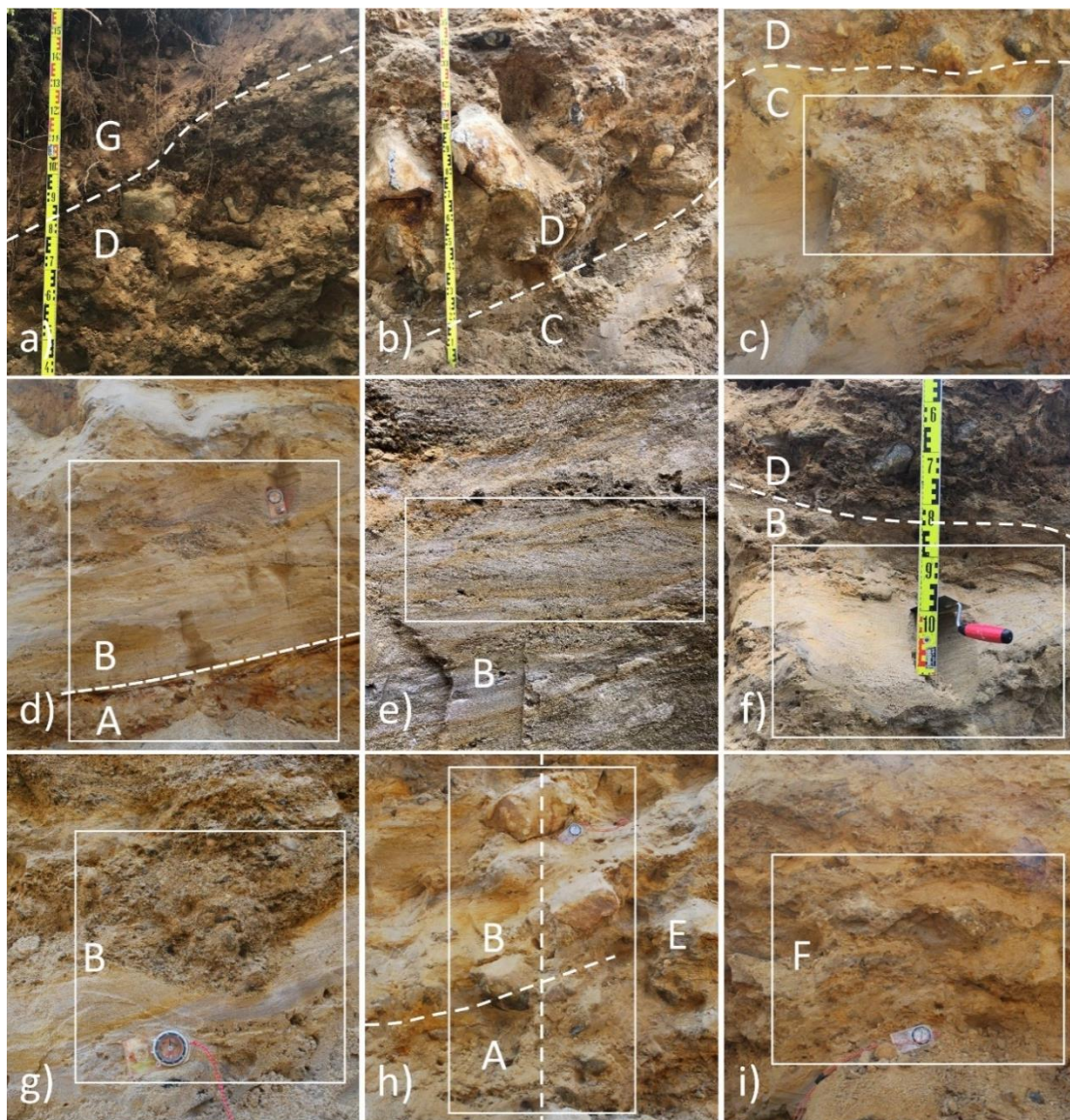
Seinämän S2 lajittuneen aineksen keskusta verhoava diamiktoni (D) vastaa pitkälti seinämän S1 vastaavassa asemassa olevaa yksikköä (B). Diamiktonipatja on hiekkainen, paksu, massii-

vinen, matriksikannatteinen ja kivinen. Suurten kivien ja pienten lohcareiden ympärillä on paikoin huuhtoutunutta soraa. Materiaali on erittäin huonosti lajittunutta ja kivikoko ja pyöristyneisyys vastaa niin ikään Leikonsuolta tehtyjä havaintoja. Yksiköiden D ja G kontaktissa on noin 0–8 m välillä seinämää havaittavissa yhtenäinen, noin 10 cm paksu kerros huuhtoutunutta soraa. Diamiktonista tehtyjen suuntalaskujen (SL2) perusteella aines on selvästi suuntautumaton.

Taulukko 2. Mäkelän (S2) kohteen yksiköiden tiivistetyt kuvaukset ja litofasieskoodit.

| Yksikkö  | Kuvaus  | Koodi                  |
|----------|---|------------------------|
| <b>A</b> | Karkeita punertavia ja hienompia harmaita hiekkalaminaatioita, kivet soraa. Soraisia klustereita, pyöristyneisyys kulmapyöreästä pyöristyneeseen. Yläkontakti melko terävä. Normaalisti pakkautunut.  | <b>SI</b>              |
| <b>B</b> | Alemmassa osassa paksut, hyvin säilyneet hiekkakerrokset, hienosta keskikarkeaan hiekkaa. Vähäkivinen, kivet kooltaan soraa. Hiekkapatjojen välissä karkeamman hiekan ja hienorakeisen soran kerroksia. Säilyneitä virtausarkenteita (väre). Yksikön yläosa kivisempi ja häiriintyneempi. Joukossa dyynirakenteita. Kivikoko vaihtelee sorasta keskikokoisiin ja suuriin kiviin. Kulmapyöreitä. B–D kontakti hieman sekoittunut, mutta kontaktissa soraa ja kiviä. C–B kontaktissa pieniä lohcareita (12 m). Normaalisti pakkautunut. Näytteet N1–N3. Virtausrakteiden suuntaukset 100–180 astetta. | <b>SI,Sr</b>           |
| <b>C</b> | Hiekkakerrokset deformatuneet, hienosta keskikarkeaan hiekkaa. Keskikokoisia kiviä ja pieniä lohcareita. Hieno- ja keskikarkeasta sorasta koostuvia klustereita. Kivet kulmapyöreitä. C–D kontaktissa lohcareita (7 m).   | <b>SI(d)</b>           |
| <b>D</b> | Hiekkainen, erittäin huonosti lajittunut, matriksikannatteinen ja massiivinen diamiktoni. Erittäin kivinen. Hyvin pakkautunut. Kivikoko soraa ja pieniä kiviä sekä isoja kiviä ja pieniä lohcareita. Kivet kulmapyöreitä. Paikoin karkean hiekan tai hienorakeisen soran klustereita. Pienten lohcareiden ympärillä huuhtoutunutta soraa. D-G kontaktissa yhtenäinen, noin 5–10 cm paksu kerros soraa. Näyte N4, SL2 = suuntautumaton.  | <b>(s)Dmm</b>          |
| <b>E</b> | Rakenteeton, massiivinen ja hiekkainen diamiktoni. Paikoin lyhyitä, katkonaisia hiekkalaminaatioita. Melko vähäkivinen, kivet soraa tai pieniä kiviä, kulmapyöreitä. 32 m kohdalla yksikön alaosassa heikkoa kerrosrakennetta. Alkaa 22 m kohdalla seinämää, jossa vertikaalinen jono suuria kiviä. Loppuu noin 33 m kohdalla, jossa pieniä lohcareita. Näyte N5, SL1= koillis-lounassuuntaus, SL2= luode-kaakkosuuntaus.   | <b>(s)Dmm</b>          |
| <b>F</b> | Massiivinen, hiekkainen diamiktoni. Lähellä pohjaa heikosti säilyneitä kerrosrakteita. Kivet kulmapyöreää soraa. Yläkontakti F–G sekoittunut.   | <b>(s)Dmm/<br/>Dms</b> |
| <b>G</b> | Huonosti lajittunut, massiivinen ja melko löyhä hiekkainen diamiktoni, joka vaihettuu pintamaaksi. Kulmapyöreää soraa ja kiviä.   | <b>(s)Dmm</b>          |

Ylin yksikkö G koostuu Leikonsuon seinämän tavoin huonosti lajittuneesta ja massiivisesta hiekkaisesta diamiktonista, joka on alapuoleista diamiktonia huomattavasti löyhempää. Ylimmän yksikön kivikoko ja pyöristyneisyysaste vastaa seinämän S1 yksikön (C) ominaisuuksia. Noin 22 m kohdalla seinämää kuvatut yksiköt sekoittuvat yhtenäiseksi, massiiviseksi ja hiekkaiseksi yksiköksi (E), eikä niiden kontakteja enää voida havaita. Muodostuman itä- ja länsipuolten välisessä vertikaalisessa kontaktissa on havaittavissa suurikokoisten kivien/pienten lohkeiden keskittymä (kuva 20, h), joka merkkää seinämän rakenteellisen ja rakenteettoman osan rajaa. Sekoittunut yksikkö sisältää vähän kiviä ja soraa, ja koostuu lähinnä massiivisesta hiekkasta, jonka joukossa on pieniä kulmapyöreitä kiviä. Yksikössä on paikoin havaittavissa yksittäisiä, katkonaisia ja deformatuneita hiekkalaminaatioita, jotka eivät jatku sivusuunnassa. Yksikön ylä- ja alaosaan tehtyjen suuntalaskujen (SL1 ja SL3) perusteella diamiktonin alaosassa on havaittavissa lounas-koillis-suuntainen orientaatio ja ylempänä taas päinvastainen, luodekaakko suuntainen orientaatio. Noin 34 m kohdalla seinämää materiaali vaihettuu hieman rakenteellisemmaksi (F), ja seinämän alaosassa voidaan havaita selvästi jatkuvampia, katkonaisia ja sekoittuneita hiekkalaminaatioita.



Kuva 20. a) Seinämän S2 itäpuolen diamiktoniyksiköiden D ja G välinen kontakti (2,5 m), b) diamiktonin (D) ja lajittuneen ja deformatuneen yksikön C välinen kontakti lohkkareiden alapuolella (6,5 m), c) hiekkayksikön (C) sisäinen deformatunut karkeamman aineksen linssi yksiköiden C ja D välisen kontaktin alapuolella (10,5 m), d) yksiköiden A ja B välinen terävä kontakti. B yksikön alaosan hiekkakerrokset ovat paksuja ja rakenteet hyvin säilyneitä (18 m), e) säilyneitä, karkeammasta aineksesta koostuvia virtausrakenteita yksikössä B (18,5 m), f) noin 20 cm paksu, säilynyt dyynirakenne B yksikön yläosassa lähellä B-D kontaktia (18,5 m), g) B-yksikön sisäistä raekoon vaihtelua. Karkeampi aines on erodoinut hienompaa ainesta alapuolelta (14,5 m), h) A ja B yksiköiden ja seinämän rakenteettoman länsipuolen (E) välinen, lohkkareinen rajapinta (22,5 m), i) seinämän länsipuolen diamiktonin alaosissa havaittavissa olevaa karkeaa kerroksellisuutta (36 m). Seinämän rakenteeton osa E vaihtuu kerroksellisemmäksi diamiktoniksi (F) noin 34 m kohdalla seinämää.

### 5.2.3 Kohteiden S1–S2 sedimenttinäytteet ja kivilaskut

Kohteelta S1 otettiin 7 sedimenttinäytettä (taulukko 3). Näytteet H1–H3 otettiin alimmasta, lajittuneen aineksen yksiköstä A. Näytteiden materiaali vaihtelee erittäin hienosta hiekasta keskikarkeaan hiekkaan. Soran osuus näytteissä H1–H2 on vähäinen (0,5–3,4 %), ja hienoaineksen

osuus suuri. Näyte H3 on materiaaliltaan hieman karkeampaa. Näyte P1 otettiin A-yksikön kivisemmästä yläosista ja P2 otettiin ylemmässä B-yksiköstä. Hienoaineksen osuus molemmissa näytteissä on alhainen. Hiekan ja soran osuudet näytteistä ovat lähestulkoon samat (30 % ja 70 %), mutta näytteessä P2 sora on keskimäärin karkearakeisempaa. Näyte C otettiin yksikön C hiekkaisesta alaosasta, ja sen materiaalista yli puolet on keskikarkeaa tai karkeaa soraa. C-yksikön ylemmän, massiivisen osan materiaalista taas yli 70 % on näytteen M1 perusteella soraa. Hienoaineksen osuus ylemmässä osassa on alhainen. Kohteen S1 näytteiden rakeisuuskäyrät on esitetty tutkielman liitteissä (1–7).

Taulukko 3. Leikonsuon (S1) näytteiden seulontatulokset. Maalaji on nimetty d50-arvon mukaan perustuen Udden-Wentworth-raekokoluokitukseen. Näytteiden ottoapaikat on esitetty Leikonsuon seinämäpiirroksen yhteydessä.

| Näyte     | d50 (mm) | Maalajin kuvaus   | Lyhenne     |
|-----------|----------|---|-------------|
| <b>H1</b> | 0,080    | Huonosti lajittunut, hieman karkeaa soraa ja silttiä sisältävä erittäin hieno hiekka. Hienoaineksen osuus 36,4 %.         | <b>vfS</b>  |
| <b>H2</b> | 0,131    | Huonosti lajittunut, hieman hienorakeista soraa ja silttiä sisältävä hieno hiekka. Hienoaineksen osuus 26,8 %.            | <b>fS</b>   |
| <b>H3</b> | 0,335    | Huonosti lajittunut, hieman hienorakeista soraa sisältävä keskikarkea hiekka. Hienoaineksen osuus 2,4 %.                  | <b>mS</b>   |
| <b>P1</b> | 8,765    | Erittäin huonosti lajittunut, karkeaa silttiä ja karkeaa hiekkaa sisältävä keskikarkea sora. Hienoaineksen osuus < 3,5 %. | <b>mPe</b>  |
| <b>P2</b> | 17,102   | Erittäin huonosti lajittunut, silttiä ja hiekkaa sisältävä karkea sora. Hienoaineksen osuus < 3,5 %.                      | <b>cPe</b>  |
| <b>C</b>  | 2,454    | Erittäin huonosti lajittunut, silttiä ja keskikarkeaa hiekkaa sisältävä hienorakeinen sora. Hienoaineksen osuus 7,8 %.    | <b>grPe</b> |
| <b>M1</b> | 9,583    | Erittäin huonosti lajittunut hiekkainen keskikarkea sora. Hienoaineksen osuus < 1,5 %.                                    | <b>mPe</b>  |

Mäkelän kohteelta (S2) sedimenttinäytteitä otettiin viisi kappaletta (taulukko 4). Näytteet N1–N3 otettiin seinämän kerroksellisesta, lajittuneemmasta ydinosa (B). Näytteiden N1–N2 materiaali koostuu lähes kokonaan hiekasta (>95 %), ja soran ja hienoaineksen osuus näytteistä on

vähäinen. Näytteessä N3 puolestaan hienoaineksen osuus on selvästi suurempi. Näyte N4 otettiin lajittuneempia kerroksia verhoavasta diamiktoniyksiköstä (D). Materiaali koostuu Leikonsuon vastaavassa asemassa olevan diamiktonin tavoin lähes kokonaan sorasta (63,3 %) ja hiekasta (33,7 %). Näyte N5 puolestaan otettiin massiivisesta ja sekoittuneesta yksiköstä E, josta lähes 70 % oli hiekkaa. Kohteen S2 näytteiden rakeisuuskäyrät on esitetty tutkielman liitteissä (8–12).

Taulukko 4. Mäkelän (S2) seulontatulokset. Maalaji on nimetty d50-arvon mukaan perustuen Udden-Wentworth-raekokoluokitukseen. Näytteiden ottoapaikat on esitetty Mäkelän seinämäpiirroksen yhteydessä.

| Näyte | d50 (mm) | Maalajin kuvaus  | Lyhenne |
|-------|----------|--|---------|
| N1    | 0,596    | Huonosti lajittunut, hienorakeista soraa sisältävä karkea hiekka. Hienoaineksen osuus n. 0,8 %.                            | cS      |
| N2    | 0,173    | Melko hyvin lajittunut, keskikarkeaa soraa sisältävä hieno hiekka. Hienoaineksen osuus n. 4,4 %.                           | fS      |
| N3    | 0,115    | Erittäin huonosti lajittunut, hienoa soraa ja hienoainesta sisältävä erittäin hieno hiekka. Hienoaineksen osuus n. 24,7 %. | vfS     |
| N4    | 9,891    | Erittäin huonosti lajittunut, hiekkainen keskikarkea sora. Hienoaineksen osuus < 3.1 %.                                    | mPe     |
| N5    | 0,360    | Erittäin huonosti lajittunut, sorainen ja silttinen keskikarkea hiekka. Hienoaineksen osuus n. 8,2 %.                      | mS      |

Leikonsuon kohteelta (S1) tutkittiin 25 kivinäytettä ja Mäkelän kohteelta (S2) 100 kivinäytettä (taulukko 5). Vaikka kohteelta S1 havaintoja tehtiin huomattavasti vähemmän, voidaan tulosten perusteella silti todeta, että kummaltakin kohteelta lähes 70 % näytteistä edustaa biotiittirikasta gneissia. Loput näytteistä, eli noin 30 % kivistä ovat kummallakin kohteella tulosten perusteella granitoideja.

Taulukko 5. Leikonsuon (S1) ja Mäkelän (S2) kohteen eri kivilajien suhteellinen osuus kivilaskuja varten kerätyistä näytteistä.

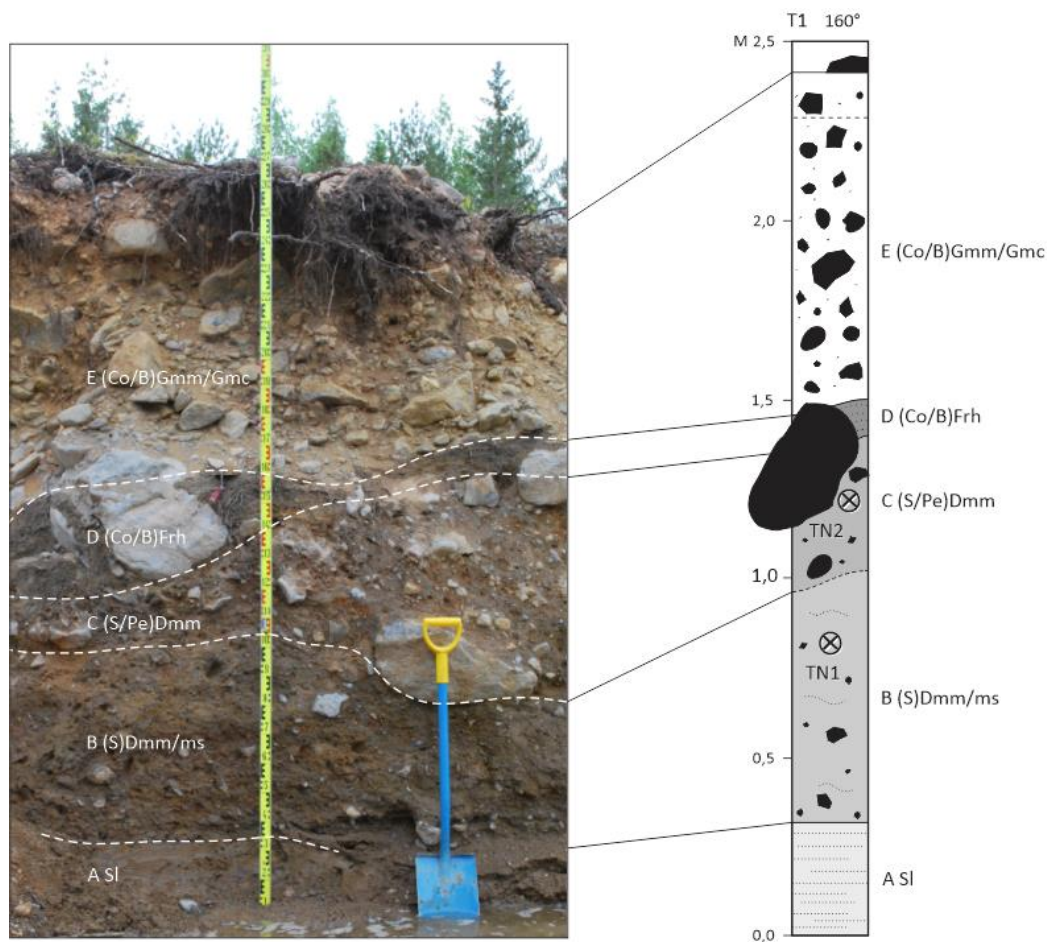
| Kokonaismäärä (S1)     | 25 kpl  |
|------------------------|---------|
| Kivilaji               | %-osuus |
| Biotiittirikas gneissi | 68 %    |
| Pegmatiittigraniitti   | 20 %    |
| Granodioriitti         | 12 %    |

|                           |                |
|---------------------------|----------------|
| <b>Yht.</b>               | <b>100 %</b>   |
| <b>Kokonaismäärä (S2)</b> | <b>100 kpl</b> |
| Kivilaji                  | %-osuus        |
| Biotiittirikas gneissi    | 71 %           |
| Pegmatiittigraniitti      | 13 %           |
| Graniittigneissi          | 10 %           |
| Granodioriitti            | 6 %            |
| <b>Yht.</b>               | <b>100 %</b>   |

## 5.2.4 Takalantien kohteiden kerrosjärjestys ja litologia

Takalantien kohde (T1) sijaitsee PMR-kentän reunalla ja jakautuu viiteen yksikköön (A–E) (kuva 21). Seinämän alimman yksikön (A) materiaali on PMR-kumpujen tavoin hienosta keskikarkeaan vaihtelevaa hiekkaa, joka on pylväspiirroksen kohdalla laminaarirakenteista ja vähäkivistä. Kontakti yläpuoleiseen yksikköön on profiilin kohdalla melko terävä ja horisontaalinen. PMR-kumpujen tavoin myös kohteella T1 lajittuneen aineksen päällä on melko tiivis, matriksikannatteinen ja huonosti lajittunut hiekkainen diamiktoni (B), joka kuitenkin on PMR-kumpujen diamiktonia vähemmän kivinen ja selvästi kerroksellisempi. Suurimmat kivet yksikössä ovat noin 20 cm ja kivet ovat kulmistaan pyörityneitä. PMR-kumpujen tavoin yksikön B päällä on ominaisuuksiltaan hieman poikkeava toinen diamiktonipatja (C), joskin Takalantien kohteella kerros poikkeaa hieman PMR-kumpujen pintaosien löyhemmästä diamiktonista. Yksikkö B vaihettuu yksiköksi C noin yhden metrin korkeudella seinämää, minkä jälkeen kivisyys kasvaa huomattavasti. Yksikkö C on materiaaliltaan erittäin huonosti lajittunutta, normaalisti pakkautunutta hiekkaisesta diamiktonia. Kivikoko vaihtelee sorasta ja pienistä kivistä pieniin lohkaraisiin. B-yksikön tavoin kivet ovat kulmistaan pyörityneitä. C- ja D-yksiköiden välinen kontakti on pylväspiirroksen kohdalla häiriintynyt ja osittain sekoittunut.

D-yksikkö koostuu kerrallisesta savesta, jossa vaihtelevat syklisesti tummemmat hienoainespi-toisemmat ja vaaleammat karkeammat kerrokset. Yksikköön on painunut kiviä ja lohkaraita (*dropstones*) ylemmästä kerroksesta. Myös D- ja E-yksiköiden välinen kontakti on pylväspiirroksen kohdalla häiriintynyt. Ylin yksikkö (E) koostuu hyvin löyhästä, osin ihmisen ja kasvuston muokkaamasta hiekkaisesta diamiktonista, jonka matriksi on keskikarkeaa hiekkaa ja soraa. Kivikoko vaihtelee hienorakeisesta sorasta suuriin kiviin ja keskikokoisiin lohkaraisiin. Kivien pyörityneisyysaste vaihtelee kulmapyöreästä pyörityneeseen.



Kuva 21. Takalantien kohteen (T1) kerrosjärjestystä kuvaava pylväspiirros. Sedimenttinäytteiden paikat ja yksiköiden rakennetta kuvaavat litofasieskoodit on merkitty piirrokseen.

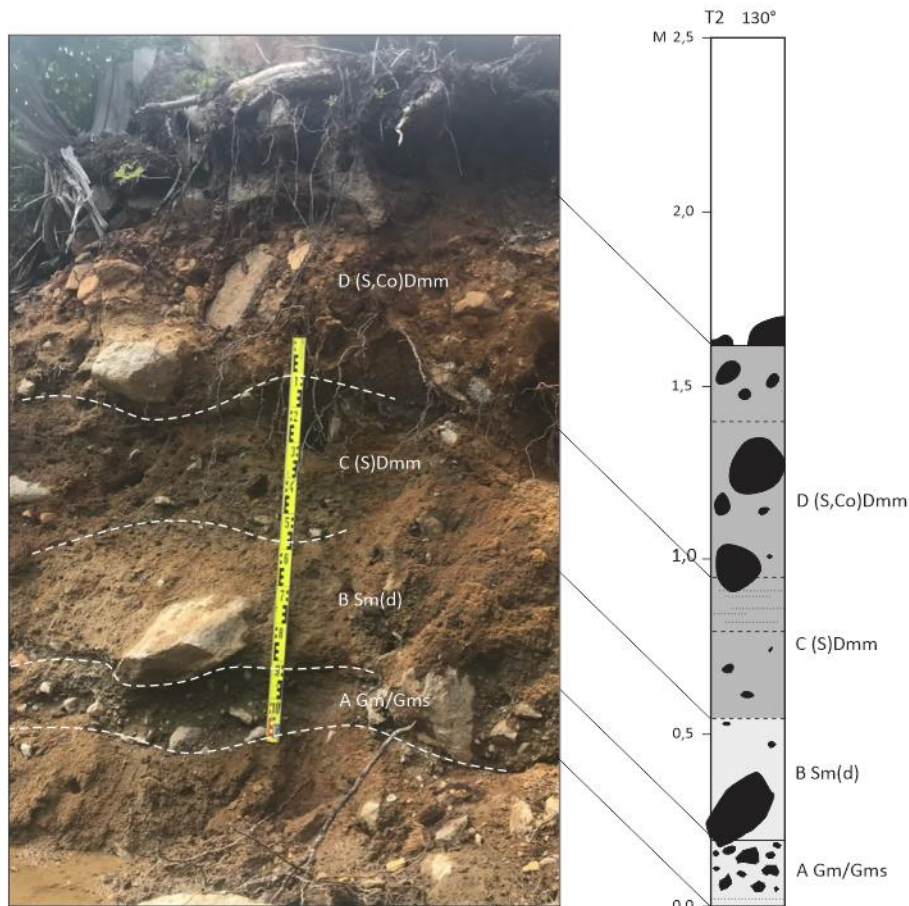
Kohteen T1 diamiktoniyksiköiden (B–C) materiaali koostuu seulantatulosten perusteella vaihtelevissa määrin karkeasta ja keskikarkeasta sorasta sekä hienosta ja keskikarkeasta hiekasta (taulukko 6). Näytteen TN1 materiaalista soran ja hiekan osuudet ovat lähes yhtä suuret (41,6 % ja 54,6 %). Näyte TN2 taas on huomattavasti sorapitoisempi (71,3 %). Näytteiden rakeisuuskäyrät on esitetty tutkielman liitteissä (13–14).

Taulukko 6. Kohteen T1 sedimenttinäytteiden seulantatulokset. Maalajin lyhenne on annettu d50-arvon mukaan perustuen Udden-Wentworth-raekokoluokitukseen. Näytteiden ottopaikat on esitetty pylväspiirroksen (T1) yhteydessä.

| Näyte | d50 (mm) | Maalajin kuvaus  | Lyhenne |
|-------|----------|--|---------|
| TN1   | 0,873    | Erittäin huonosti lajittunutta karkeaa soraa ja keskikarkeasta karkeaan hiekkaa. Hienoaineksen osuus n. 4 %. | cS      |
| TN2   | 11,139   | Erittäin huonosti lajittunutta hiekkaista, karkeaa soraa. Hienoaineksen osuus n. 1,4 %.                      | mPe     |

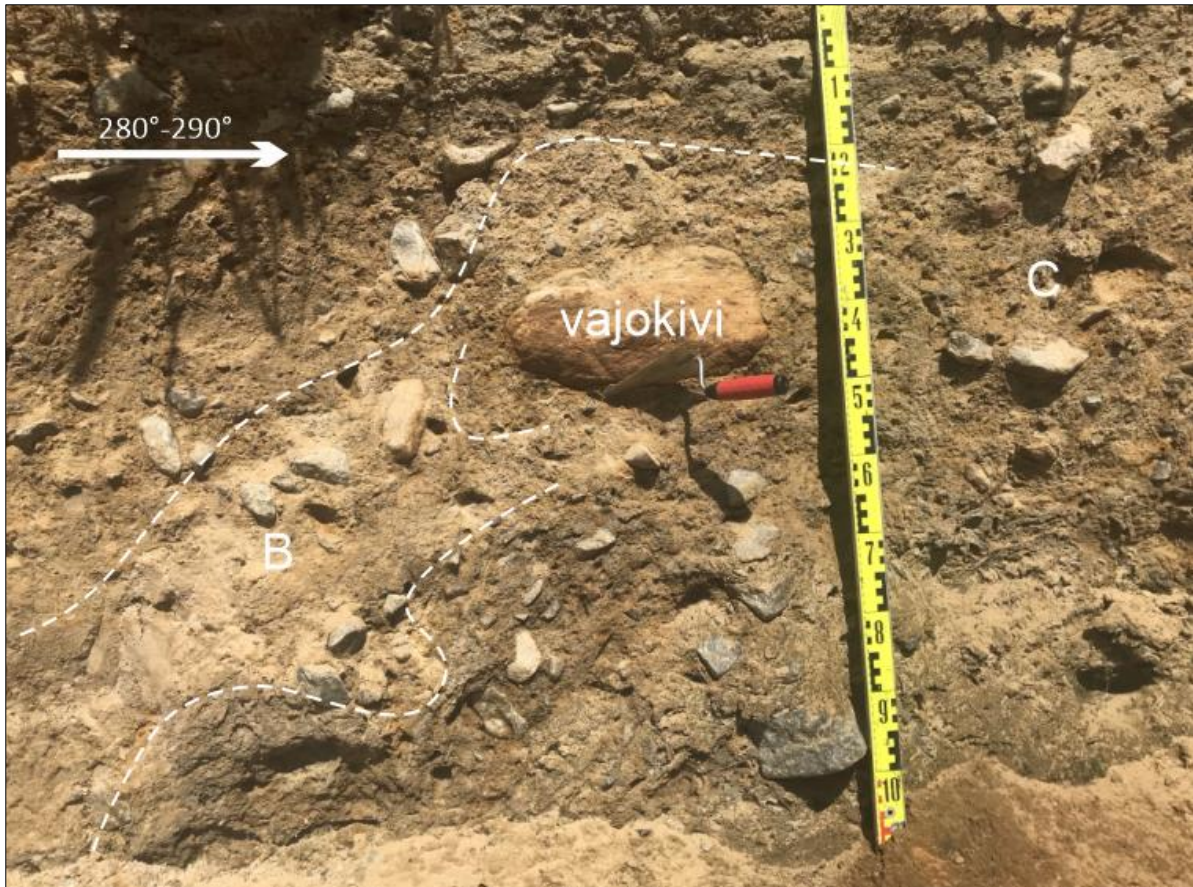


Takalantien (T2) noin 1,6 m korkea kaivanto jakautuu neljään yksikköön (kuva 22). Myös kohteen T2 kahden alimman yksikön voidaan todeta koostuvan lajittuneesta aineksesta ja sorasta, joskin kerrostumat poikkeavat hieman kolmesta muusta kohteesta. Alin, pylväspiirroksen kohdalla noin 20 cm korkuinen yksikkö (A) koostuu pääasiassa harmaan hienon hiekkamatriksin kannattelema sorasta, joka vaikuttaisi olevan heikosti kerroksellista. Matriksin materiaali on hienosta keskikarkeaan hiekkaa. Kivet ovat kulmapyöreitä ja koko vaihtelee hienorakeisesta sorasta pieniin ja keskikokoisiin kiviin. Kontakti ylempiin B- ja C-yksiköihin on terävä.



Kuva 22. Takalantien kohteen (T2) kerrosjärjestystä kuvaava pylväspiirros. Yksiköiden rakennetta kuvaavat litofasieskoodit on merkitty piirroksen.

Hiekkainen, vaalean ruskea B-yksikkö ei ole näkyvässä koko seinämän alueella, ja on voimakkaasti deformatoitu. Pylväspiirroksen ulkopuolella, noin 340 asteen katselusuunnassa seinämässä on havaittavissa suurikokoinen liekkirakenne (*flame structure*) (kuva 23), jossa alempi hiekkayksikkö (B) on työntynyt ylemmän yksikön (C) sisään noin 280–290 asteen suunnasta. Vastaava hiekkayksikkö on kokonaan erodoitunut pois osassa seinämää, jolloin alin yksikkö (A) on suoraan kontaktissa diamiktoniin (C). Hiekkayksikköön on sekoittunut runsaasti eri kokoisia vajokiviä (*dropstones*) yläpuoleisesta diamiktonista (C).



Kuva 23. Pylväspiirroksen ulkopuolella, noin 340 asteen katselusuunnassa seinämää esiintynyt suuri-kokoinen deformaattorakenne. Alempi, hiekkainen yksikkö (B) on työntynyt ylemmän, diamiktoniyksikön (C) sisään. C-yksiköstä puolestaan on painunut vajokiviä alempaan yksikköön.

C-diamiktoni on väriltään harmahtava ja materiaaliltaan melko kivinen ja normaalisti pakkautunut, muistuttaen ominaisuuksiltaan kohteen T1 yksikköä C. Noin 70 cm kohdalla pylväspiirrosta diamiktonissa on havaittavissa heikkoa laminaarirakennetta, jonka yläpuolella aine vaihtuu kivisemmäksi ja rakenteettomaksi diamiktoniksi (D). Ylin, massiivinen yksikkö D koostuu hiekkaisesta, pääosin matriksikannatteisesta diamiktonista, joka on väriltään punertavampaa. Ylin yksikkö muistuttaa jokseenkin kohteen T1 ylintä yksikköä, mutta on huomattavasti tiiviimpää. Sedimenttinäytteitä kohteelta T2 ei tutkimusten yhteydessä otettu.

### 5.3 Kohteiden sedimenttifasiesten yhteneväisyys ja tulkinta

Tulosten pohjalta voidaan tiivistetysti todeta kahden tutkitun PMR-kummun (S1–S2) kerrosrakenteen ja yksiköiden materiaalin olevan keskenään yhteneviä. Muodostumat koostuvat kolmesta pääyksiköstä, joiden erotettavuus vaihtelee seinämän osasta ja deformaation luonteesta riippuen erityisesti Mäkelän kohteella. Kumpareiden alimmat kerrokset koostuvat materiaaliltaan keskimäärin hienosta karkeaan vaihtelevasta, kerroksellisesta hiekasta ja sorasta, ja kum-

mankin PMR-kummun keskiosissa on havaittavissa veden virtausta indikoivaa väreristikerroksellisuutta ja dyynirakenteita. Myös PMR-kentän reunalla sijaitsevalla Takalantien kohteella (T1) on havaittavissa laminoituneesta hienoaineksesta koostuva, osittain näkyvissä oleva yksikkö A, joka saattaa vastata kentän keskiosan PMR-kumpujen alimpia lajittuneemman aineksen yksikköjä. Kentän ulkopuoleisen kohteen (T2) alimmat kerrokset (A–B) ovat niin ikään tyypillisesti virtaavan veden kerrostamaa ainesta.

Kohteilla S1, S2 ja T1 lajittuneiden yksiköiden päällä on havaittavissa melko tiivis, kivinen ja hiekkainen diamiktoniyksikkö, jossa on paikoin heikkoa kerroksellisuutta. Diamiktonin sisältämän materiaalin raekoko ja kivisyys sekä kerrosrakenteiden voimakkuus poikkeaa kentän reunan kohteella (T1) hieman PMR-kumpujen vastaavan yksikön materiaalista, mikä viittaisi materiaalin kerrostumisolosuhteiden poikenneen hieman reitin keskiosien olosuhteista. Kentän ulkopuoleisella kohteella (T2) ei ole ominaisuuksiltaan vastaavaa diamiktonipatjaa lajittuneen aineksen päällä, vaan kohteen T2 diamiktoni C vastaa kuvattujen ominaisuuksiensa puolesta ennemminkin kohteen T1 diamiktonia C.

Seinämien S1 ja S2 alempia yksikköjä verhoava löyhempi diamiktoni eroaa Takalantien kohteiden ylimmästä diamiktonista ainakin tiiviytensä puolesta, mutta yksikkö on maannos- ja ihmistoiminnan vaikutuksesta sekoittunut, joten sen ominaisuuksia on vaikea tarkkaan arvioida. Muista kohteista poiketen kohteella T1 on ylimmän diamiktonin päällä havaittavissa rytmisesti kerrostunut savikerros ja sitä verhoava löyhä, hiekkainen ja kivinen diamiktoni. Kerrostumien tulkitaan edustavan Suomessa subakvaattisilla alueilla tyypillisesti tavattavia, deglasiaation aikaisia lustosavi- ja rantakerrostumia (Salonen ym. 2006: 53–54), eivätkä ne näin ollen suoranaisesti liity subglasiaaliseen toimintaan. Kohteelta T2 kuvatun ylimmän D-yksikön voitaisiin havaintojen perusteella itse asiassa tulkita olevan diamiktonin C kivisempi ja maannoksen muokkaama yläosa, sillä materiaali eroaa väriltään ja erityisesti tiiviydeltään viereisen kohteen T1 rantakerrostumasta. Kuvattujen sedimenttifasiesten voidaan tulosten pohjalta tulkita kuvaavan seuraavia kerrostumisvaiheita:

1. Virtaava vesi kerrostaa glasifluviaalisia sedimenttejä esimerkiksi subglasiaalisten onkaloitten tai kanaalien pohjalle. Aineksen karkeus ja yksiköiden paksuus riippuvat virtauksen voimakkuudesta ja kestosta. Muuhun ainekseen nähden ylisuuret kivet ja lohkareet ovat peräisin sulavan jäätikön pohjasta (S1–S2, T1–T2) (Evans ym. 2006). Suurimmat kivet konsentroituvat yksikön reunaosiin, ja jäätikön samanaikainen virtaus deformoi keskusta sen reunoilta (S2).

2. Vedellä kyllästetty, subglasiaalinen moreeni virtaa massana glasifluviaalisten yksikköjen päälle, ja tila alkaa täyttyä esimerkiksi Mäkinen ym. (2018) kuvaamalla tavalla. Virtaus deformoi paikoin alapuoleisia yksikköjä, ja diamiktoni on osin sekoittunut glasifluviaalisiin sedimentteihin. Kuljetusmatkat ovat klastien litologian ja pyörityneisyysasteen perusteella melko lyhyitä. Hienoaines on suurimmaksi osaksi huuhtoutunut pois (S1–S2, T1). Jäätikön samanaikainen virtaus deformoi yksiköitä reunoilta (S2). Deformaation laatu kohteilla on duktiilista, mikä viittaa aineksen olleen vesipitoista kerrostumisen ja deformaation aikana (Evans ym. 2006). Virtaus on paikoin konsentroituneempaa, muodostaen joitakin säilyneitä hiekkaisempia osuuksia (S1), tai heikosti säilynyttä kerroksellisuutta diamiktonissa (T1).
3. Virtausolosuhteiden muuttuessa kerrostuu jälleen hiekkaa (S1) tai soraa (S2) ylimmän yksikön alapintaan. Virtaus alkaa keskittyä tilan reunoille onkalon täytyessä, muodostaen kaukalomaisia sorapatjoja, joista hienompi aines on huuhtoutunut (S1) (esim. Mäkinen ym. 2019). Lopulta pinnalle kerrostuu sulavan jäätikön pohjasta diamiktoniainesta esimerkiksi sulamismoreenin tyyppisesti (esim. Evans ym. 2006), tai mahdollisesti jonkinlaisena massavirtauksena (S1–S2) (Mäkinen ym. 2019). Kohteille T1–T2 kerrostuu samassa vaiheessa tiiviimpi pohjamoreeniyksikkö, joka deformoi ja osin erodoi kohteen T2 hiekkayksikköä jäätikön liikesuunnasta (280–290°).
4. Deglasiaation edetessä jäätikön edustalle kerrostuu syvään veteen lustosavia ja myöhemmin rantakerrostumia (T1). Rantavoimat ja myöhemmin maannostuminen muokkaavat ylimpiä yksiköitä (S1–S2, T1–T2).

## 6 Keskustelu

### 6.1 Suhde murtoiden rakenteeseen

Kohteiden S1–S2 ja T1 rakenteen voidaan Ojala ym. (2021) huomioita mukaillen sanoa vastaavan pääpiirteisesti esimerkiksi Mäkinen ym. (2019) kuvaamaa kolmiotyyppin (TTM) murtoiden yksinkertaistettua kolmiosaista kerrosjärjestystä. Murtoiden diamiktonin tavoin hienoaineksen osuus tutkielman kohteiden S1–S2 ja T1 lajittuneen aineksen päällä olevassa diamiktonissa on vähäinen (< 3,5–4 %). Murtoiden tavoin klastien pyörityneisyys on pääosin kulmapyöreä, ja kivet ovat tulosten perusteella paikallista kallioperää, eli tutkielman tapauksessa koostuvat lähes 70 % biotiittirikasta gneissistä. Lisäksi tutkittujen kohteiden sisäosien lohkat ovat halkaisijaltaan murtoiden tavoin alle metrin, ja muodostumien pintalohkareisuus on suuri. Ojala ym. (2021) havaintojen tavoin kohteita S1–S2 verhoaa löyhempi, kivinen ja massiivinen hiekkainen diamiktoni. Sen alaosassa on erotettavissa esimerkiksi Mäkinen ym. (2017) ja Mäkinen ym. (2019) kuvailema hiekkainen (S1) tai sorainen (S2) kerros ennen massiivista osaa.

Kohteiden materiaalissa ja sisäisessä rakenteessa on kuitenkin joitakin, esimerkiksi Mäkinen ym. (2019), Peterson Becher & Johnson (2021) ja Ojala ym. (2021) havainnoista poikkeavia piirteitä. Aikaisempien tutkimusten perusteella TTM-tyyppin murtoiden rakenteessa on eniten vaihtelua glasifluviaalisen keskuksen materiaalin määrän suhteen. Esimerkiksi Peterson Becher & Johnson (2021) tutkimista murtoista osalla havaittiin yhtenäisempi glasifluviaalinen keskus, ja osa puolestaan koostui lähes kokonaan heterogeenisestä, hiekkaisesta diamiktonista, jossa lajittunut aines esiintyi pienempinä kerroksina diamiktonipatjan seassa. Myös Ojala ym. (2021) tutkimissa PMR- ja MRE- tyyppin muodostumissa rakenne muistuttaa enemmän Peterson Becher & Johnson (2021) kuvaileman lajittunutta ainesta sisältävän diamiktonin rakennetta. Tutkielmassa tarkastelluista kohteista erityisesti Mäkelän (S2) kohteella lajittuneen aineksen keskus on voimakkaan korostunut ja yhtenäinen. Lisäksi esimerkiksi Ojala ym. (2021) perusteella tutkituissa muodostumissa ei tyypillisesti havaita laaja-alaista glasiotektonista deformaatiota, mutta kohteella S2 seinämän länsipuoli ja osa C-yksikköä ovat kuitenkin voimakkaan duktiilisesti deformoituneita.

Myös hienoaineksen päällä oleva diamiktoni eroaa materialtaan hieman tyypillisestä murto-diamiktonista, joskin esimerkiksi kohteen S1 diamiktoniyksikössä (B) on havaittavissa Mäkinen ym. (2019) kuvailemaa ”rusinakakkumaista” rakennetta. Kohteiden S1–S2 sedimenttinäytteiden perusteella lajittuneen aineksen päälle kerrostunut diamiktoni näyttäisi kuitenkin olevan

lähinnä massiivista, huonosti lajittunutta ja karkeaa hiekkaista soraa, ja murtoiden diamiktonille tyypilliset lajittuneen aineksen taskut ja kerrokset ovat tutkielman PMR-kumpujen diamiktonissa heikkoja tai puuttuvat kokonaan.

Kerrosjärjestyksen ja yksiköiden ominaisuuksien voidaan olettaa heijastavan murtoiden kanssa samankaltaista subglasiaalista synty-ympäristöä ja kerrostumisprosessia. Paikalliset erot subglasiaalisissa olosuhteissa oletettavasti vaikuttavat kerrostumisolosuhteisiin (esim. Ojala ym. 2021), minkä vuoksi yksiköissä havaitaan myös toisistaan poikkeavia ominaisuuksia.

## **6.2 Suhde alueen geomorfologiaan ja sulamisvesireittiin**

Sääksjärven ympäristön on aikaisemman kirjallisuuden perusteella tulkittu olevan osa subglasiaalista sulamisvesireittiä (Mäkinen ym. 2017; Ojala ym. 2019; Ahokangas ym. 2021). Kentän eri osien geomorfologisten ominaisuuksien perusteella subglasiaalisten sulamisvesien voidaan olettaa keskittyneen pääasiassa kahteen tai kolmeen reittiin, joiden sijaintia ja virtaussuuntaa havaitut kalliomäet sekä MRE- PMR- ja TTM-tyypin muodostumat indikoivat. Kalliomäet näyttäisivät sijaintinsa puolesta toimineen eräänlaisina vedenjakajina alueella erottaen toisistaan kentän osat, joihin virtaus on oletettavasti keskittynyt. Ojala ym. (2021) perusteella MRE-tyypin muodostumat eivät välttämättä mukaile paikallista jäätikön liikesuuntaa, vaan voivat olla orientoituneita esimerkiksi sulamisvesien paikallisen virtaussuunnan mukaan. PMR-kentän länsiosan MRE-muotojen suuntauksen ja sulamisvesien erodointiin viittaavien huuhtoutuneiden kivikoiden perusteella virtauksen voi olettaa tapahtuneen pääasiassa luoteesta kaakkoon, ja hieman pohjoisempana lännestä itään.

Kentän keskiosissa kohteen S1 tuntumassa virtaus näyttäisi tapahtuneen samaan tapaan pääasiassa lännestä itään ja kohteella S2 puolestaan luoteesta kaakkoon. Havaintoa puoltaa kohteiden virtausrakenteiden ja diamiktonin suuntaus. Leikonsuon kohteella sekä lajittuneen keskuksen rakenteilla, että diamiktonin klasteilla havaittiin vahva länsi-itä-suuntaus. Vastaavasti Mäkelän kohteella lajittuneen keskuksen rakenteissa havaitaan suuntaus luoteesta kaakkoon. Mäkelän kohteella glasiotektoninen deformaatio on luultavasti vaikuttanut yksiköissä D ja E havaittuihin heikompiin suuntauksiin, mutta myös siellä luode-kaakko-suuntaus voidaan havaita deformatuneen yksikön yläosissa. Muun muassa juuri Mäkelän kohteella muodostuman voimakkaasti deformatunut länsipuoli on itäpuolta loivempi, mikä saattaa indikoida jäätikön voimakasta työntöä länsisuunnasta kerrostumisprosessin aikana, mikä on johtanut yksiköiden ja suuntauksien sekoittumiseen.

Kentän itäosien muodostumat ovat huomattavasti vähemmän selväpiirteisiä, mutta myös kentän ainoat TTM-tyyppin murtoot sijaitsevat kyseisellä alueella. Esimerkiksi Mäkinen ym. (2017) perusteella murtoiden tyypillinen, kolmiomainen muoto syntyy sulamisvesien virtauksen kulluttaessa muodostumien reunoja materiaalin kerrostumisen jälkeen. Kiramonkulman itäpuolella tapahtunut virtaus on näin ollen luultavasti keskittynyt hyvin pienelle alueelle luode-kaakko-suuntaisesti, mikä on johtanut muutamien, heikkojen TTM-tyyppin murtoiden muodostumiseen.

Tulosten perusteella paikallinen topografia näyttäisi olleen suuressa roolissa sulamisvesien virtauksessa ja muodostumien syntymisessä. Subglasiaaliset sulamisvedet virtaavat painegradientin mukaisesti suuremman paineen alueelta pienemmän paineen alueelle, mutta gradienttiin vaikuttaa kuitenkin paikallisesti pohjan topografia niin, että jään suojan puolelle syntyy paineminiimi (Glasser 2013: 66–67). Myös subglasiaaliset onkalot pyrkivät syntymään topografisten esteiden suojanpuolelle (Hooke 2020: 209), ja onkaloihin voi kerrostua lajittuneita sedimenttejä ja subglasiaalista moreenia sulamisvesien virtauksessa ja jään pohjan sulaessa (Evans ym. 2006). Aikaisemman kirjallisuuden perusteella murtoiden on oletettu syntyvän juuri joko subglasiaalisiin kanaaleihin tai onkaloihin (Mäkinen ym. 2019, Ojala ym. 2021). Murtoot ja niihin liittyvät muodostumat ovat lisäksi tyypillisesti alle viisi metriä korkeita, minkä on tulkittu viittaavan subglasiaalisten onkaloiden maksimikorkeuteen hajautuneessa systeemissä (Ojala ym. 2021). Korkeushavainnot ovat samankaltaisia myös Kiramonkulman PMR-muodostumien osalta. Havaintojen perusteella on näin ollen todennäköistä, että Kiramonkulman sulamisveireitillä ainakin osa PMR-kummuista on syntynyt paikallisen topografian ohjailemiin onkaloihin. Kenttähavaintojen aikana alueelta löydettiin useita kalliopaljastumia, joita maaperäaineistoissa ei olla kuvattu. Näin ollen on mahdollista, että onkaloiden syntymistä ja sulamisvesien virtausta kontrolloivia kallioperän kohoumia on alueella vielä tutkielmassa kuvattua enemmän.

### **6.3 Kiramonkulman PMR-kentän syntyolosuhteet**

Reitin geomorfologian ja muodostumien sedimentologian perusteella voidaan tehdä joitakin oletuksia kentän ja PMR-kumpujen syntyolosuhteista. Esimerkiksi Carr ym. (2013), Andrews ym. (2014) ja Nienow ym. (2017) ovat todenneet sulamisvesisysteemien kehittyvän ajassa ja paikassa. Myös Kiramonkulman PMR-kentällä reitti on voinut sulamisvesien määrän muuttuessa ja deglasiation edetessä kehittyä esimerkiksi hajautuneemmasta systeemistä vaihettumissysteemiksi, jossa murtoot ja niihin liittyvät muodostumat ovat syntyneet.

Kentän alueella on saattanut aluksi olla toiminnassa hajaantuneempi systeemi kauempana jään reunasta. Sulamisvesien määrän lisääntyessä vedenpaine kasvaa ja efektiivinen paine pohjalla

laskee. Kontakti jäätikön ja pohjan välillä heikkenee, ja tällöin myös onkalosysteemi pääsee muodostumaan helpommin (Benn & Evans 2010: 73–75). Peterson Becher & Johnson (2021) mukaan hiekkaa ja hienompaa ainesta voi kerrostua suhteellisen rauhallisessa virtauksessa subglasiaalisiin onkaloihin, ja sora puolestaan kerrostuu hieman tehokkaammassa virtauksessa. Tutkielman PMR-kumpujen glasifluviaaliset sedimentit ovat saattaneet alkaa kerrostua esimerkiksi näissä olosuhteissa.

Ojala ym. (2021) perusteella taas sulamisvesien määrän edelleen lisääntyessä ja efektiivisen paineen laskiessa kohti nollaa alkaa systeemissä kerrostua murtoille tyypillistä hiekkaista diamiktonia, jossa on joukossa lajittuneen aineksen kerroksia. Tässä vaiheessa myös sulamisvesisysteemi kehittyisi vaihtuvaksi ”murtoosysteemiksi”, jossa vettyntä diamiktonia ja lajittuneempaa ainesta on kerrostunut syklisesti virtausolojen vaihdellessa. Tutkielman vastaava, massiivinen diamiktoni on saattanut kerrostua samankaltaisessa systeemissä, mutta yksikön ominaisuudet viittaisivat hieman erilaisiin olosuhteisiin, kuin esimerkiksi Mäkinen ym. (2019) kuvailema murtoiden kerrostumistapa.

Peterson Becher & Johnson (2021) on ehdottanut, että ainakin kyseisen tutkimuksen kontekstissa murtoot kerrostaneiden sulamisvesien lähteenä on todennäköisesti toiminut supraglasiaalinen järvi. Myös esimerkiksi Hooke (2020: 203) ja Chu (2014) mukaan vedet päätyvät lämpimillä jäätiköillä niiden sisään suurimmaksi osaksi supraglasiaalisista lähteistä raijien tai jäätikkökaivojen kautta. Esimerkiksi Grönlannin mannerjäätiköllä sulamiskauden aikana muodostuvat supraglasiaaliset järvet voivat syöttää suuria määriä sulamisvesiä subglasiaaliseen systeemiin, jos niiden pohjalle muodostuu jäätikkökaivoja hydraulisen murtumisen seurauksena (esim. Lai 2021). Purkaus on nopea ja saattaa kestää vain muutamista tunneista päiviin, ja esimerkiksi Das ym. (2008) perusteella subglasiaalinen systeemi kehittyy purkauksen aikana nopeasti tehokkaammaksi, jotta ylikuormittunut systeemi voi johtaa sulamisvedet kohti paineminimiä.

On mahdollista, että myös PMR-kentän massiivinen diamiktoniyksikkö on syntynyt jonkinlaisessa esimerkiksi Lai ym. (2021) kuvailemassa supraglasiaalisen järven purkaustapahtumassa, jossa virtaus on suuntautunut havaintojen perusteella kentän luoteispuolelta kohti kaakkoa tai itää. Nopeasti lisääntyneet sulamisvedet ovat tällöin voineet aikaansaada subglasiaalisen vedellä kyllästetyn diamiktonin liikkeellelähdon, ja massiivinen aines on päässyt kerrostumaan alueen onkaloihin tai kanaaleihin. Purkauksen yhteydessä myös alueen sulamisvesisysteemi on voinut kehittyä hetkellisesti esimerkiksi Das ym. (2008) tavoin tehokkaammaksi systeemiksi.



Tällöin virtaus olisi voinut keskittyä muutamalle, geomorfologisesti havaitulle alueelle ja TTM-tyyppin murtoot alueen itäpuolella ovat päässeet muodostumaan. Myös kentän länsipuolen eroosionaaliset MRE- tyyppin muodostumat sekä huuhtoumakivikot tukevat näkemystä voimakkaammasta keskittyneestä virtauksesta alueella. Peterson Becher & Johnson (2021) huomioivat myös subglasiaalisten järvien olevan mahdollinen, murtoiden muodostumisessa vaikuttava sulamisvesien lähde. Aluetta kartoittanut Tuunainen (2018) ei kuitenkaan ainakaan havainnut subglasiaalisten järvien olemassaoloon viittaavaa geomorfologiaa Sääksjärveltä luoteeseen, joten sulamisvesien supraglasiaalinen alkuperä vaikuttaisi tutkielman kontekstissa todennäköisemmältä.

Ojala ym. (2021) ehdottaa, että PMR-kummut saattavat edustaa murtoita, jotka eivät ole subglasiaalisten muuttuneiden olosuhteiden vuoksi päässeet kehittymään loppuun saakka. Syitä muodostumisen keskeytymiselle voivat olla Ojala ym. (2021) mukaan esimerkiksi onkaloiden täytyminen, sulkeutuminen tai sulamisvesien uudelleenkanavoituminen paineolosuhteiden muuttuessa. Tutkielman sedimentologiset ja geomorfologiset havainnot Kiramonkulman reitillä puoltavat tulkintaa PMR-kumpujen asemasta heikosti kehittyneinä murtoina. Saattaa olla, että onkalot ovat täyttyneet nopeasti sedimenteillä esimerkiksi juuri jonkinlaisen purkaustapahtuman yhteydessä, minkä jälkeen sulamisvesien määrä alueella on saattanut muuttua.

On kuitenkin huomioitava, että esitetty tulkinta syntyolosuhteista on vain yksi mahdollinen tapa PMR-kumpujen synnylle. Subglasiaalinen hydrologia on yhä melko heikosti tunnettu osa-alue jäätikköhydrologiassa ja on selvää, että subglasiaaliset olosuhteet ovat monimutkaisia ja voivat vaihdella lyhyelläkin aikavälillä paljon (esim. Greenwood ym. 2016). Lisäksi samankaltaisia muodostumia voi syntyä yhdistelmänä erilaisia tapoja ja olosuhteita, ja esimerkiksi Ojala ym. (2021) huomioi mahdollisuuden, että murtoita voi muodostua hyvinkin erilaisissa subglasiaalisissa ympäristöissä. Murtoiden on lisäksi todettu voivan syntyä myös alun perin juomumoreeneina kerrostuneista sedimenteistä (Vérité ym. 2022). Näin ollen tulkintoja ei tulisi automaattisesti yleistää muille, samankaltaisille muodostumille. Tutkielman havainnot kuitenkin sopivat hyvin yhteen aikaisempien murtoiden ja niihin liittyvien muodostumien tulosten kanssa. Näin ollen tutkielman tulokset voivat omalta osaltaan vahvistaa käsitystä PMR-kumpujen syntyolosuhteista ja läheisestä suhteesta murtoisiin, ja kerättyjä sedimentologisia aineistoja voidaan hyödyntää murtoisiin liittyvässä tutkimuksessa myös tulevaisuudessa.

## Johtopäätökset

Kiramonkulman subglasiaalisen sulamisvesireitin polymorfisilla kummuilla ja harjanteilla (PMR) on havaittavissa keskenään samanlainen, kolmiosainen kerrosjärjestys, jota ei havaita sulamisvesireitin ulkopuolella. Tutkittujen PMR-kumpujen kerrosjärjestys ja ominaisuudet Sääksjärvellä muistuttavat kolmiotyyppin murtoilla (TTM) havaittua, tyypillistä kerrosrakennetta. Yksiköiden sisäiset ominaisuudet kuitenkin poikkeavat hieman murtoiden tyypillisistä ominaisuuksista erityisesti kohteella S2, mikä indikoi paikallisten subglasiaalisten olosuhteiden ja sulamisvesien toiminnan merkitystä kerrostumisprosessissa.

PMR-kentän geomorfologia viittaa sulamisvesien keskittyneen alueella pääasiassa kahteen reittiin, joiden sijaintia ja piirteitä erityisesti alueen topografia on kontrolloinut. Sedimentologiset ja geomorfologiset havainnot yhdessä viittaavat PMR-kumpujen syntyneen subglasiaalisiin onkaloihin tai kanaaleihin hajautuneen tai vaihettuvan sulamisvesisysteemin yhteyteen.

Kiramonkulman sulamisvesireitti näyttäisi kehittyneen sulamisvesien määrän ja deglasiation vaiheen mukaan, mikä heijastuu alueen geomorfologiassa ja tutkituissa sedimenttiyksiköissä. Alueella on ensin saattanut vallita hajautunut systeemi, johon on sulamisvesien määrän kasvaessa alkanut kerrostua lajittuneita sedimenttejä. Deglasiation edetessä ja sulamisvesien lisääntyessä reitti on kehittynyt murtoomaiseksi vaihettumissysteemiksi, jossa efektiivinen paine on ollut lähellä nollaa. Glasifluvialista keskusta verhoava massiivinen diamiktoniyksikkö on saattanut syntyä jonkinlaisen supraglasiaalisten sulamisvesien purkauksen seurauksena, jolloin myös alueen erosionaaliset jäljet sekä MRE- ja TTM-tyypin muodostuvat syntyivät.

Tutkielman tulokset tukevat aikaisempaa hypoteesia, jonka mukaan polymorfiset kummut ja harjanteet saattaisivat edustaa murtoita, joiden kehitys on keskeytynyt muuttuneiden subglasiaalisten olosuhteiden johdosta. Tutkielman aineistoja voidaan hyödyntää osana murtoiden ja subglasiaalisten sulamisvesireittien tutkimusta Suomessa myös tulevaisuudessa.

## Kiitokset

Kiitokset Turun yliopiston RewarD-hankkeelle valmiiden aineistojen luovuttamisesta ja kenttätöiden järjestämisestä. Erityiset kiitokset tutkielman ohjaajalle Joni Mäkiselle tutkimusaiheen ehdottamisesta sekä avusta ja ohjauksesta kenttätöiden ja leikkaushavainnoinnin kanssa. Kiitokset myös Turun kieli- ja käännöstieteiden laitokselta valmistuneelle Niko Laaksoselle tutkielman kielentarkistuksesta ja kielenhuollosta.

## Lähteet

- Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kawamura, K., Raymo, M.E., Okuno, J., Takahashi, K. & Blatter, H. (2013) Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. *Nature* 500, 190–193.
- Ahokangas, E., Ojala, A.E.K., Tuunainen, A., Valkama, M., Palmu, J.-P., Kajuutti, K. & Mäkinen, J. (2021) The distribution of glacial meltwater routes and associated murtoo fields in Finland. *Geomorphology* 389.
- Andrews, L.C., Catania, G. A., Hoffman, M. J., Gulley, J. D., Lüthi, M. P., Ryser, C., Hawley, R. L. & Neumann, T. A. (2014) Direct observations of evolving subglacial drainage beneath the Greenland ice sheet. *Nature* 514, 80–83.
- Batchelor, C.L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D.K., Dalton, A.S., Gibbard, P.L., Stokes, C.R., Murton, J.B. & A. Manica. (2019) The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nature Communications* 10.
- Benn, I. D. & Evans, D. J. A. (2010) *Glaciers & Glaciation*. 2. p. Hodder Education, London.
- Bennet, M.R. & Glasser, N.F. (2009) *Glacial geology – Ice sheets and landforms*. 2. p. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Blott, S. J. & Pye, K. (2001) GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237–1248.
- Brangers, I., Lievens, H., Miège, C., Demuzere, M., Brucker, L. & De Lannoy, G. J. M. (2020) Sentinel-1 detects firn-aquifers in the Greenland ice sheet. *Geophysical research letters* 47(3).
- Brodzikowski, K. & van Loon, A.J. (1991) *Developments in sedimentology 49: Glacigenic Sediments*. Elsevier, Amsterdam.
- Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G. & Saba, V. (2018) Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556, 191–196.
- Carr, J.R., Stokes C.R. & Vieli, A. (2013) Recent progress in understanding marine-terminating Arctic outlet glacier response to climatic and oceanic forcing: Twenty years of rapid change. *Progress in Physical Geography* 37(4) 436–467.
- Chu, V.W. (2014) Greenland ice sheet hydrology: a review. *Progress in physical geography* 38(1) 19–54.
- Copland, L. (2013) Classification of Ice Masses. Teoksessa Shroder, J.F. (toim.) *Treatise on Geomorphology* 8, 45–52. Academic Press, San Diego.
- Das, S.B., Joughin, I., Behn, M.D., Howat, I.M., King, M.A., Lizarralde, D. & Bhatia, M.P. (2008) Fracture Propagation to the Base of the Greenland Ice Sheet During Supraglacial Lake Drainage. *Science* 320(5877) 778–781.

- Davison, B.J., Sole, A.J., Livingstone, S.J., Cowton, T.R. & Nienow, P.W. (2019) The Influence of Hydrology on the Dynamics of Land-Terminating Sectors of the Greenland Ice Sheet. *Frontiers in Earth Science* 7.
- Elo, S. & Pirttijärvi, M. (2010) Satakunnan painovoimatutkimukset. Teoksessa Korhonen, R. (toim.) *Geotietoa Satakunnasta: GeoPori-, GeoSatakunta- ja InnoGeo-projektien loppuraportti*, 65–104. Geologian tutkimuskeskus, Espoo.
- Evans, D. J. A. & Benn, D.I. (2004) *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. Hodder Education, London.
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F. & Auton, C.A. (2006) Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth Science-Reviews* 78(1–2) 115–176.
- Flowers, G.E. (2018) Hydrology and the future of the Greenland ice sheet. *Nature Communications* 9.
- Fountain, A.G. & Walder, J.S. (1998) Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics* 36(3) 299–328.
- Gibbard, P. L., Head, M.J., Walker, M.J.C. & the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (2010) Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science* 25(2) 96–102.
- Glasser, N.F. (2013) Water in Glaciers and Ice Sheets. Teoksessa Shroder, J.F. (toim.) *Treatise on Geomorphology* 8, 61–73. Academic Press, San Diego.
- Greenwood, S.L., Clason, C.C., Helanow, C. & Margold, M. (2016) Theoretical, contemporary observational and palaeo-perspectives on ice sheet hydrology: Processes and products. *Earth-Science Reviews* 155, 1–27.
- Gulley, J.D., Benn, D.I., Screaton, E. & Martin, J. (2009) Mechanisms of englacial conduit formation and their implications for subglacial recharge. *Quaternary science reviews* 28(19–20) 1984–1999.
- Hart, J.K. (2013) Depositional processes. Teoksessa Shroder, J.F. (toim.) *Treatise on Geomorphology* 8, 113–125. Academic Press, San Diego.
- Hooke, R. (2020). *Principles of Glacier mechanics*. 3. p. Cambridge University Press, New York.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J.I. (2016) The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1–45.
- Jansson, P., Hock, R. & Schneider, T. (2003) The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology* 282(1–4) 116–129.
- Jansson, P., Näslund, J.-O. & Rodhe, L. (2007) Ice sheet hydrology—a review. Technical Report, TR06-34.
- Johansson, P., Sahala, L. & Virtanen, K. (2000) Rantamerkit, tuulikerrostumat ja moreenimuodostumat geologisina luontokohteina. Tutkimusraportti 151. Geologian tutkimuskeskus, Espoo.

- Johansson, P., Lunkka, J.-P. & Sarala, P. (2011) The glaciation of Finland. Teoksessa Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Hughes, P.D. (toim.) *Developments in Quaternary Science 15: Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: a closer look*, 105–116. Elsevier, Amsterdam.
- Johnson, M. D., Fredin, O., Ojala, A.E.K. & Peterson, G. (2015) Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *GFF* 137(4) 245–251.
- Jiskoot, H. (2011) Dynamics of glaciers. Teoksessa Singh, V. P., Singh, P. & Haritashya, U.K. (toim.) *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, 245–256. Springer, Dordrecht.
- Jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat-tietoaaineisto. Geologian tutkimuskeskus, Espoo.  
<[https://hakku.gtk.fi/fi/locations/search?location\\_id=186](https://hakku.gtk.fi/fi/locations/search?location_id=186)> Ladattu 28.10.2021.
- Kallioperäkartta 1: 100 000*, lehti 1143 Pori. Geologian tutkimuskeskus, Espoo 1994.
- Kautto, J. (2020) Sääksjärven alueen murtooreitit ja niiden geomorfologia. Kandidaatintutkielma. Turun yliopisto, Maantieteen ja geologian laitos.
- Korkeusmalli 2 m. Maanmittauslaitos, Helsinki.  
<<https://www.maanmittauslaitos.fi/kartat-ja-paikkatieto/asiantuntevalle-kayttajalle/tuotekuvaukset/korkeusmalli-2-m>> Ladattu 1.2.2022.
- Kyrke-Smith, T.M. & A.C. Fowler (2014a) Subglacial Swamps. *Proceedings of The Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences* 470(2171).
- Kyrke-Smith, T.M., R.F. Katz & A.C. Fowler (2014b) Subglacial hydrology and the formation of ice streams. *Proceedings of The Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences* 470(2161).
- Lai, C.Y., Stevens, L.A., Chase, D.L., Creyts, T.T., Behn, M.D., Das, S.B. & Stone, H.A. (2021) Hydraulic transmissivity inferred from ice-sheet relaxation following Greenland supraglacial lake drainages. *Nature Communications* 12.
- Lee, J. (2018) Glacial lithofacies and stratigraphy. Teoksessa Menzies, J. & van der Meer, J.J.M. (toim.) *Past glacial environments*. 2. p. 377–429. Elsevier, Amsterdam.
- Leeson, A.A., Shepherd, A., Briggs, K., Howat, I., Fettweis, X., Morlighem, M. & Rignot, E. (2014) Supraglacial lakes on the Greenland ice sheet advance inland under warming climate. *Nature Climate Change* 5(1) 51–55.
- Leikkaushavainnointiohje* (2003) Geologian tutkimuskeskus, Espoo.
- Lewington, E., Livingstone, S., Sole, A., Clark, C. & Felix, S. (2019) An automated method for mapping geomorphological expressions of former subglacial meltwater pathways (hummock corridors) from high resolution digital elevation data. *Geomorphology* 339, 70–86.
- Lewington, E., Livingstone, S., Clark, C., Sole, A. & Storrar, R. (2020) A model for interaction between conduits and surrounding hydraulically connected distributed drainage based on geomorphological evidence from Keewatin, Canada. *Cryosphere* 14, 2949–2976.

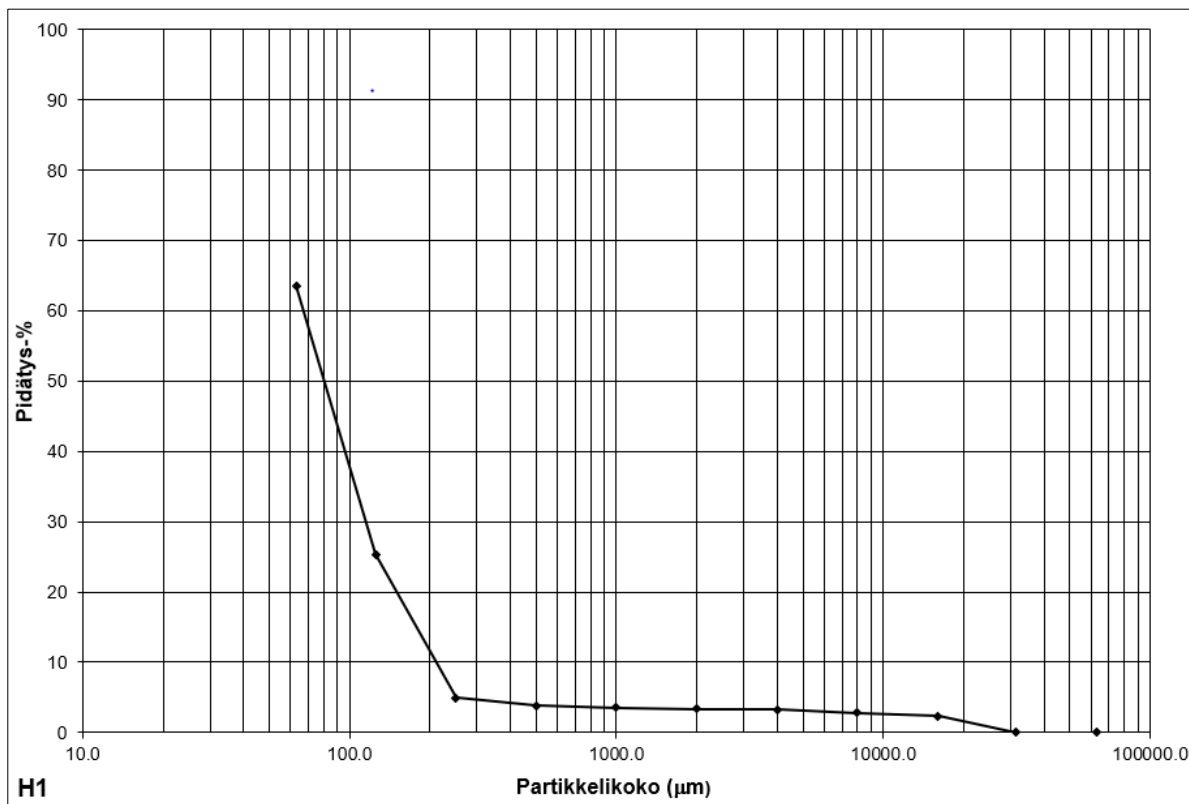
- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20(1) 1–17.
- Livingstone, S.J., Utting, D.J., Ruffell, A., Clark, C.D., Pawley, S., Atkinson, N. & Fowler, A.C. (2016) Discovery of relict subglacial lakes and their geometry and mechanism of drainage. *Nature Communications* 7.
- Maankamara-palvelu (s.a.) Geologian tutkimuskeskus, Espoo. <<https://gtkdata.gtk.fi/maankamara/>>
- Mäkinen, J. (2003) Development of depositional environments within the interlobate Säkylänharju-Virtaankangas glaciofluvial complex in SW Finland. *Annales Academiae Scientiarum fennicae Geologica-Geographica* 165, 1–65.
- Mäkinen, J., Kajuutti, K., Palmu, J.-P., Ojala, A. & Ahokangas, E. (2017) Triangular-shaped landforms reveal subglacial drainage routes in SW Finland. *Quaternary Science Reviews* 164, 37–53.
- Mäkinen, J., Kajuutti, K., Ahokangas, E., Ojala, A. & Palmu, J.-P. (2018) *Sedimentology of murtoos – new subglacial landforms detected from LiDAR data in SW Finland*. Nordic Geological Winter Meeting 2018. Poster, Copenhagen, Denmark, 10–12.1.2018.
- Mäkinen, J., Kajuutti, K., Ojala, A., Ahokangas, E. & Palmu, J.-P. (2019) *Sedimentary characteristics of Finnish MURTOOs - triangular-shaped subglacial landforms produced during rapid retreat of continental ice sheets*. Advances in Glacier Hydrology III. Poster, AGU Fall Meeting, San Francisco CA, 9–13.12.2019.
- Mäkinen, K., Palmu, J.-P., Teeriaho, J. Rönty, H., Rauhaniemi, T. & Jarva, J. (2007) Valtakunnallisesti arvokkaat moreenimuodostumat. *Suomen ympäristö* 14.
- Neal, A. (2004) Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66(3) 261–330.
- Nienow, P., Sole, A., Slater, D. & Cowton, T. (2017) Recent Advances in Our Understanding of the Role of Meltwater in the Greenland Ice Sheet System. *Current Climate Change Reports* 3(1), 330–334.
- Ojala, A.E.K., Mäkinen, J., Ahokangas, E., Kajuutti, K., Valkama, M., Tuunainen, A. & Palmu, J.-P. (2021) Diversity of murtoos and murtoo-related subglacial landforms in the Finnish area of the Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas* 50, 1095–1115.
- Ojala, A.E.K., Peterson, G., Mäkinen, J., Johnson, M.D., Kajuutti, K., Palmu, J.-P., Ahokangas, E. & Öhrling, C. (2019) Ice-sheet scale distribution and morphometry of triangular-shaped hummocks (murtoos): a subglacial landform produced during rapid retreat of the Scandinavian Ice Sheet. *Annals of Glaciology* 60(80) 115–126.
- Palacios, D., Hughes, P.D., García-Ruiz, J.M. & Andrés, N. (2022) The Quaternary ice ages. Teoksessa Palacios, D., Hughes, P.D., Garcia-Ruiz, J. M. & Andres, N. (toim.) *European Glacial Landscapes*. Elsevier, Chennai.

- Palmu, J.-P., Ojala, A.E.K., Virtasalo, J., Putkinen, N., Kohonen, J. & Sarala, P. (2021) Classification system of superficial (Quaternary) geological units in Finland. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 412, 115–169.
- Peterson, G., Johnson, M.D. & Smith, C.A. (2017) Glacial geomorphology of the south Swedish uplands – focus on the spatial distribution of hummock tracts. *Journal of Maps* 13, 534–544.
- Peterson Becher, G. & Johnson, M.D. (2021) Sedimentology and internal structure of murtoos – V-shaped landforms indicative of a dynamic subglacial hydrological system. *Geomorphology* 380.
- Putkinen, N., Eyles, N., Putkinen, S., Ojala, A.E.K., Palmu, J.-P., Sarala, P., Väänänen, T., Räisänen, J., Saarelainen, J., Ahtonen, N., Rönty, N., Kiiskinen, A., Rauhaniemi, T. & Tervo, T. (2017) High-resolution LiDAR mapping of glacial landforms and ice stream lobes in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 89(2), 64–81.
- Ranta10-Järvet. Suomenympäristökeskus, Helsinki.  
<<https://kan.ymparisto.fi/dataset/%7BC40D8B4A-DC66-4822-AF27-7B382D89C8ED%7D>>  
Latattu 3.1.2022.
- Salonen, V.-P., Eronen, M. & Saarnisto, M. (2006) *Käytännön maaperägeologia*. 2. p. Kirja-aurora, Turku.
- Sánchez Goñi, M.F. (2022) An overview of the Last Glacial Cycle. Teoksessa Palacios, D., Hughes, P.D., Garcia-Ruiz, J. M & Andres, N. (toim.) *European Glacial Landscapes*. Elsevier, Chennai.
- Shepherd, A. & Wingham, D. (2007) Recent Sea-Level Contributions of the Antarctic and Greenland Ice Sheets. *Science* 315(5818) 1529–1532.
- Spratt, R.M. & Lisiecki, L.E. (2016) A Late Pleistocene sea-level stack. *Climate of the Past Discussions* 12, 1079–1092.
- Stroeven, A.P., Hattestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow, B.W., Harbor, J.M., Jansen, J.D., Olsen, L., Caffee, M., Fink, D., Lundqvist, J., Rosqvist, G.C., Strömberg, B. & Jansson, K.N. (2016) Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews* 147, 91–121.
- The IMBIE team (2018). Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. *Nature* 558, 219–222.
- Tuunainen, A. (2018) Subglasiaaliset järvet osana Lounais-Suomen glasiaalidynamiikkaa? Pro-gradu-tutkielma. Turun yliopisto, Maantieteen ja geologian laitos.
- Vázquez-Riveiros, N., Toucanne, S., Naughton, F., Rodrigues, T. & Sánchez Goñi, M.F. (2022) Ice volume and sea-level changes during Last Glacial Cycle: evidence from marine records. Teoksessa Palacios, D., Hughes, P.D., Garcia-Ruiz, J. M & Andres, N. (toim.) *European Glacial Landscapes*. Elsevier, Chennai.
- Vérité, J., Ravier, E., Bourgeois, O., Bessin, P., Livingstone, S.J., Clark, C.D., Pochat, S. & Mourgues, R. (2022) Formation of murtoos by repeated flooding of ribbed bedforms along subglacial melt-water corridors. *Geomorphology* 408(3).

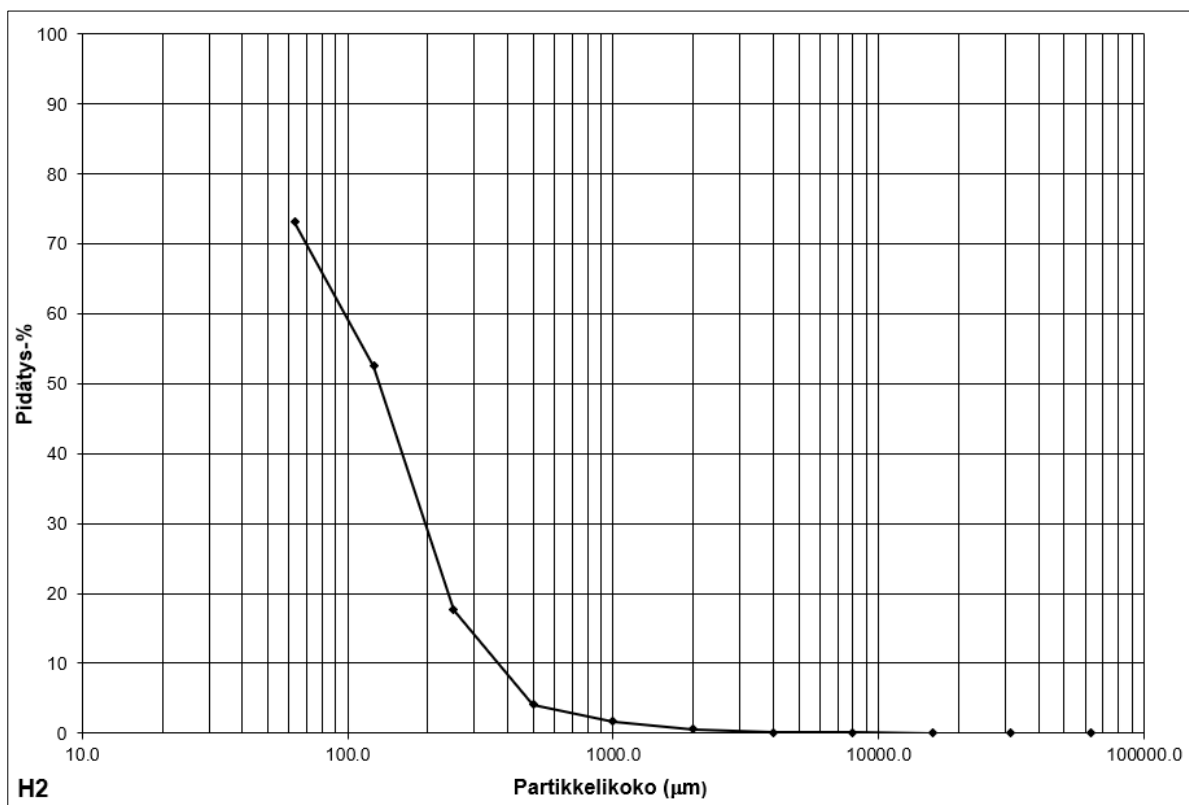


- Williams, J.J. (2020) Dynamic response of the Greenland ice sheet to recent cooling. *Scientific Reports* 10.
- Zumberge, J.H. (1968) Lobes, Lobation. Teoksessa *Geomorphology: Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Berlin.

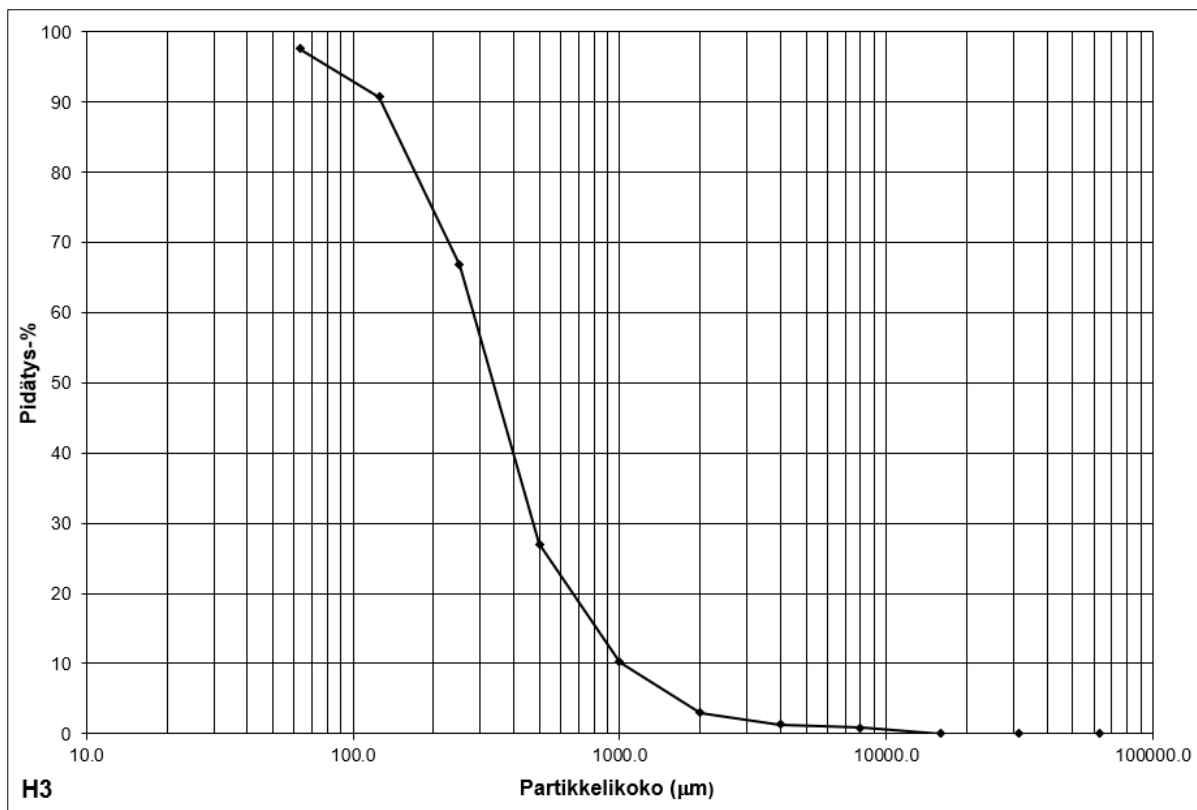
## Liitteet



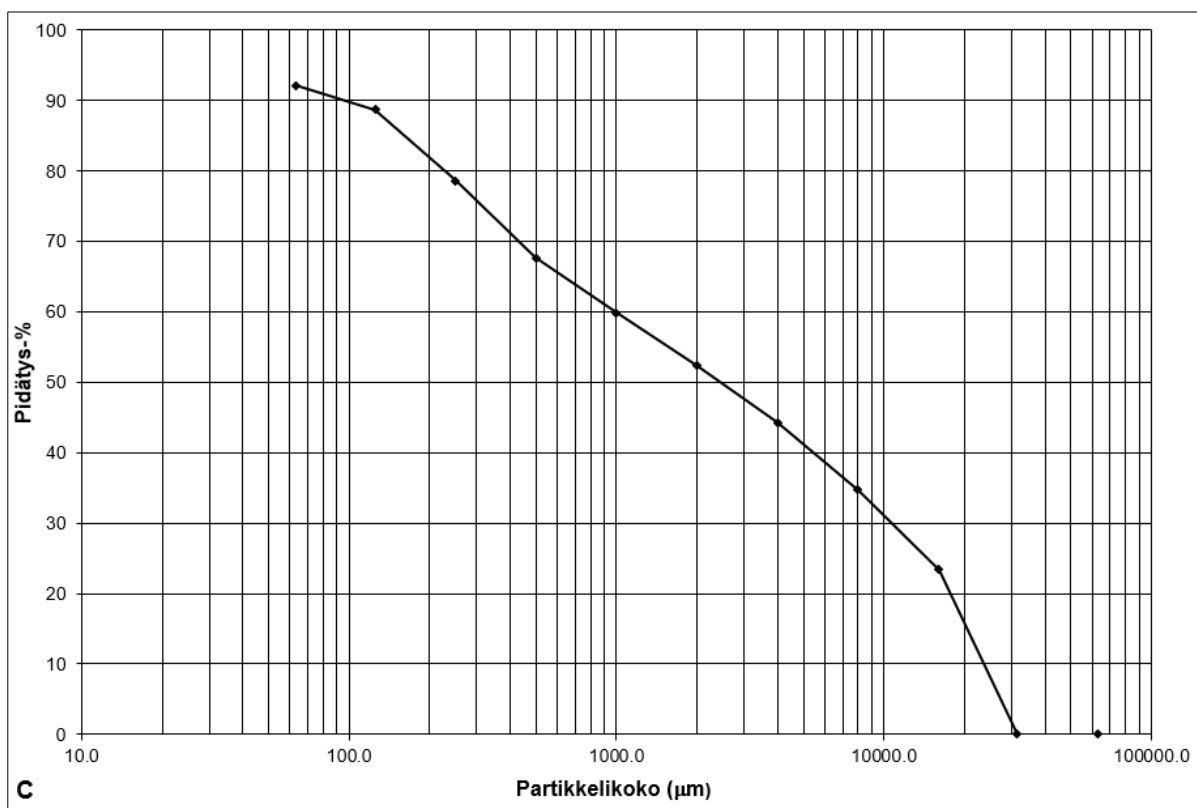
Liite 1. Leikonsuon (S1) näytteen (H1) rakeisuuskäyrä.



Liite 2. Leikonsuon (S1) näytteen (H2) rakeisuuskäyrä.



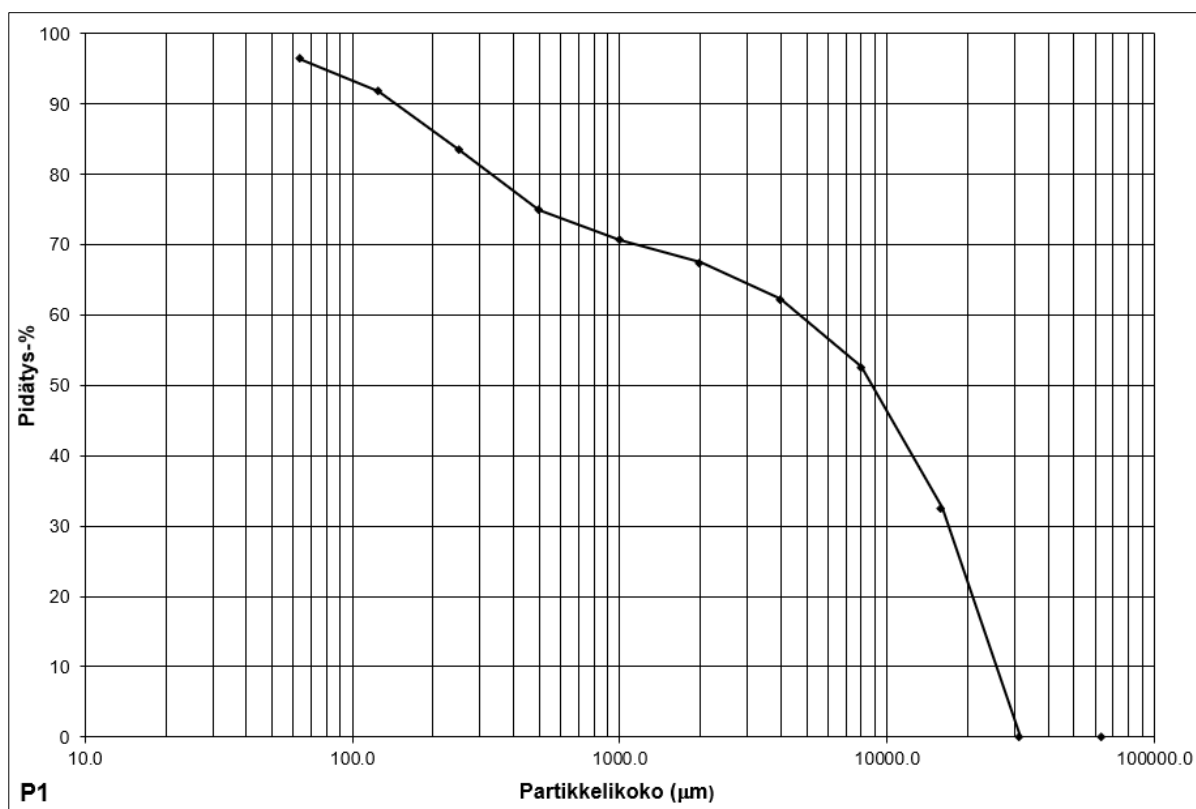
Liite 3. Leikonsuon (S1) näytteen (H3) rakeisuuskäyrä.



Liite 4. Leikonsuon (S1) näytteen (C) rakeisuuskäyrä.



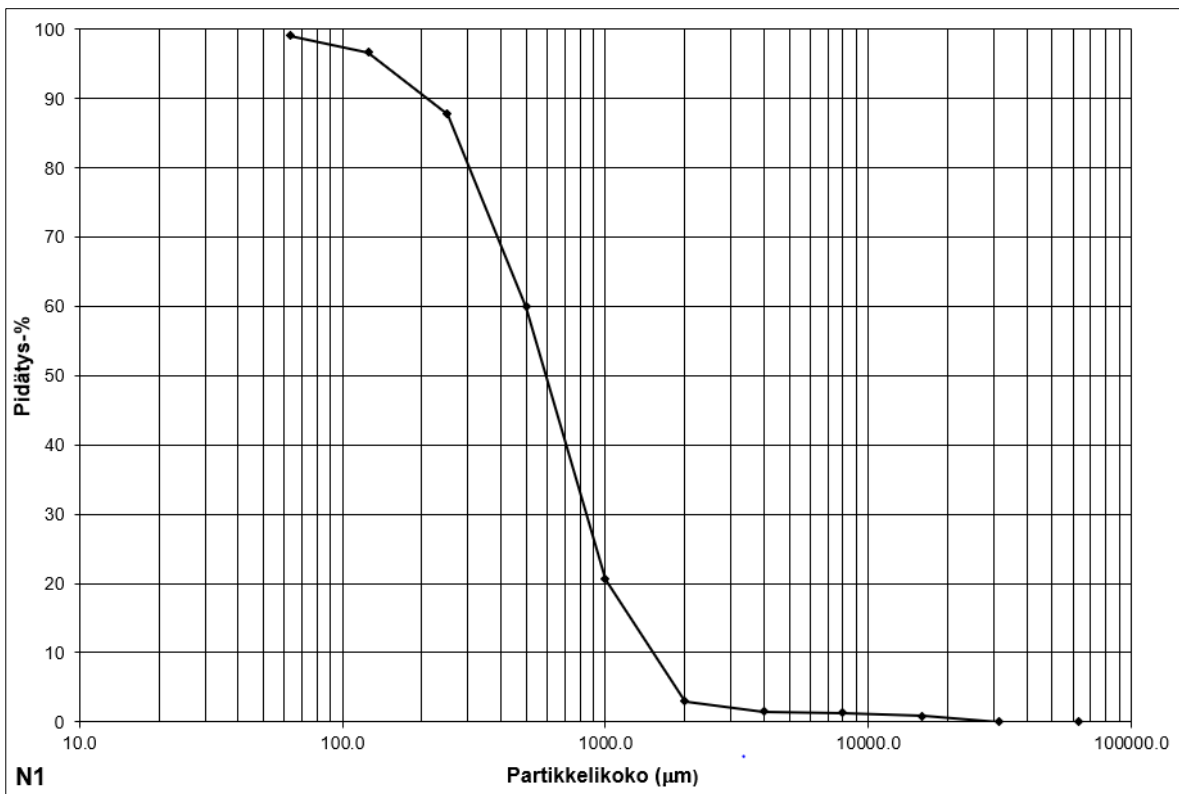
Liite 5. Leikonsuon (S1) näytteen (M1) rakeisuuskäyrä.



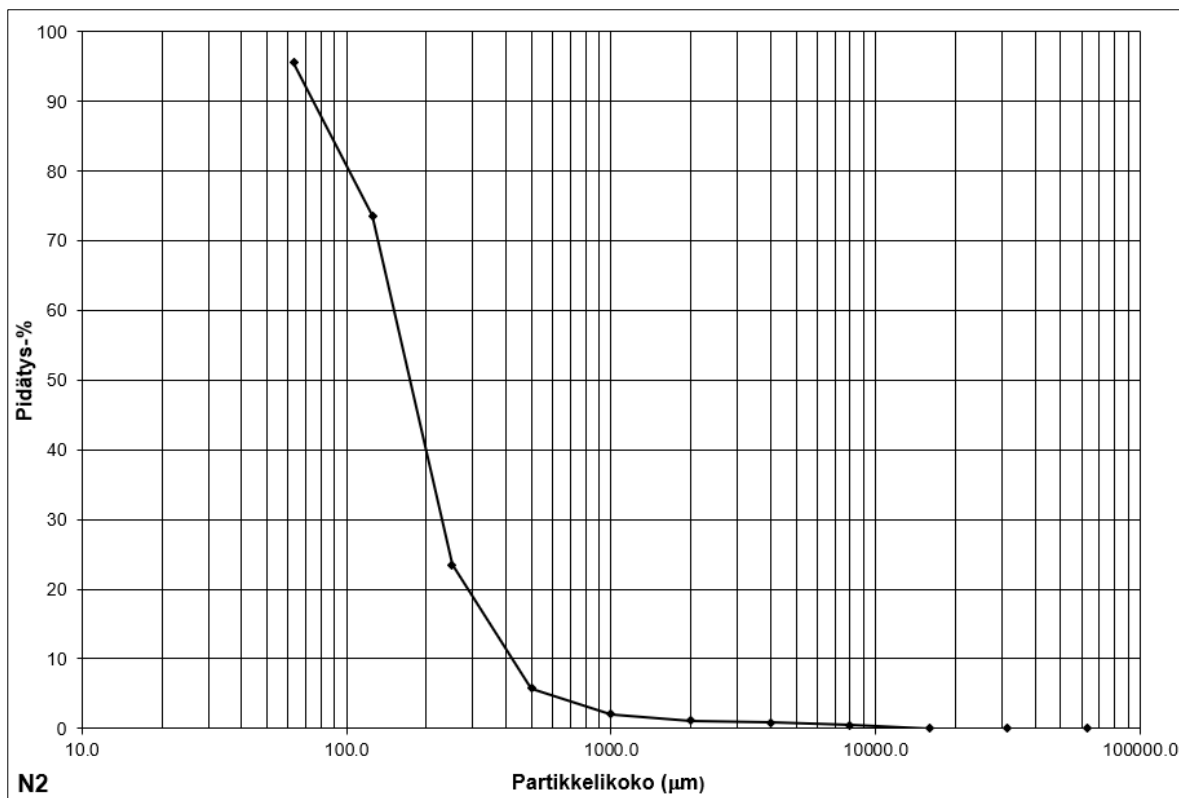
Liite 6. Leikonsuon (S1) näytteen (P1) rakeisuuskäyrä.



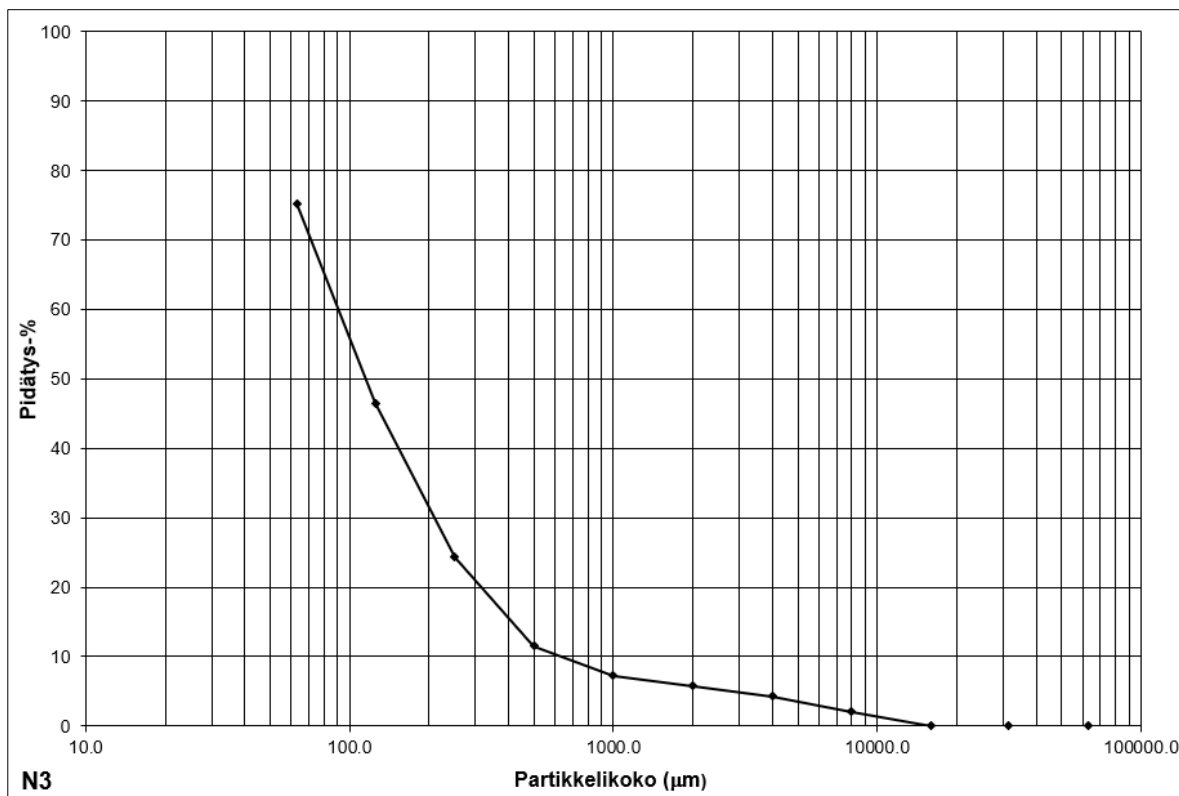
Liite 7. Leikonsuon (S1) näytteen (P2) rakeisuuskäyrä.



Liite 8. Mäkelän (S2) näytteen (N1) rakeisuuskäyrä.



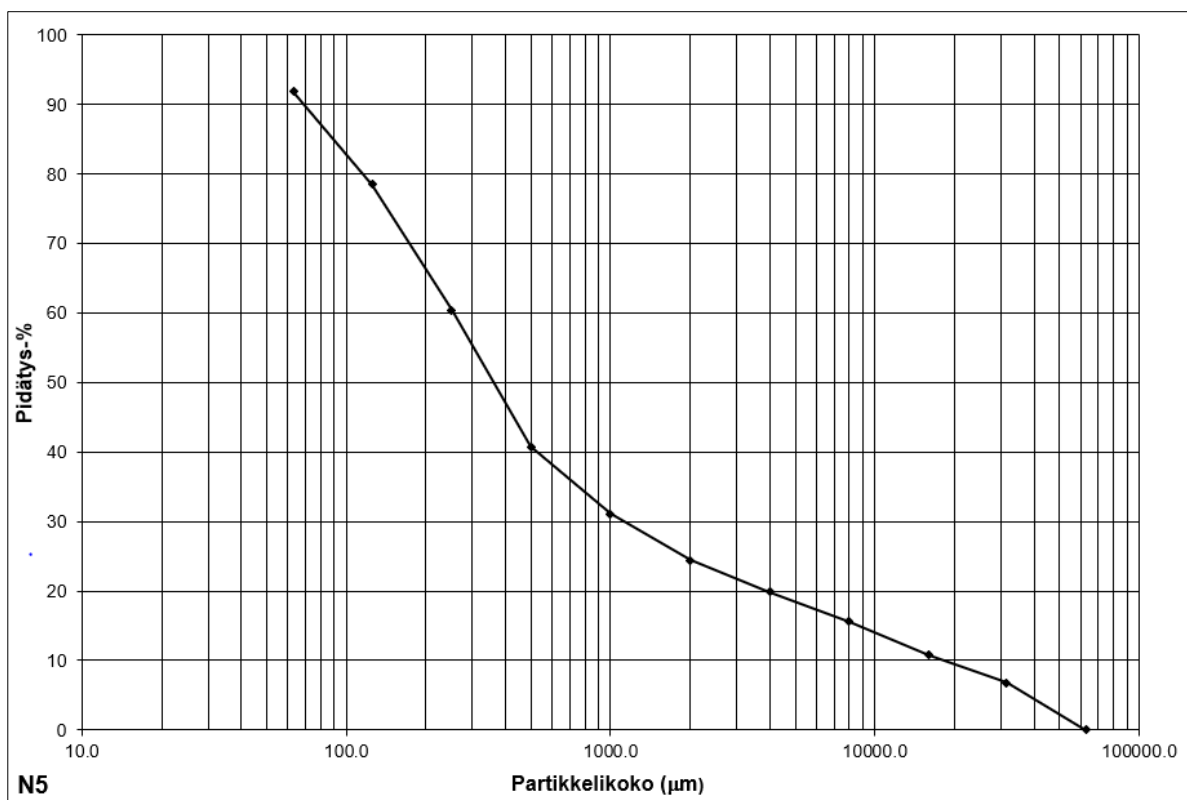
Liite 9. Mäkelän (S2) näytteen (N2) rakeisuuskäyrä.



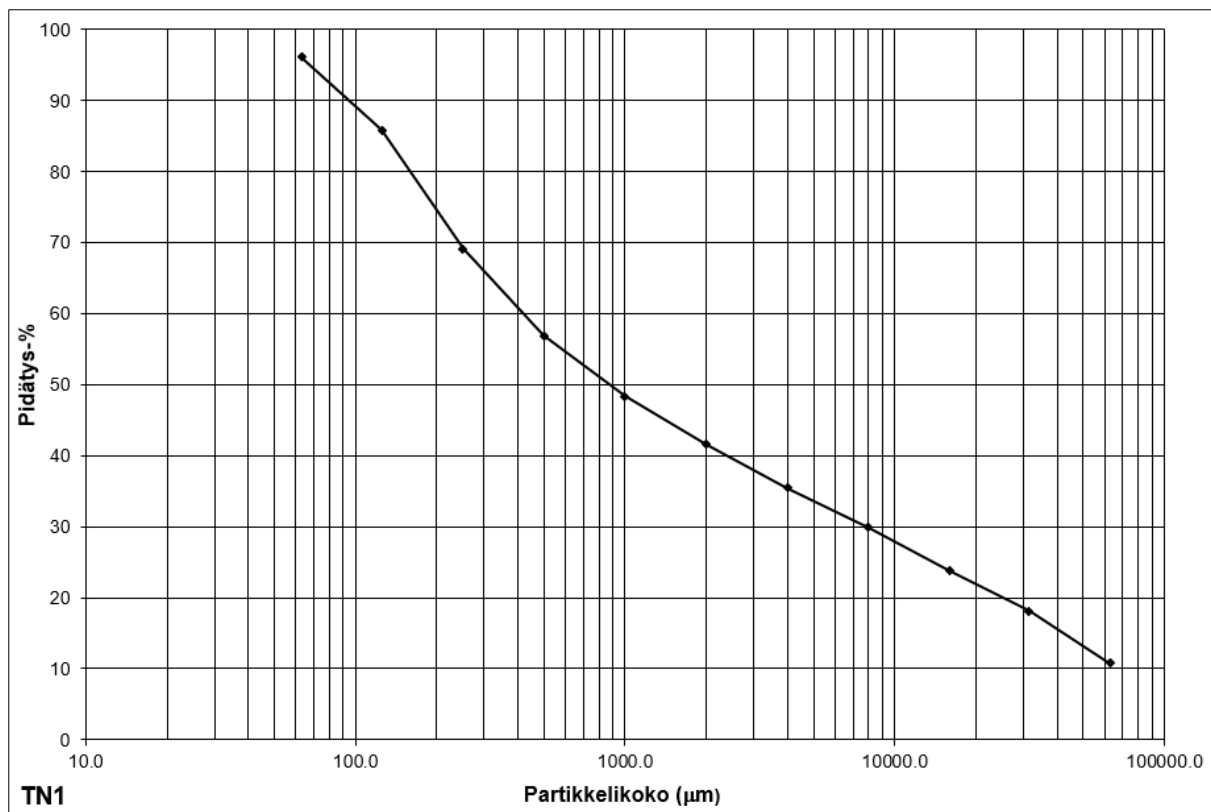
Liite 10. Mäkelän (S2) näytteen (N3) rakeisuuskäyrä.



Liite 11. Mäkelän (S2) näytteen (N4) rakeisuuskäyrä.



Liite 12. Mäkelän (S2) näytteen (N5) rakeisuuskäyrä.



Liite 13. Takalantien (T1) näytteen (TN1) rakeisuuskäyrä.



Liite 14. Takalantien (T1) näytteen (TN2) rakeisuuskäyrä.



## LITOFASIESKOODIT

| LITOFASIES                | KOODI | RAKENNE                                 | ENGL.                             |
|---------------------------|-------|---|-----------------------------------|
| <b>Sorat</b>              |       |   |                                   |
| G = gravel                | Gms   | rakenteeton matriksikannatteinen sora   | ms = massive, matrix-supported    |
|                           | Gmc   | rakenteeton klastikannatteinen sora     | ms = massive, clast-supported     |
|                           | Gm    | rakenteeton tai heikosti kerroksellinen | m = massive or crudely bedded     |
|                           | Gp    | tasoristikerroksellinen                 | p = planar cross-bedding          |
|                           | Gt    | koururistikerroksellinen                | t = trough cross-bedding          |
|                           | Glp   | suurristikerroksellinen                 | lp= large-scale cross-bedding     |
|                           | Gh    | vaakakerroksell.                        | h = horizontal bedding            |
| <b>Hiekat</b>             |       |   |                                   |
| S = sand                  | Sm    | rakenteeton (massiivinen)               | m = massive                       |
|                           | Sh    | vaakakerroksell.                        | h = horizontal bedding            |
|                           | Sp    | tasoristikerroksellinen                 | p = planar cross-bedding          |
|                           | St    | koururistikerroksellinen                | t = trough cross-bedding          |
|                           | Slp   | suurristikerroksellinen                 | lp= large-scale cross-bedding     |
|                           | Sr    | väreristikerroksellinen                 | r = ripples                       |
|                           | Sl    | kerroksellinen, laminoitunut            | l = laminated                     |
| <b>Hienosedimentit</b>    |       |   |                                   |
| F = fine sediments        | Fm    | rakenteeton (massiivinen)               | m = massive                       |
|                           | Fl    | kerroksellinen, laminoitunut            | l = laminated                     |
|                           | Fr    | väreristikerroksellinen                 | r = ripples                       |
|                           | Frh   | rytmillisesti lerrostunut               | rh = rhythmic bedding             |
| <b>Lajittumaton aines</b> |       |   |                                   |
| D = diamict               | Dmm   | massiivinen                             | mm = matrix-supported, massive    |
|                           | Dms   | rakenteellinen                          | ms = matrix-supported, stratified |
| <b>Lisämääreet</b>        |       |   |                                   |
| Cl = clayey               | ng    | normaali kerrallisuus                   | normal grading                    |
| Si = silty                | rg    | käänteinen kerrallisuus                 | reverse grading                   |
| S = sandy                 | d     | deformoitunut rakenne                   | deformed structure                |
| Pe = pebbly               |       |   |                                   |
| Co = cobbly               |       |   |                                   |
| B =bouldery               |       |   |                                   |

Liite 15. Tutkielmassa käytetyt litofasieskoodit (Leikkaushavainnointiohje 2003).

## UDDEN-WENTWORTH -RAEKOKOLUOKITUS

19.05.2005

| PÄÄLAJITE   | MAALAJI           | LYHENNE | RAEKOKO (mm)   | (RT-GTK)              | (GEO)       |                    |             |
|---|-------------------|---------|----------------|-----------------------|-------------|--------------------|-------------|
| Boulders  | very large        | vlBo    | > 2048 mm      | Lohkareet             | > 1000      | Lohkareet          | > 600       |
|   | large             | lBo     | 1024-2048 mm   |                       |             |                    |             |
|   | medium            | mBo     | 512-1024 mm    |                       |             |                    |             |
|   | small             | sBo     | 256-512 mm     |                       |             | suuret kivet       | 200-600     |
| Cobbles   | large             | lCo     | 128-256 mm     |                       |             |                    |             |
|   | small             | sCo     | 64-128 mm      | suuret kivet          | 60-1000     | pienet kivet       | 60-200      |
| Pebbles   | very coarse       | vcPe    | 32-64 mm       |                       |             |                    |             |
|   | coarse            | cPe     | 16-32 mm       | pienet kivet          | 20-60       | karkea sora        | 20-60       |
|   | medium            | mPe     | 8-16 mm        |                       |             |                    |             |
|   | fine              | fPe     | 4-8 mm         | karkea sora           | 6-20        | keskikarkea sora   | 6-20        |
|   | granules          | grPe    | 2-4 mm         | hienorakeinen sora    | 2-6         | hieno sora         | 2-6         |
| Sand  | very coarse       | vcS     | 1-2 mm         |                       |             |                    |             |
|   | coarse            | cS      | 0.5-1 mm       | karkearakeinen hiekka | 0.6-2       | karkea hiekka      | 0.6-2       |
|   | medium            | mS      | 0.25-0.5 mm    | hienorakeinen hiekka  | 0.2-0.6     | keskikarkea hiekka | 0.2-0.6     |
|   | fine              | fS      | 0.125-0.25 mm  |                       |             |                    |             |
|   | very fine         | vfS     | 0.063-0.125 mm | karkea hieta          | 0.06-0.2    | hieno hiekka       | 0.06-0.2    |
| Silt  |                   | Si      | 0.004-0.063 mm | hienorakeinen hieta   | 0.02-0.06   | karkasiltti        | 0.02-0.06   |
|   |                   |         |                | karkearakeinen hiesu  | 0.006-0.02  | keskisiltti        | 0.006-0.02  |
|   |                   |         |                | hienorakeinen hiesu   | 0.002-0.006 | hienosiltti        | 0.002-0.006 |
| Clay  |                   | Cl      | < 0.004 mm     | savi                  | < 0.002     | savi               | < 0.002     |
| Fines   | clay to fine sand | F       |                |                       |             |                    |             |
| Mud   | clay to silt      | M       |                |                       |             |                    |             |
| Diamikton   |                   | D       |                | moreeni               |             | moreeni            |             |
| <b>Perusmassa (matriksi) ilmoitetaan erikseen soraisissa ja kivisissä kerrostumissa</b> |                   |         |                |                       |             |                    |             |

Liite 16. Tutkielmassa käytetty Udden-Wentworth-raekokoluokitus (Leikkaushavainnointiohje 2003).