

Murtoo-maaperämuodostuman kerrostuminen ja rakenne

Sampo Soini
Pro gradu -tutkielma
Turun yliopisto
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta
Maantieteen ja geologian laitos
Maaperägeologia
Marraskuu 2023

Pro gradu -tutkielma

Pääaine: Maaperägeologia

Tekijä: Sampo Soini

Otsikko: Murto- maaperämuodostuman kerrostuminen ja rakenne

Ohjaaja: Antti Ojala

Sivumäärä: 62 sivua + 14 liitesivua

Päivämäärä: 29.11.2023

Murtoot ovat laserkeilauksen avulla hiljattain havaittuja kenttänä esiintyviä ja pääosin diamiktonista koostuvia maaperämuodostumia, joiden tunnuksenomaisin piirre on niiden kolmiomainen topografia. Murtoiden katsotaan kerrostuneen jakautuneen ja kanavoituneen subglasiaalisen sulamisvesijärjestelmän vaihettumisvyöhykkeelle n. 40–50 km etäisyydelle jäätikön reunasta. Murtoot esiintyvät usein juomumoreenien ja harjujen yhteydessä.

Murtoiden sisärakennetta ja geneesiä on aiemmin tutkittu laajasti vain niiden kolmiomaisesta kärjestä eli distaaliosasta. Tässä tutkimuksessa murtoon sisärakenne tutkittiin maatutkaluotauksien ja tutkimuskaivantojen avulla ensimmäistä kertaa distaaliosan lisäksi myös maaperämuodostuman keski- ja proksimaaliosasta. Sedimentologisina tutkimusmenetelminä olivat raekokoanalyysi, kivilajimääritys, klastien pyöristyneisyysmääritys, lohkarokartointu sekä niiden suuntauslaskut. Sisärakenteen tutkimisen lisäksi murtoon pinnalla suoritettiin pintalohkarokartointu sekä laserkeilaus kannettavalla LiDAR-skannerilla. Saatujen tulosten perusteella selvitettiin murtoon kerrostumisen taustalla vaikuttaneita prosesseja sekä rakennettiin 3D-malli murtoon kerrostumisvaiheista ja litofasiesyksiköiden sijoittumisesta muodostuman sisällä.

Sedimentin raekoko kasvaa murtoon proksimaaliosasta distaaliosaan mentäessä huomattavasti, mikä indikoi sulamisvesivirtauksen voimakkuuden nopeaa kasvua lyhyen matkan aikana. Saven ja siltin osuus sedimentissä oli hyvin alhainen, mikä kertoo kerrostumisen aikaisista lajitteluprosesseista ja siitä, että hitaan sulamisvesivirtauksen jaksot murtoon kerrostuessa ovat olleet vähäisiä. Murtoon suurimman massan käsittävässä osassa eli niin sanotussa murtoon vartalossa lohkaroket ja isot kivet olivat suuntautuneet sulamisvesivirtauksen ja jäätikön virtaussuunnan mukaisesti lukuun ottamatta muodostuman distaaliosan reunoja, missä klastit olivat sijoittuneet kaoottisesti. Murtoon reunojen heikosti suuntautuneet lohkaroket, niiden ja pienempien kivien korkea kulmikkuusaste sekä murtoon vartalon hiekkaisen osien lyhyellä matkalla vaihtelevat rakenteet indikoivat sedimentin lyhyttä kulkeutumismatkaa ja nopeaa kerrostumista. Myös kivilajit vastasivat tutkimusalueen kallioperän koostumusta.

Murto voidaan pääpiirteissään määrittellä koostuvaksi jakautuneeseen sulamisvesikanavaan kerrostuneesta karkearakeisemmasta ytimestä, jonka päälle on kerrostunut mataliin ja leveisiin kanaviin murtoon perusmassan muodostava hiekkainen diamiktoni. Diamiktonissa esiintyy lajittuneempia osueita ja suurimpien klastien koko on halkaisijaltaan alle yhden metrin. Murtoiden päälle on kerrostunut löyhä hiekkainen ja kivinen pintamoreeni sekä sisälohkareita suurempia lohkaroket. Sulamisveden lajitteleva vaikutus, sen voimakkuuden jaksoittaisuus ja nolaa lähellä vallinnut efektiivinen paine ovat olleet keskeisiä tekijöitä murtoiden muodostumisessa.

Tulokset tuovat lisää tietoa murtoista ja osaltaan myös vahvistavat aiempien murtootutkimusten tuloksia ja teorioita. Suurin ero aiempiin tutkimuksiin oli murtoon kolmiomaisen kärjen kyljessä sijainnut merkittävä lohkarokikko, joka on ollut oleellisessa osassa murtoon geneesissä ja nykyisin havaittavassa topografiassa. Vastaavaa litofasiesyksikköä ei ole kuvattu aiemmissä tutkimuksissa, joissa kuitenkin on havaittu vaihtelua eri murtoiden sisärakenteen välillä. Tämän perusteella voidaan sanoa, että saman maaperämuodostumatyyppin eli murtoon sisärakenteessa on muodostumien välillä suurta vaihtelua.

Avainsanat: murto, sisärakenne, sedimentologia, litofasies, subglasiaalinen, sulamisvesireitti, Fennoskandia, kvartaarikausi, maatutkaluotaus, LiDAR, 3D-malli

Sisällysluettelo

1. Johdanto	1
2. Tutkimuksen lähtökohdat.....	3
2.1 Mannerjäätikön sulamisvesikanavat.....	3
2.2 Deglasiatiovaiheen yleisimmät maaperämuodostumat.....	3
2.3 Murtoiden sijoittuminen ja sisärakenne.....	6
2.4 Murtoiden vertautuminen muihin muodostumiin.....	11
3. Tutkimusalue.....	12
3.1 Jäätiköitymishistoria.....	14
3.2 Tutkimusalueen geologia	15
4. Tutkimusmenetelmät ja tuotetut aineistot	17
4.1 Laserkeilaus	18
4.2 Maatutkaluotaus	19
4.3 Lohkarekartoitus	19
4.4 Leikkaushavainnointi.....	20
4.5 3D-mallintaminen	22
5. Tulokset.....	22
5.1 Maaperän kerrosyksiköt	22
5.1.1 Profiilipisteiden litofasiesyksiköt	22
5.1.2 Kokoomanäytteet ja kivilaskut.....	30
5.2 Lohkarekartoitus	33
5.2.1 Pintalohkareet.....	33
5.2.2 Sisälohkareet	33
5.3 Maatutkaus	35
6. Tulosten tulkinta ja keskustelu.....	39
6.1 Maatutkaprofiilit.....	39
6.2 Litofasiesyksiköiden geneesi.....	41
6.3 Raekokoanalyysi	43
6.4 Lohkareet.....	44
6.5 3D sisärakenne.....	50
6.6 Vertautuminen aiempiin sedimentologisiin tutkimuksiin	54
7. Johtopäätökset	57
Kiitokset	59
Lähdeluettelo	60
Liitteet.....	63

1. Johdanto

Laserkeilaustekniikan (LiDAR, *Light detection and ranging* tai *laser imaging, detection, and ranging*) kehittyessä geomorfologinen tutkimus on ottanut merkittävän harppauksen eteenpäin. LiDAR:in avulla pystytään havaitsemaan sekä jo tunnettuja maaperämuodostumia entistä tarkemmin että maaperämuotoja, joiden olemassaolosta ei ole ollut tietoa ennen kyseisen teknologian kehittymistä (Johnson *et al.* 2015). Murtoot ovat juuri tällaisia LiDAR:in avulla vuonna 2017 kuvattuja jäätikön nopean sulamisen aikana syntyneitä ja kenttinä esiintyviä kolmiomaisia maaperämuodostumia, jotka koostuvat suurilta osin sorasta ja hiekkaisesta diamiktonista, ovat pinnaltaan lohkaraisia ja ovat suuntautuneet jäätikön liikesuunnan mukaisesti (mm. Mäkinen *et al.* 2017; Ojala *et al.* 2021). Murtoiden on tulkittu syntyneen subglasiaalisessa sulamisvesiverkostossa laaja-alaisesti hajautuneen hitaan ja tehokkaasti kanavoituneen nopean sulamisvesisysteemin välimaastoon (Mäkinen *et al.* 2017). Suomessa suurin osa murtoiden muodostumisesta ajoittuu Veiksel-jäätikön nopeasti edenneeseen sulamisjaksoon holoseeniepookin alussa. Tutkimukset ovat osoittaneet, että murtoot muodostuvat jään alla todennäköisesti noin 40–50 km etäisyydellä jäätikön reunasta (Ojala *et al.* 2019). Geomorfologian perusteella murtoot pystytään jakamaan kolmeen päätyyppiin, jotka ovat kolmiotyypin murto (TTM, *triangle-type murto*), pyöreäkärkinen murto (LTM, *lobate-type murto*) ja chevron-tyyppin murto (CTM, *chevron-type murto*) sekä muihin murtoisiin liittyviin jyrkänteisiin ja muodostumiin (Ojala *et al.* 2021).

Aikaisempi murtootutkimus perustuu pitkälti Suomen Akatemian rahoittaman (2019–2023) MUST (*Murto Scientists*) -konsortion RewarD (*Reorganization of subglacial drainage processes during rapid melting of ice sheets*) -projektissa suoritettuihin tutkimuksiin. Tutkimuksissa on kartoitettu muodostumien alueellista esiintymistä ja geomorfologiaa koko Suomen valtion kattavan laserkeilausaineiston (LiDAR, *Light Detection and Ranging*) ja siitä tuotetun digitaalisen korkeusmallin (DEM, *Digital Elevation Model*) avulla. Suomen lisäksi murtoita on löydetty Ruotsista (mm. Peterson *et al.* 2017), ja hiljattain Riianlahden pohjoisosasta (Karpin *et al.* 2023), sekä Pohjois-Kanadasta (Vérité *et al.* 2023). Murtoot on löydetty Kanadastakin LiDAR:iin perustuvan DEM:n avulla ja Riianlahdesta merenpohjan tarkkojen syvyysmallien avulla. Murtootutkimus on käytännössä alkanut vasta riittävän kattavan ja riittävän tarkan LiDAR-aineiston julkaisemisen jälkeen, kun muodostumat on saatu ylipäätään tunnistettua. LiDAR:in paljastamilla murtookennillä on suoritettu maatutkaluotauksia, kaivettu koekuoppia sekä pidempiä tutkimuskaivantoja muodostuman distaaliosan eli kolmiomaisen kärjen poikki ja tehty kaivannoista sedimentologisia havaintoja (Ojala *et al.* 2022).

Murtoiden sisärakenne on moniin muihin tunnettuihin maaperämuodostumiin verrattuna heikosti tunnettu, koska muodostumatyyppiä ei ole tutkittu kuin vasta vähän aikaa. Muodostumien sisärakenteesta tunnetaan pääpiirteiset sedimenttifasiektet ja niiden syntyolosuhteet (Mäkinen *et al.* 2023), mutta tulokset perustuvat suurimmaksi osaksi yksittäisiin poikittaisiin tutkimuskaivantoihin ja maanäytteisiin murtoiden distaaliosasta. Murtoiden sisältä on lisäksi kuvattu yksityiskohtaisesti nopean tiheysvirtauksen (UFR, *upper flow regime*) synnyttämiä sedimenttirakenteita (Hovikoski *et al.* 2023).

Tässä tutkimuksessa perehdytään yhden kolmiotyypin murtoon sisärakenteeseen ensimmäistä kertaa distaaliosan lisäksi myös muodostuman proksimaaliosassa ja prosesseihin muodostumisen taustalla. Murto sijaitsee Kokemäen Rukamaalla, Sääksjärven koillispuolella esiintyvällä sulamisvesireitillä murtookentän eteläreunassa. Tutkimuksessa kaivettiin kärjen poikittaiskaivannon lisäksi toinen poikittainen kaivanto muodostuman leveästä proksimaaliosasta sekä yksi koko muodostuman pitkittäin leikkaava kaivanto distaaliosasta proksimaaliosaan, jolloin yhden murtoomuodostuman sisärakenne tutkittiin sedimentologisin havainnoin ja maanäytein perusteellisemmin kuin aikaisemmin.

Maatutkaluotauksien, LiDAR-korkeusmallien, lohkarekartoitusten sekä sedimentologisten havaintojen ja maanäytteiden raekokoanalyysien avulla selvitettiin murtoon eri yksiköiden eroja, esiintymistä sekä jatkuvuutta muodostuman sisällä. Tuloksien avulla visualisoitiin litofasiesyksiköjä vastaavat 3D-pinnat.

Tämän tutkimuksen tarkoituksena on vastata murto-maaperämuodostuman sisärakennetta koskeviin avoimiin kysymyksiin eli siihen i) miten murtoon eri litofasiesyksiköt sijoittuvat kokonaisuudessa yhden maaperämuodostuman sisällä, ii) kuinka lohkareiden sijainti ja suuntautuneisuus liittyvät yksiköihin ja iii) mitä yksiköt ja niiden rakenne sekä koostumus kertovat murtoon muodostumiseen liittyvistä subglasiaalisista prosesseista

Tutkimuksen tavoitteena on lisätä tietoa subglasiaalisen sulamisvesiverkoston verrattain tuntemattomasta vaihtumisesta rauhallisemmasta ja hajautuneesta systeemistä tehokkaampaan kanavoituneeseen systeemiin. Koska menneisyyden prosessit ovat analogisia nykyisyyden kanssa, murtootutkimus antaa lisätietoa myös nykyaikana tapahtuvasta mannerjäätiköiden nopeasta sulamisesta ja sen vaikutuksesta jäätiköiden alta paljastuvaan maaperään.

2. Tutkimuksen lähtökohdat

2.1 Mannerjäätikön sulamisvesikanavat

Vedellä täytetyissä englasiaalisissa eli jäätikön sisäisissä tai subglasiaalisissa eli jäätikön alaisissa kanavissa veden painetta ohjaa tavallisesti kaksi prosessia, jotka ovat veden virtauksen kitkan aiheuttama lämpö, joka aiheuttaa ympäröivän jään sulamista, ja toisena jään deformatiivinen efektiivisen paineen muuttumisen ansiosta (Benn & Evans 1998). Mitä suuremmat kanavat sitä suurempi sulamismäärä ja vastaavasti matalampi veden paine. Benn ja Evans (1998) lisäävät, että sulamisnopeus kasvaa alaspäin viettävissä subglasiaalisissa kanavissa ja vastaavasti laskee tai kääntyy kanavien seinämien jäätyneen vuoksi negatiiviseksi ylöspäin viettävissä. Sulamisvesikanavissa vesi pyrkii kohti suurempaa kanavaa, jossa veden paine on matalampi, jolloin suuret kanavat kasvavat pienempien kustannuksella (Benn & Evans 1998). Tällöin sulamisvesikanavat haarautuvat pienemmistä suurempiin kanaviin. Tämä koskee varsinkin englasiaalisia kanavia ja joitakin subglasiaalisia sulamiskanavajärjestelmiä (Benn & Evans 1998).

Erillisistä kanavista muodostuneet sulamisvesijärjestelmät kuljettavat suuria määriä vettä hyvin toisiinsa yhdistyneiden kanavien kautta, kun taas jakautuneet järjestelmät kuljettavat vettä kiemurtelevia ja heikosti toisiinsa kytkeytyneitä reittejä pitkin (Benn & Evans 1998). Jakautuneita sulamisvesijärjestelmiä ovat jään ja kallion välissä esiintyvät ohuet vesikalvot, kallion onkaloiden ja jään välinen verkosto sekä jään ja sedimentin välinen jakautunut kanavaverkosto ja sedimentissä virtaava huokosvesi (Benn & Evans, 1998).

Subglasiaaliset sulamisvesikanavat jään ja sedimentin rajapinnassa ovat taipuvaisia sulkeutumaan, kun jään paine kasvaa suuremmaksi kuin kanavassa virtaavan sulamisveden paine (Hooke 2020). Lisäksi sedimentti pyrkii tukkimaan kanavaa samalla kun virtaava vesi kuluttaa sitä. Kesän edetessä tehokas sulamisvesijärjestelmä laajenee jäätikön ylävirtaan tehottoman verkoston kustannuksella (Bartholomew *et al.* 2011). Talvella sen sijaan kanavien katot asetuvat aloilleen, jolloin sulamisveden virtaus ja kanavien haaroittuminen vähenevät eli sulamisvesiverkoston tehokkuus heikkenee (Hooke 2020). Subglasiaaliset pohjasulamisprosessit ovat vaikeita todennettavia, sillä ne perustuvat pitkälti muinaisista moreeneista tehtyihin tulkintoihin ja oletuksiin (Evans *et al.* 2006).

2.2 Deglasiaatiovaiheen yleisimmät maaperämuodostumat

Harjut ovat subglasiaalisen sulamisveden virtauksen aiheuttamista geomorfologisista muodostumista yleisimpiä ja tunnistettavimpia. Ne ovat kiemurtelevia ja kumpuilevia glasifluviaalisesta hiekasta ja sorasta koostuvia harjanteita, jotka ovat kasaantuneet

jäätiköjokitunneleihin (Benn & Evans 1998) Bennin ja Evansin (1998) mukaan harjut voivat olla sub-, en- tai supraglasiaalista alkuperää, kun taas Hooke (2020) luokittelee ne subglasiaalisiksi muodostumiksi.

Harjut ovat kehittyneimpiä alueilla, joilla myöhäispleistoseenin aikana jäätiköt virtasivat kovilla alustoilla, joiden päällä oli verrattain ohut moreenikerros (Hooke 2020). Suurin osa harjuista on asettunut lähes yhdensuuntaisesti jäätikön virtauksen suuntauksen kanssa, mikä heijastaa sulamisveden virtausta jäätikön reunaa kohti (Benn & Evans, 1998).

Murtoot ovat geomorfologisesti selvästi erotettavissa olevia kolmion muotoisia subglasiaalisen sulamisveden muodostamia diamiktonista koostuvia maaperämuodostumia, jotka Mäkinen *et al.* (2017) löysivät LiDAR-korkeusmallin avulla Suomesta ja Peterson *et al.* (2017) Ruotsista. Jo ensimmäisistä murtootutkimuksista lähtien murtoiden ja harjujen esiintyvyydellä on havaittu yhteys, sillä murtookennät esiintyvät usein saman suuntaisesti harjujen ja niiden alkupisteiden lähialueella (Mäkinen *et al.* 2017). On myös havaittu, että paikoin harjut leikkaavat murtoita, mikä osoittaa, että murtoot ovat harjuja vanhempia muodostumia (Ojala *et al.* 2019). Jakautunut ja tehoton sulamisvesijärjestelmä kehittyi tehokkaammaksi harjujärjestelmäksi vähintään 41 km etäisyydellä jäätikön reunasta tilanteessa, jossa jäätikön paksuudeksi on arvioitu n. 1 km (Chandler *et al.* 2013). Ojala *et al.* (2019) tutkimusten mukaan myös murtoot alkavat esiintymään Suomessa 40–50 km etäisyydellä Nuoremman Dryaksen (12,9–11,7 ka b2k) (*b2k = years before 2000 CE*) reunamuodostumista, Salpausselistä, jolloin harjujen ja murtoiden muodostumisolosuhteiden on oltava jäätikön paksuuden ja sulamisveden saatavuuden osalta verrattain samankaltaiset. Harjuja muodostuu subglasiaalisiin kanaviin, joissa virtauksen mukana kulkeutuva sedimenttikerros ylittää virran kuljetuskapasiteetin (Hooke 2020). Hooke (2020) mukaan jäätikön sedimenttipitoinen pohja on harjuihin kasaantuvan sedimentin pääasiallinen lähde.

Harjut koostuvat pääosin lajittuneesta ja sulamisvesivirran puhtaaksi pesemästä hiekasta ja sorasta (Johansson & Kujansuu 2005). Mitä voimakkaampi virtaus subglasiaalisessa tunnelissa on ollut, sitä karkeampaa ainesta vesi on pystynyt kuljettamaan mukanaan. Kun tunnelissa vallinnut virtaus on alkanut heikentymään, on ensimmäisenä kerrostunut karkein materiaali lohkarista kiviin, niiden jälkeen sora, ja virtauksen heikennettyä huomattavasti on kerrostunut hiekkaa (Johansson & Kujansuu 2005). Hienoa hiekkaa hienommat lajitteet useimmiten puuttuvat, koska sulamisvesivirtaus huuhtoi ne kokonaan pois (Johansson & Kujansuu 2005). Harjujen ja murtoiden sisärakenteissa on merkittäviä eroja, sillä siinä missä harjut ovat selkeästi

lajittuneita murtoot ovat valtaosin diamiktonista koostuvia muodostumia, joissa on paikoin lajittuneita sora- ja hiekkaosueita.

Harjujen lisäksi murtoiden kannalta merkittävimpiä maaperämuodostumia ovat kumpumoreenit, joiksi murtoot aiemmin laskettiin ja joiden läheisyydessä murtoita esiintyy (Mäkinen *et al.* 2017). Kumpumoreeni on morfologinen yleisnimitys erilaisille kummuille ja selänteille, joiden sedimentti on joko ablaatiomoreenia tai pohjamoreenia (Johansson & Kujansuu 2005).

Ablaatiomoreenia syntyy mannerjään sulaessa ja jäätikön mukana kulkeutuneen sedimentin rikastuessa jäätikön pinnalle. Kun jäätikkö sulaa pois, sen pinnalle kertynyt materiaali kerrostuu pohjamoreenin päälle ablaatiomoreeniksi (Johansson & Kujansuu 2005). Ablatiomoreenista koostuvat kumpumoreenimuodostumat syntyvät, kun jäätikön pinnan sedimenttikerrostumat ovat keskittyneet pinnalla oleviin painanteisiin ja railoihin tai jäätikön reunan eteen, jolloin materiaali kerrostuu vaihtelevan paksuiseksi, itsenäisiksi maanpintaa myötäileviksi muodostumiksi (Johansson & Kujansuu 2005). Kumpumoreenien luokittelussa on ollut vaihtelua. Johanssonin ja Kujansuun Pohjois-Suomen maaperäkartoituksessa (2005) kumpumoreeneja kutsuttiin aluksi ablaatiomoreeneiksi tai kuolleenjäänmoreeneiksi, mutta kartoituksen edetessä huomattiin, että osassa muodostumia on supra- ja englasiaalisen materiaalin lisäksi myös subglasiaalista pohjamoreenia.

Juomumoreenit ovat mutkittavia tiiviisti esiintyviä selänteitä, jotka koostuvat useimmiten jäätikön kasaamasta moreenista ja ovat asettuneet poikittain jäätikön liikesuunnan suhteen (Hättestrand & Kleman 1999). Johanssonin ja Kujansuun (2005) mukaan juomumoreenit muodostavat useiden neliökilometrien laajuisia kenttiä, jotka sijaitsevat yleensä tasaisilla ja alavilla alueilla. Juomumoreenit ovat ominaisia muodostumia aiempien mannerjäätiköiden sisäosissa pohjoisella pallonpuoliskolla (Hättestrand & Kleman 1999). Johansson ja Kujansuu (2005) lisäävät, että tällaisilla juomumoreenien esiintymisalueilla LGM-vaiheessa jäätikkö oli kylmöpohjainen mutta muuttui deglasiaation edetessä lämminpohjaiseksi. Mannerjäätiköiden reunavyöhykkeellä ja nykyisillä vuoristojäätiköillä juomumoreeneja ei esiinny (Johansson & Kujansuu 2005). Juomumoreenit ovat sijoittuneet poikittain viimeisen deglasiaatiovaiheen suuntausta kohden, mikä viittaa siihen, että ne syntyivät lähellä sulavan jäätikön reunaa, mutta eivät kuitenkaan reunan välittömässä läheisyydessä, koska ne ovat usein drumlinisoituneita sekä harjujen ylittämiä mutta ei ikinä toisin päin (Hättestrand 1997). Osa juomumoreenimuodostumista sijaitsee subglasiaalisilla sulamisvesikäytävillä, mutta suurin osa sijaitsee niiden ulkopuolella (Vérité *et al.* 2023). Juomumoreenit, jotka sijaitsevat sulamisvesikäytävillä ovat tavallisesti lyhyempiä ja matalampia kuin niin sanotut klassiset juomumoreenit, minkä lisäksi

sulamisvesikäytävien juomumoreenit ovat usein topografialtaan rikkonaisempia kuin käytävien ulkopuoliset vastineet, joiden topografia on pehmeämpi (Vérité *et al.* 2023). On arvioitu, että juomumoreenit syntyvät minimissään kymmenien kilometrien etäisyydellä jäätikön reunasta (Hättestrand 1997).

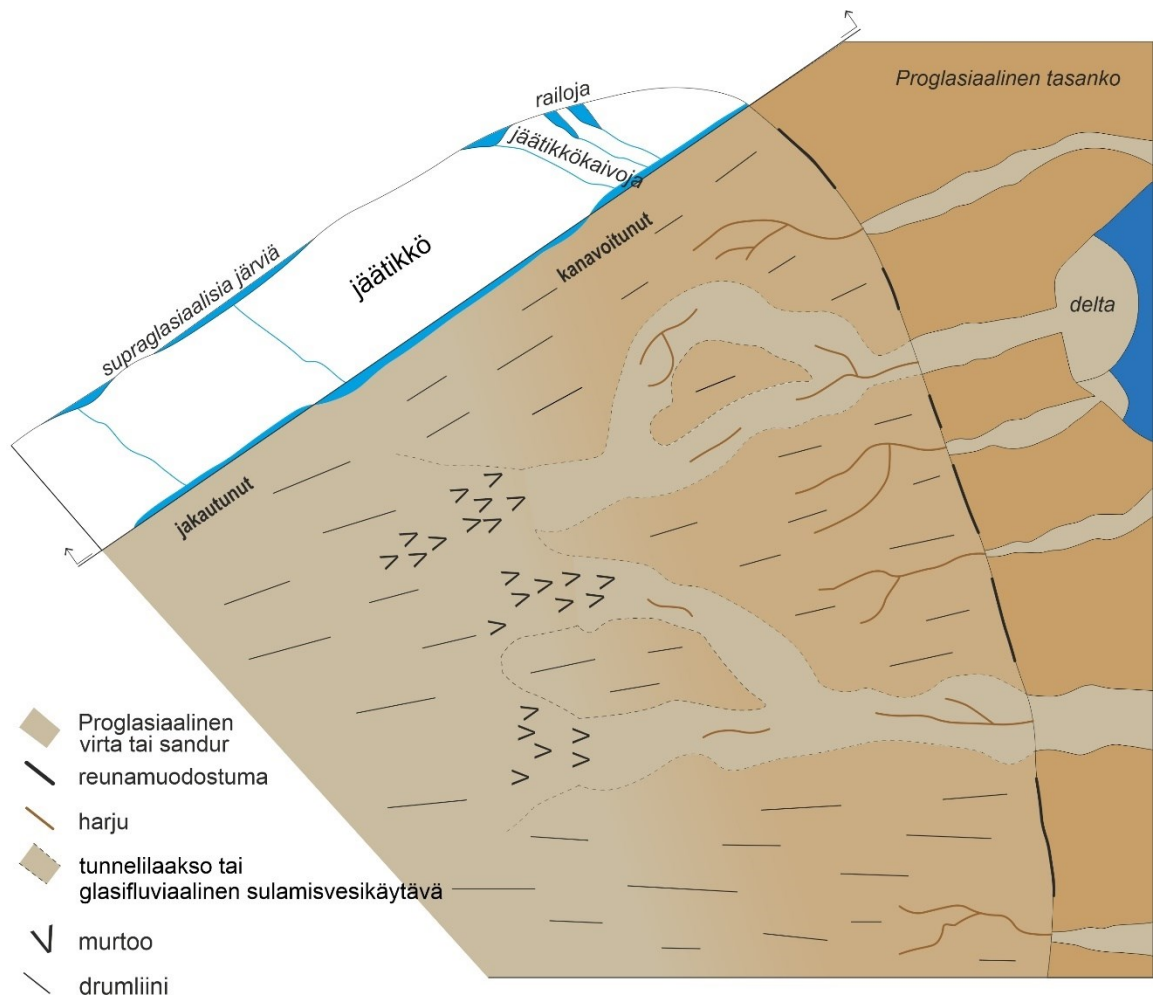
2.3 Murtoiden sijoittuminen ja sisärakenne

Kolmion malliset murtoot ovat tärkeä osa subglasiaalista sulamisvesireitistöä. Tunnuksenomaisesta muodostaan huolimatta murtoita on vaikea havaita luonnossa, jolloin laserkeilausaineisto on ensiarvoisen tärkeää niitä tutkittaessa. Aiemmin murtookenttiä onkin pidetty moreeniselänteinä ja kumpumoreenialueina (Mäkinen *et al.* 2017). Kuten murtoissa, niin kumpumoreeneissakin aines on etenkin muodostuman pinnalla kivistä ja lohkareista (Johansson & Kujansuu 2005). Murtoilla ja kumpumoreeneilla merkittävin yhtäläisyys liittyykin niiden lohkareiseen pintaan, mikä on mahdollinen syy siihen, että murtoita on pidetty kumpumoreeneina. Toinen yhtäläisyys on samankaltainen esiintymisympäristö. Kumpumoreenialueet ovat usein laajoja yhtenäisiä kenttiä, joissa vuorottelee eri suuntaisia selänteitä ja kumpuja (Johansson & Kujansuu 2005).

Murtoot esiintyvät geomorfologisesti erotettavina kenttinä alueilla, joiden korkeusvaihtelut ovat vähäisiä ja ne sijaitsevat joko kallioperän rakovyöhykkeiden ylävirran puolella jäätikön virtaukseen nähden tai muuten matalien alueiden kallioperän huippujen alamäen puolella (Mäkinen *et al.* 2017). Murtookentät eroavat toisistaan sekä koon että muodon perusteella ja niiden koko vaihtelee 0,3 km² ja 8 km² välillä, jolloin ne ovat sulamisvesireittien kokoon verrattuna pieniä (Ahokangas *et al.* 2021). Murtookentät voivat esiintyä kokonaan tai osittain sulamisvesireitin sisällä tai niiden vieressä, mutta on hyvin harvinaista, että kenttiä esiintyy ilman yhtäkään merkittävää reittiä (Ahokangas *et al.* 2021).

Fennoskandian mannerjäätiköllä ei ollut kielekkeisiin lohkoutunutta rakennetta ennen Nuorempaa Dryasta, jolloin Salpausselät I ja II kerrostuivat (Stroeven *et al.* 2016). Reunamuodostumien, harjusysteemien ja glasiaalisten lineaatioiden perusteella jäätikkö jakautui Nuoremman Dryaksen jälkeen kielekevirtausalueiksi ja niiden välisiksi alueiksi (Ahokangas *et al.* 2021). Murtoot sijaitsevat jääkielekevirtausalueilla, jotka ovat olleet aktiivisen jään vaikutuspiirissä kun taas passiivisen jään alueilla jääkielekevirtausten välisillä alueilla murtoita ei tavata (Ahokangas *et al.* 2021).

Mäkinen *et al.* (2017) havaitsivat myös, että murtookentillä on yhteys harjuihin. Harjut ovat niin sanottuja tehokkaasti kanavoituneita jäätikön sulamisveden kulkureittejä. Murtoiden katsotaan edustavan sulamisvesireittien vaihettumista jakautuneesta ja laaja-alaisesta järjestelmästä keskittyneeseen ja tehokkaaseen kanavoituneeseen järjestelmään eli harjujärjestelmään (kuva 1).



Kuva 1. Subglasiaalisen sulamisvesijärjestelmän vaihtuminen jakautuneesta kanavoituneeseen systeemiin nopean sulamisen aikana. (Peterson Becher, 2021, mukailten).

Vérité *et al.* (2022) tutkivat murtoiden geneettistä yhteyttä juomumoreeneihin ja siihen olisiko mahdollista, että murtoot ovat pidemmälle kehittyneitä juomumoreenimuodostumia. Kartoituksen ja laboratorio-olosuhteissa tehdyn analogisen mallinnuksen avulla tutkijat tekivät johtopäätöksen, jonka mukaan juomumoreenien ja murtoiden välillä on geneettinen jatkumo. Muun muassa Itämeren jääkielekevirtausalueella Lounais-Suomessa on havaittu, että murtoita erkaantuu kumpu- ja juomumoreenireiteiltä niiden reunoille, mikä kertoo siitä, että sulamisvedet ovat levinneet ja paenneet varsinaisilta reiteiltä muodostaen murtoita (Ahokangas *et al.* 2021). Tutkimuksissa on selvinnyt myös, että murtoot leikkaavat juomumoreeneja, eli murtoot ovat ainakin paikoin myöhemmin kerrostuneita.

Peterson Becher & Johnson (2021) tutkivat murtoiden sisärakennetta Etelä-Ruotsin ylängöillä. Etelä-Ruotsista löydetyt murtoot ja kumpumoreenit ovat syntyneet todennäköisesti leudon Bølling-Allerød interstadiaalisen aikana, jolloin jäätikön reuna perääntyi jopa 100 m vuodessa (Peterson & Johnson 2017). Bølling-Allerød ajoittuu viileää Nuorempaa Dryasta edeltäneeseen vaiheeseen n. 14,6–12,9 ka b2k (Rasmussen

et al. 2014). Näin ollen Etelä-Ruotsin murtoiden muodostumisen lähtökohdat eivät ole täysin yhteneväisiä Suomessa Holoseenin alussa muodostuneisiin murtoisiin. Peterson Becherin ja Johnsonin (2021) tutkimusalueen kallioperä koostui voimakkaasti rapautuneesta graniitista ja porfyyristä, kun taas Suomessa murtookenttien alapuolinen kallioperä koostuu usein biotiittiparagneissistä. Etelä-Ruotsin Bølling-Allerød interstadiaaliin ajoittuvasta murtoiden muodostumisesta huolimatta, ne ovat muodostuneet holoseenin aikana kerrostuneiden murtoiden tapaan sulamisvesireiteille tai niiden läheisyyteen (Peterson Becher & Johnson 2021)

Peterson Becherin ja Johnsonin (2021) tutkimuksessa murtoot koostuivat pitkälti samankaltaisesta materiaalista kuin Suomessa tutkitut murtoot. Etelä-Ruotsissa tutkittujen murtoiden sedimentti on suurelta osin siltistä, hiekkaista ja soraista diamiktonia sekä lajittuneempaa silttiä, hiekkaa ja sora (Peterson Becher & Johnson 2021). Peterson Becherin ja Johnsonin (2021) tutkimuksessa maaperämuodostuman sisärakenne tutkittiin suurilta osin LTM-murtoista. Etelä-Ruotsin murtoiden sisärakenteesta huomattiin, että valtaosa muodostumien sedimentistä koostuu heterogeenisemmästä diamiktonista kuin tyypillinen subglasiaalinen moreeni (Peterson Becher & Johnson 2021). Alueen murtoiden sedimentti poikkeaa myös proglasiaalisista fluviaalisista sedimenteistä, jolloin niiden kerrostumistavan ja -olosuhteiden on oltava erilaisia (Peterson Becher & Johnson 2021).

Mäkinen *et al.* (2023) tutkivat kuudessa kohteessa eri puolilla Suomea sijaitsevaa murtoota poikittaisten tutkimuskaivantojen avulla. Tutkimuksessa huomattiin, että murtoon rakenteeseen kuuluu kolme litologiaan perustuvaa pääyksikköä. Murtoon ensimmäisenä kerrostunut ja alin yksikkö on ydin (yksikkö 1), joka on kaareva ja kerroksellinen sekä heikosti deformatunut tai vääntynyt (Mäkinen *et al.* 2023). Ydin koostuu lajittuneesta siltistä, jossa on paikoitellen laminoitunutta siltistä hienoa hiekkaa sekä massiivista keskikarkeaa hiekkaa ja hieman värestruktuuria ja karkeaa kerroksellistumista massiiviseksi soriksi (Mäkinen *et al.* 2023). Mäkinen *et al.* (2023) tulkitsevat, että ydin on alkanut muodostua pieniin subglasiaalisiin kanaviin, josta savi on huuhtoutunut pois. Ytimeen on kerrostunut nopean virtauksen mukana heterogeenisestä suspensiosta sora (Mäkinen *et al.* 2023).

Murtoon ytimen päällä oleva yksikkö, ja samalla muodostuman tunnuksenomaisin yksikkö on niin sanottu murtoon vartalo (yksikkö 2), joka koostuu kahdesta toisistaan erottuvasta osasta (Mäkinen *et al.* 2023). Vartalo koostuu hiekkaisesta ja soraisesta massiivisesta tai matriksikannatteisesta karkeasti kerroksellisesta diamiktonista, jonka yläosalle (2b) ovat tyypillisiä kaukalomaiset setit (Mäkinen *et al.* 2023). Kaukalorakenteet saattavat olla seurausta toistuvista ja kanavoituneista vetisen sedimenttimassan virtausjaksoista ja niiden selvästi erotettavissa olevat usein yhden

kivikerroksen paksuiset pohjat viittaavat erosionaalisiin virtauksiin (Mäkinen *et al.* 2023). Tutkimuksen mukaan murtoon vartalon alempi yksikkö 2a on koostumukseltaan vaihtelevampi kuin 2b, minkä lisäksi 2a ulottuu morfologisesti havaittavan murtoon ulkopuolelle, kun taas 2b rajautuu murtoon reunoihin. Mäkinen *et al.* (2023) mukaan vartalossa on ytimen tavoin saveksen osuus erittäin alhainen ja paikoitellen esiintyy värestruktuuria. He lisäävät, että vartalossa on deformaattiorakenteita sekä paikoin kaoottisia diamiktonin läpäiseviä hienoainesjuovia, ja hienomman materiaalin joukossa on normaalisti kiviä ja ympäröivään materiaaliin nähden ylisuuria klasteja.

Murtoon distaaliosan kolmiomainen kärki koostuu yksiköstä 2b. Murtoon vartalon yksiköiden rajapinnassa on paikoitellen säilynyt hienoaineskerros (alaysikkö 2ab), joka on paikoin jopa 20 cm paksu. Tämä hienoaineskerros jatkuu ulos murtoosta, mikä viittaa siihen, että kerros ei ole yksinomaan murtoissa havaittava piirre (Mäkinen *et al.* 2023). Välikerroksen aikana on vallinnut hitaampi virtaus kuin muun murtoon muodostuessa. Yksiköiden muodostumisen välistä aikaa ei tiedetä.

Murtoon muodostumisen tiedetään olevan nopea prosessi. Koko murtoon vartalo eli 2. yksikkö on sedimentologian perusteella todennäköisesti yhden sulamiskauden tuotos (Mäkinen *et al.* 2023). Mäkinen *et al.* (2023) ehdottavat, että 2a on muodostunut kevään sulamishuipun aikana, jolloin murtoon ytimen yläpuolinen kanava on leventynyt nopeasti. Sulamisverkoston laajetessa virtausnopeus on laskenut, jolloin ja 2a:n ja 2b:n välinen hienoainespitoinen kerros on muodostunut (Mäkinen *et al.* 2023). Ylempi alaysikkö 2b on voinut kerrostua, kun jään pinnalta peräisin oleva sulamisvesi on virrannut jo aiemmin tehokkaasti yhdistyneisiin kanaviin aiheuttaen jälleen voimakkaan sedimenttiä kuljettaneen virtaushuipun (Mäkinen *et al.* 2023).

Murtoon kerrostuessa subglasiaalisissa kanavissa on vallinnut suuri paine veden, jäätikön ja kertyvän sedimentin vuoksi. Kanavissa, joihin murtoot ovat alkaneet muodostua, efektiivinen paine on ollut lähellä nollaa. Efektiivinen paine on jään ja veden paineiden erotus, jolloin yhtä suuret veden ja jään paineet tarkoittavat, että paineistettu vesi kannattelee yläpuolista jäämassaa, eikä jäätikkö ole kosketuksissa alapuoliseen sedimenttiin (Benn & Evans 1998). Lopulta kanava on mennyt tukkoon ja vesi on hakenut uuden purkautumisreitit, ja alkanut muodostaa uutta murtoota. Murtoon muodostumisessa sekä jään että veden paine ovat molemmat olleet merkittävässä osassa muodostumisolosuhteiden luomisessa. Jään paine on ollut muuttuja, joka on pakottanut murtoon sedimenttiä kuljettaneen virtauksen muodostuman reunoihin, jolloin kolmiomainen kärki on alkanut muodostua.

Talvella sulamisvesiverkoston matalien kanavien katot asettuvat aloilleen korkeammille maaston alueille, jolloin veden virtausnopeus ja kanavien haaroittuminen heikkenevät (Hooke 2020). Tällöin sulamisvesisysteemin tehokkuus heikkenee ja paksujen

jäätiköiden alla kanavia saattaa jopa sortua, mutta osa edellisen vuoden kanavien jäänteistä saattaa säilyä heikomman talvisulamisvirran avulla (Hooke 2020). Hooke (2020) lisää, että keväällä kanavat palautuvat kasvavan sulamisen ansiosta ennalleen ja virtaus tehostuu.

Murtoissa on sekä kasaantumis- että eroosioelementtejä. Tutkimusten perusteella kärjessä on tapahtunut suurin eroosio, joka on osaltaan aiheuttanut lopullisen kolmion muotoisen kärjen muodostumisen distaaliosaan. Kärjessä on myös mahdollisesti ollut suurin tila, johon sedimenttiä on saatu kasattua sulamisvesien toimesta. Tämän puolesta puhuu se, että kärjessä on löydetty muodostuman suurimmat lohkat ja kivet, joita ei muualta muodostumasta ole tavattu samassa määrin.

Murtoon ylin ja 3. yksikkö mantteli koostuu pääosin keskikarkeasta tai karkeasta hiekasta, jossa on havaittavissa laminaatioitumista ja soraisia kerroksia (Mäkinen *et al.* 2023). Hiekkaisen osan päällä ja osittain siihen sekoittuneena on löyhää ja heikosti lajittunutta diamiktonia, joka muodostaa metsän pohjan ja on maannostunut podsoliksi (Mäkinen *et al.* 2023). Mäkinen *et al.* (2023) havaitsivat, että myös manttelissa esiintyi paikoitellen klastien muodostamaa kaukalomaista rakennetta ja jään hierron sedimenttiin aiheuttamaa liuskeisuutta. Rakenteiden on tulkittu olevan ohuen pintavirtauksen ja sitä seuranneen nopean jäätikön pohjan sulamisen ja tukkeutuneiden kanavien ansiota.

Mantteli on ollut altis rantaprosesseille, kuten aallokolle, maannostumiselle ja kasvien juurien aiheuttamalle bioturbaatiolle sekä maan routimiselle (Mäkinen *et al.* 2023). Yksikkö ei ole tunnuksenomainen vain murtoille vaan se esiintyy muillakin muodostumilla ja alueilla. Kyseessä lienee viimeisen mannerjäätikön lopullisen sulamisen aikana syntynyt kerros, joka on nykyään vaikeatulkintainen sitä deformeineiden prosessien ansiosta.

Vaikka kaikista Mäkinen *et al.* (2023) murtoista oli erotettavissa 3 pääyksikköä ja niille ominaiset piirteet, tutkittavana olleen Sievin murtoon heikosti lajittuneiden diamiktonien kaoottiset rakenteet saattavat viitata muista murtoista eriävään geneesiin. Tutkijoiden mukaan mahdollisena syynä tähän on voinut olla murtoon muodostuminen uudelleen kerrostuneesta juomumoreenimuodostumasta Vérité *et al.* (2022) teorian mukaisesti.

Ahokangas *et al.* (2021) mukaan murtookenttien ja -reittien syntyä on edistänyt muun muassa lämminpohjainen ja riittävän paksu jääkerros, puolijakautunut sulamisvesiverkosto, jossa virrannut korkea vesimäärä on pitänyt efektiivisen paineen lähellä nollaa sekä riittävä kyllästetyn subglasiaalisen sedimentin saatavuus. Suomessa murtooreitit tyypillisesti esiintyvät merkittävien drumliinikenttien tai glasiaalisten lineaatioryhmien reunoilla, minkä lisäksi ne myös leikkaavat juomumoreenikenttiä (Ahokangas *et al.* 2021). Näiden maaperämuotojen esiintymisen väliset suhteet viittaavat siihen, että murtoot edustavat jään virtausnopeutta, joka on ollut

voimakkuudeltaan matalasta keskitasoiseen (Ahokangas *et al.* 2021). Leikkausjännitys jää pohjan ja sedimentin välillä on murtoiden muodostumisen aikana ollut juomumoreenien muodostumisolosuhteiden ja drumlinisaatio-olosuhteiden välillä. (Ahokangas *et al.* 2021).

2.4 Murtoiden vertautuminen muihin muodostumiin

Murtoilla on maaperämuodostumista eniten yhteistä kumpumoreeneilla ja juomumoreeneilla. Esiintyvyyden ja pinnan lohkareisuuden lisäksi molemmat muodostumat koostuvat pitkälti hiekkaisesta sedimentistä. Johanssonin ja Kujansuun (2005) mukaan kumpumoreenialueiden moreeniaines on useimmiten lajittuneempaa ja huuhtoutuneempaa kuin peitemoreenityyppinen pohjamoreeni. Murtoidenkin sedimentin on tulkittu olevan pääosin virtaavan veden kerrostamaa eikä niinkään jäätikön kasaamaa moreenia. Paikoitellen kumpumoreenit sisältävät runsaasti suhteellisen hyvin lajittunutta soraa ja hiekkaa välikerroksina sekä sekoittuneena moreeniaineksen sisällä (Johansson & Kujansuu 2005). Sekä Suomessa (Hovikoski *et al.* 2023; Mäkinen *et al.* 2023) että Ruotsissa (Peterson Becher & Johnson 2021) murtoiden sisältä on kuvattu hyvin lajittuneita hiekka- ja soraosueita vallitsevan diamiktonimateriaalin joukosta.

Pintalohkareisuus on kumpumoreeneille tyypillistä ja muodostuma voidaan sen perusteella jakaa lohkareettomaksi, lohkareiseksi tai runsaslohkareiseksi (Johansson & Kujansuu 2005). Murtoiden pintalohkareisuus on havaittu jo ensimmäisistä murtootutkimuksista alkaen (Mäkinen *et al.* 2017). Sekä murtoiden että kumpumoreenien tapauksessa pintalohkareisuus ei kerro syvemmillä olevan aineksen lohkareisuudesta. Kumpumoreeneissa lohkareet ovat usein rikastuneet pintaosaan huuhtoutumisen ja routimisen seurauksena (Johansson & Kujansuu 2005). Murtoiden sisältä ei ole löydetty $\varnothing > 1$ m lohkareita (Mäkinen *et al.* 2023), minkä on tulkittu kertovan siitä, että murtoon vartalon kerrostumisvaiheessa sulamisvesikanavan halkaisija on ollut < 1 m.

Kumpumoreenien ja murtoiden tapaan juomumoreenit koostuvat useista sedimenttifasieksista, kuten massiivisesta tai laminoituneesta diamiktonista, sorasta, hiekkasta ja siltistä, joissa on usein merkkejä deformaatiosta (Benn & Evans 1998). Sekä Pohjois-Amerikassa, että Skandinaviassa juomumoreenien maalaji on kumpumoreenien ja murtoiden tapaan pääosin hiekkainen tai sorainen ja niiden diamiktoni on tulkittu moreeniksi (Hättestrand, 1997). Murtoista poiketen niissä esiintyy huomattavissa määrin siltistä moreenia.

Vérité *et al.* (2022) mukaan sulamisvesi on kuluttanut tulvakaudella juomumoreeneihin pieniä sulamisvesikanavia hajottaen muodostumia, jolloin on muodostunut niin sanottuja juomumoreenien ja murtoiden välimuodostumia, joista on edelleen kehittynyt murtoita. Tällaisia subglasiaalisia tulvia saattaa aiheutua päivittäisien, vuodenaikojen tai pitkän

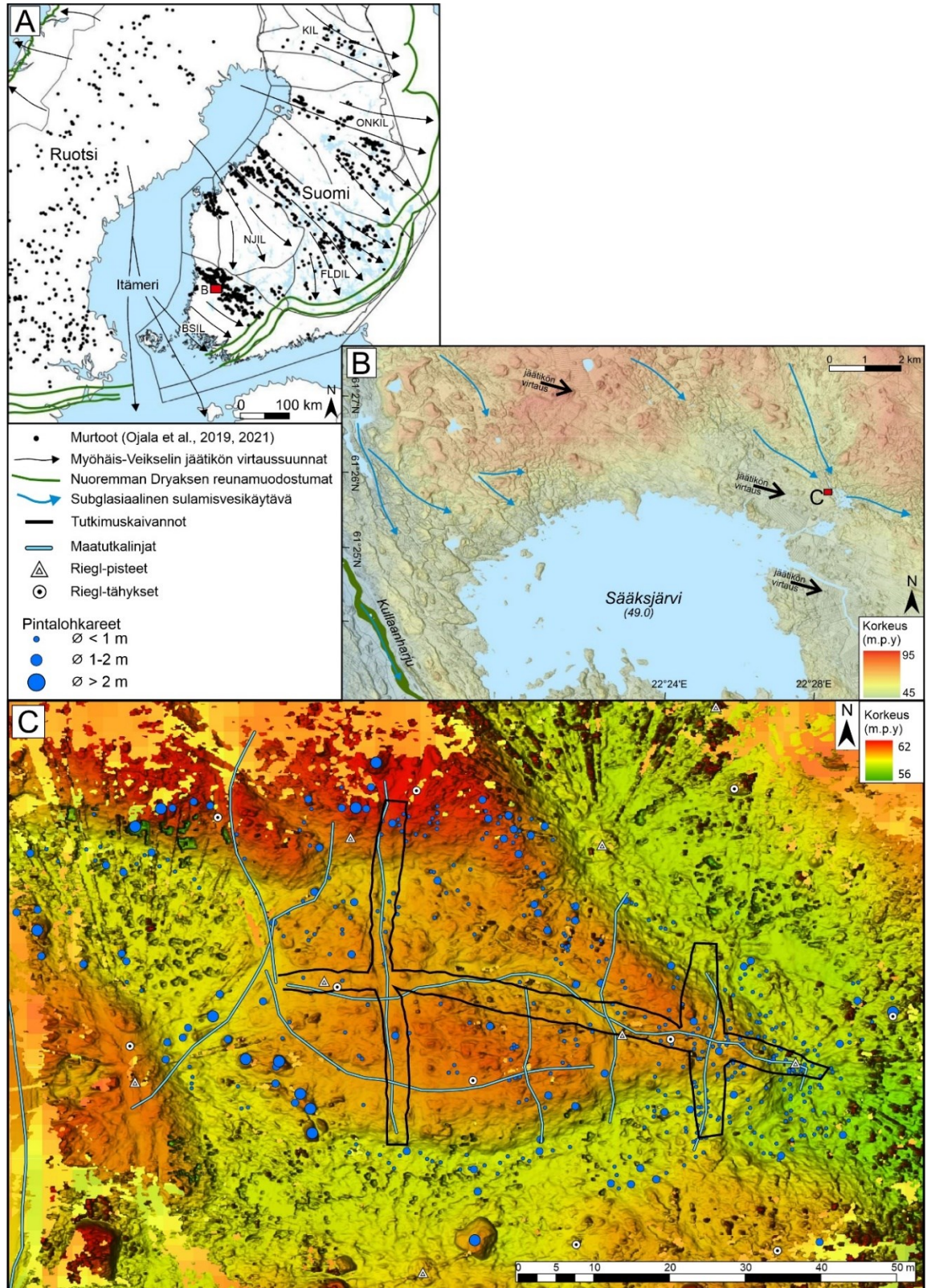
aikavälin lämpötilan vaihteluista sekä supra- tai subglasiaalisten järvi-altaiden vesien vapautuessa (Vérité *et al.* 2022). Juomumoreenien ja murtoiden välillä on elongaation, sinuositeetti-indeksin ja ympyrämäisyysindeksin perusteella morfometrinen jatkumo (Vérité *et al.* 2022). Juomumoreeni ja murto ovat päätejäseniä jatkumossa, jossa juomumoreeni muokkautuu osittain remobilisoituneeksi juomumuodostumaksi, protomurtooksi ja lopulta murtooksi olosuhteissa, joita luonnehtivat lyhytaikaiset tulvajaksot (Vérité *et al.* 2022). Jatkuvat tulvat ja kanavaverkoston aukeaminen ja sulkeutuminen aiheuttavat sen, että sulamisvesikanavan juomumoreenit alkavat vähitellen pirstoutua, uudelleenmuotoutua ja venyä murtoiksi (Vérité *et al.* 2022). Juomumoreeni-murto-jatkumoteoriasta huolimatta Vérité *et al.* (2022) myöntävät, että juomumoreenit eivät ole välttämättömiä murtoiden muodostumisen kannalla, sillä juomumoreeneita ei aina tavata murtookenttien yhteydessä. On kuitenkin mahdollista, että murtoot muodostuvat mistä tahansa sedimenttikummusta tai, että juomumoreenit ovat useiden subglasiaalisten muotojen tapaan kuluneet ja korvautuneet uusilla muodostumilla, jolloin juomumoreenien osuus murtoosiintymien lähellä olisi aliarvioitu (Vérité *et al.* 2022). Tämän lisäksi ei tiedetä, että voivatko murtoot muodostua täysin tasaisella alustalla (Vérité *et al.* 2022).

3. Tutkimusalue

Tutkimus suoritettiin Satakunnassa Kokemäen Rukamaalla (N=6819804.531, E=257990.575) sijaitsevalla murto-maaperämuodostumalla (kuva 2). Murtooseen voidaan viitata myös Myllykosken murtoona, mikä on muodostuman itäpuolella virtaavan Rukajoen Myllykosken ansiota. Tutkimuksen murto valikoitui tutkimuskohteeksi sijaintinsa ja kokonsa ansiosta. Murtoon pinta-ala oli noin 2100 m² (21 a) ja korkeus ympäröivästä maastosta noin 3 m. Murtoon pinnan korkeus meren pinnasta oli n. 59 m.

Viimeisen jääkauden loppuvaiheessa Nuoremman Dryaksen jälkeen tutkimusalueella sijaitsi luoteesta kaakkoon virrannut Itämeren jääkieleke ja sen koillisosassa sijaitseva niin sanottu Loimaan alakieleke. Itämeren kielekevirtausalue (*The Baltic Sea ice-lobe province, BSIL*) rajoittuu etelässä ja kaakossa Nuoremman Dryaksen Ss I:een ja Ss II:een sekä varhaisholoseenin Ss III:een, koillisessa Päijänteen kielekevirtausten väliseen alueeseen sekä Näsijärvi-Jyväskylä kielekevirtausalueeseen (NJIL) ja Etelä-Pohjanmaan kielekevirtausten väliseen alueeseen (Palmu *et al.* 2021). BSIL oli toiminnassa myös Ruotsissa rajoittuen siellä Salpausselkiä vastaavaan Keski-Ruotsin reunamuodostumavyöhykkeeseen, jolloin kielekevirtausalueen länsireuna sijaitsee Suomen länsipuolella (Palmu *et al.* 2021). BSIL on vaikuttanut myös Pohjanmerellä, jonka pohjasta on löydetty muiden subglasiaalisten muodostumien muassa sulamisvesikanavia, harjuja ja juomumoreeneita (Greenwood *et al.* 2017). Pohjanmeren pohjassa on sulamisveden aiheuttamien muotojen lisäksi drumliineita, mega-skaalan

jäätikkölineaatioita ja virtaviivaista peruskalliota, mutta reunamuodostumia pohjassa on huomattavan vähän (Greenwood *et al.* 2017). Greenwood *et al.* (2017) tutkimuksessa Pohjanmeren pohjasta löytyi myös 1–2 m korkeita terävä- ja pyöreäkarkisia kolmiomaisia muodostumia.



Kuva 2. A: Murtoiden sijoittuminen Ruotsissa ja Suomessa sekä jäätikön virtaussuunnat ja kielekevirtausalueet BSIL, NJIL, FLDIL (Järvi-Suomen kielekevirtausalue), ONKIL (Oulun-Pohjois-Karjalan kielekevirtausalue) ja KIL (Kuusamon kielekevirtausalue) Myöhäis-Veikselin aikaan. B: Sääksjärven

sulamisvesiverkostoa sekä C: Varjostettu korkeusmalli tutkimusalueesta, johon on merkitty mustilla viivoilla tutkimuskaivanto, vaaleansinisillä viivoilla maatumkalinjat, sinisillä pisteillä pintalohkareet ja valkoisilla symboleilla laserkeilauksessa käytetyt pisteet. (Hovikoski et al. 2023, mukaillen)

Loimaan alakielekkeellä sijaitsee suuri murto Kenttien rykelmä (Ahokangas et al. 2021). Alakieleke rajoittuu idässä Pori-Kosken kielekkeiden väliseen harjuun, jonka lounaispuolelta sulamisvesireitit ja murtoot puuttuvat lähes kokonaan (Ahokangas et al. 2021). Pori-Koski -harjun luoteispuolella sijaitsee kallioperässä Kynsikankaan hiertovyöhyke, jonka välittömässä läheisyydessä idässä on laajoja alueita, joilla sijaitsee subglasiaalisia kumpumoreeneja ja merkittäviä juomumoreenikeskittymiä (Ahokangas et al. 2021). Peruskallion hallitseman maaston topografia on vaikuttanut suuresti alueen sulamisvesireittien sijoittumiseen Itämeren jääkielekevirtausalueen koillisosassa (Ahokangas et al. 2021). Kielekevirtausalueen topografian vaikutus sulamisvesireitteihin onkin ollut merkittävämpää kuin esimerkiksi Järvi-Suomen kielekevirtausalueella (Ahokangas et al. 2021).

Tämän tutkimuksen murto sijaitsee Loimaan alakielekkeen länsireunassa Kynsikankaan hiertovyöhykkeen itäpuolella Satakunnan kumpumoreenialueen lounaiskulmassa ja se kuuluu Sääksjärven murtooreittiin (Mäkinen et al. 2017). Murto sijaitsee aivan reitin eteläreunassa eikä sen eteläpuolella ole enää yhtäkään kunnolla muodostunutta murtoota.

Ahokangas et al. (2021) mukaan on tavallista, että murtooreitit esiintyvät merkittävien drumliinikenttien tai glasiaalisten lineaatioalueiden reunoilla, minkä lisäksi reitit usein halkovat juomumoreenikenttiä. Tutkimusalueen luoteispuolella on sekä glasiaalisia lineaatioita että uurteita. Sulamisvesireitin eteläpuolella on yhtenäisempi drumliinialue, jonka luode-kaakko-suuntaus on yhteneväinen sulamisvesireitin suuntauksen kanssa. Murtoolta on sulamisvesireittiä pitkin n. 6,5 km Kiikoisjärven länsi-lounaispuolella sijaitsevalle harjulle, jota voidaan pitää tämän murtojakson kanavoituneena jatkumona.

Tämän tutkimuksen murto noudattaa Ojala et al. (2019) tutkimuksessa esitettyä tunnuksenomaista kolmiotyyppin murtoon geometriaa, jossa muodostuman kapeampi distaaliosa on korkeampi ja jyrkkärinteisempi kuin leveä ja loivarintainen proksimaaliosa.

3.1 Jäätiköitymishistoria

Tutkimusalueella sekä koko Fennoskandiassa on ollut useita jäätiköitymiä pleistoseenin aikana, mutta niistä viimeisin eli Veiksel on muovannut maaperän nykyisen kaltaiseen muotoonsa. Myöhäis-Veikselin aikana Fennoskandian mannerjäättikö (FIS) oli suurimmillaan n. 20 000 vuotta sitten (Lunkka 2007). Viimeisen jäätiköitymismaksimin (*Last Glacial Maximum, LGM*) jälkeen mannerjäättiköt sulivat Euraasian alueelta verrattain nopeasti ilmaston lämpenemisen myötä (Lunkka 2007). FIS suli maksimiasemastaan Luoteis-Venäjältä Perämeren pohjukkaan Ruotsin puolelle n. 8000

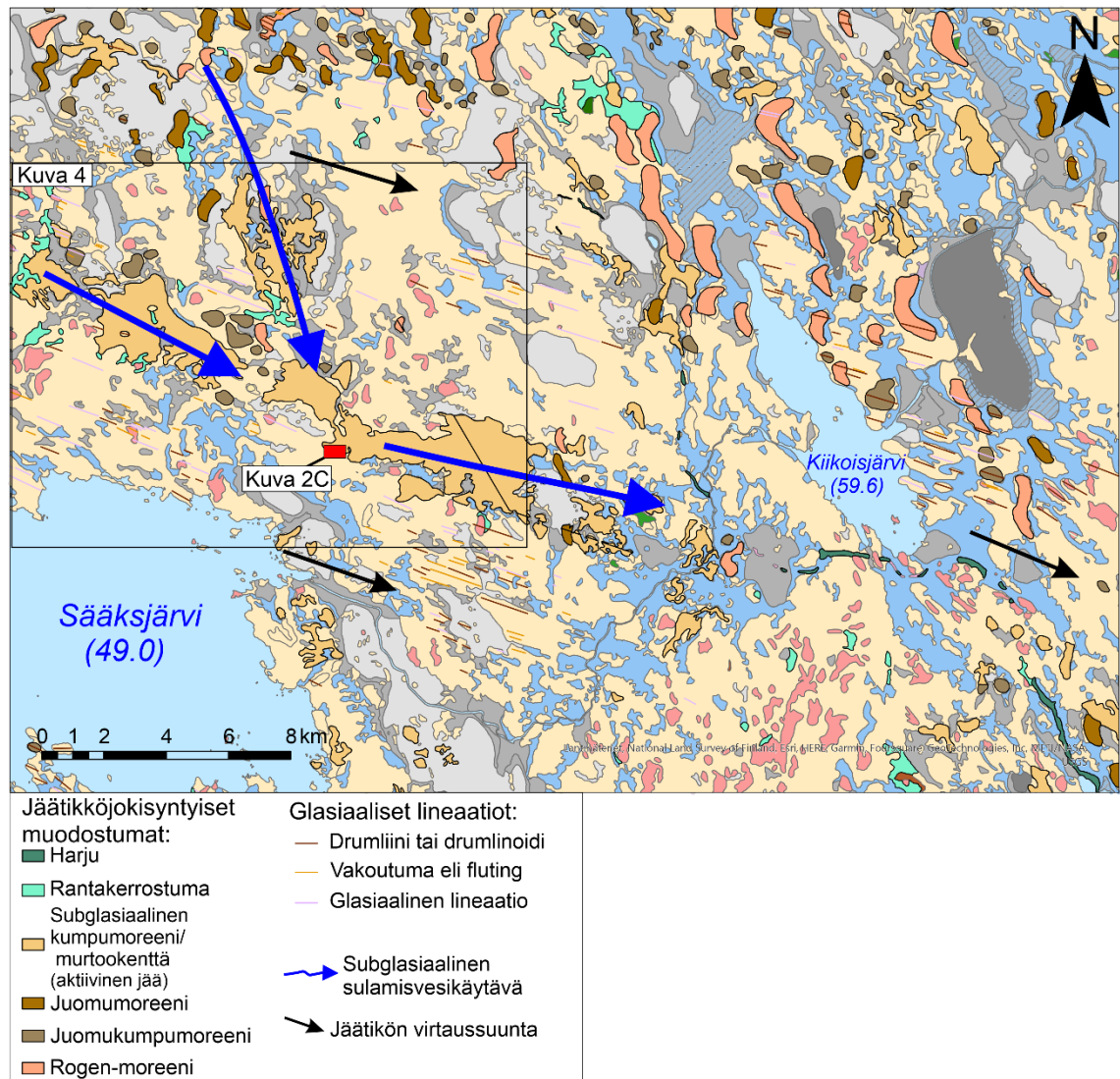
vuodessa (Lunkka 2007). Mannerjäätikön viimeiset jäänteet sulivat 9,7 ka b2k Pohjois-Ruotsin Sarek-vuoriston itäosissa (Stroeven *et al.* 2016).

Mannerjäätikkö on sulanut tämän tutkimuksen murtoon päältä n. 10,9 ka b2k (Stroeven *et al.* 2016). Tutkimusalueelta on noin 110 km Salpausselkä III:lle, joka on tutkimuksen murtoosta katsoen viimeisimpänä kerrostunut suuri reunamuodostuma. Ss III on ajoitettu preboreaalisen oskillaation (*Preboreal oscillation, PBO*) ajankohtaan niin sanottuun ”11,4 ka tapahtumaan” 130 - 250 vuotta Nuoremman Dryaksen päättymisen jälkeen (Stroeven *et al.* 2016). PBO oli termohaliinikierron muutoksista johtunut viileä ajanjakso (Björck *et al.* 1997). Tapahtuma on ollut kestoltaan n. 120 vuotta (Rasmussen *et al.* 2014). Ojala *et al.* (2019) mukaan murtoot muodostuvat n. 40–50 km etäisyydellä jäätikön reunasta, jolloin tämän tutkimuksen murto on muodostunut Ss III:n kerrostumisen jälkeen eli n. 11,0–11,2 ka b2k.

3.2 Tutkimusalueen geologia

Geologian tutkimuskeskuksen 1:200 000 mittakaavan kallioperäkarttojen mukaan tutkimusalueen kallioperä koostuu biotiittiparagneisista. Alueen eteläpuolella esiintyy amfiboliittia ja pohjois- sekä luoteispuolella kvartsidioriittia, tonaliittia, arkoosigneisiä ja kvartsi-maasälpagneisiä. Tutkittavan murtoon kannalta oleellisimpia kivilajeja ovat vallitsevan biotiittiparagneisin lisäksi pohjoisessa ja luoteessa jäätikön sulamisvesikanavien virtaussuunnassa olevat kivilajit.

Tutkimusalueen maalaji on GTK:n 1:20 000 mittakaavan maaperäkartan mukaan hiekkamoreenia (RT-luokitus). Kartoissa tutkimusalue on merkitty subglasiaalista alkuperää olevaksi kumpumoreenialueeksi (kuva 3), jolla kuitenkin sijaitsee nykyisen tiedon valossa suurelta osin myös TTM-murtoita sekä murtoisiin liittyviä harjanteita ja jyrkänpartaita (kuva 4). Alueen pohjoispuolella jäätikön ylävirran suunnalla on hiekkamoreenista koostuvia juomu- ja Rogen-moreenimuodostumia. Tutkimuksen murtoon välittömässä läheisyydessä ei ole kalliopaljastumia tai alle metrin paksuista maakerrosta kallion päällä. GTK:n maaperäkartan mukaan lähimmät kalliomaa-alueet sijaitsevat n. 700 m etäisyydellä tutkimusalueesta.

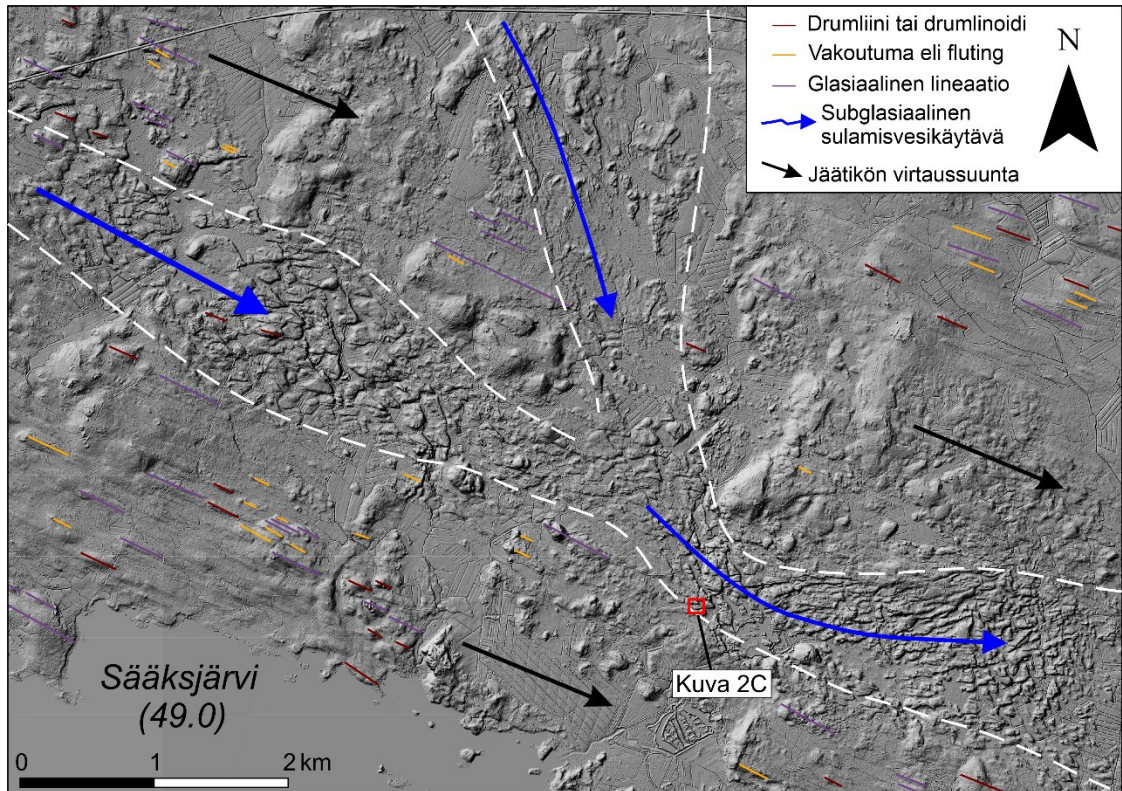


Kuva 3. Tutkimusalueen maaperäkarta, jossa on erikseen esitetty jäätikköjokisyntyiset maaperämuodostumat ja sulamisvesikäytävä.

Alueen moreenistratigrafian vanhin kerros koostuu Suomessa yleisesti tavatusta lohkaresavityypin tummanharmaasta moreenista, joka on kerrostunut suoraan peruskallion päälle (Rainio & Lahermo 1976). Tummanharmaan moreenin päällä on myös yleisesti Suomessa tavattu hiekkainen moreeni, joka on kerrostunut Nuoremman Dryaksen jäätikön etenemisen aikana (Hirvas & Nenonen 1987).

GTK:n sekä Outokumpu Oy:n suorittamien mittausten mukaan alueen kallioperän uurresuunnat sekä moreenin glasiaaliset lineaatit ja vakoutumat ovat molemmat suuntauksiltaan n. 290/110. Monissa uuremittauksista ikäsuhdetta ei ole määritelty, mutta suunnat ovat yhteneväisiä viimeisen Veiksel-jäätikön virtaussuuntiin.

Jäätikön sulamisen edettyä Yoldiameri-vaiheessa alue on ollut subakvaattinen ja proglasiaalinen veden syvyys n. 170 m nykyisen merenpinnan yläpuolella (Ojala *et al.* 2013). Tutkimusalue ja tutkimuksen murto ovat kuroutuneet meren pinnan yläpuolelle Litorinameren ollessa suurimmillaan 9,0–7,0 ka b2k meren pinnan tason ollessa n. 70 m nykyistä korkeammalla (Ojala *et al.* 2013).



Kuva 4. Varjostettu korkeusmalli Sääksjärven murtooreitistä järven koillispuolella. Sulamisvesikäytävä on rajattu valkoisella katkoviivalla. Myllykosken murto sijaitsee reitin eteläreunassa ja on merkitty punaisella suorakulmiolla.

4. Tutkimusmenetelmät ja tuotetut aineistot

Tutkimusmenetelminä tässä tutkimuksessa olivat pintalohkarekartoitus, jolla pyrittiin selvittämään lohcareiden mahdollista yhteyttä murtoon sisärakenteeseen. Muodostuman pinnalla suoritettiin myös maatumkaus, jonka tuloksia käytettiin sedimentologisten havaintojen ja valokuvien avulla sisärakenteen 3D-tasojen rakentamisessa. 3D-visualisointia varten muodostuman pinnalla suoritettiin kannettavalla Riegl-laserkeilaimella LiDAR-tutkaus, joka on ilmasta suoritettavaa LiDAR-tutkausta tarkempi menetelmä paikallisen DEM:n luomisessa. Kaikki tutkimuksessa mitatut sijaintipisteet lukuun ottamatta laserkeilaimen itse mittaamaansa sijaintia, mitattiin Trimble RTK-GNSS (Real Time Kinematic - Global Navigation Satellite System) -laitteella.

Maastossa kerätyille maanäytteille tehtiin raekokoanalyysit, kivilajimääritykset, sekä -laskut. Kerättyä dataa käsiteltiin Microsoftin Excel-taulukko-ohjelmassa, Esrin ArcGis -paikkatieto-ohjelmistossa, CoreDRAW-vektorigrafiikkaohjelmassa ja Petroleum Expertsin Move Suite 3D-ohjelmistossa.

Sedimentologinen havainnointi perustui eri sedimenttifasiesten määrittämiseen eli siihen eroavatko tutkimuskaivannon seinämästä havaitut rakenteet ja litologiset ominaispiirteet toisistaan siten, että niiden eriävät syntyolosuhteet voitaisiin erottaa ja määrittää (Evans

& Benn 2004). Sedimentin litofasiesten kuvaamisella ja maanäytteiden raekokoanalyysien avulla selvitettiin murtoon eri yksiköiden eroja, esiintymistä sekä jatkuvuutta yhden maaperämuodostuman sisällä. Tutkimuskaivannoissa suoritettiin myös lohkarokartoitus, jonka avulla selvitettiin sulamisvesien virtaussuuntia, virtauksen tehokkuutta ja suurimman saatavilla olleen sulamisvesikanavan halkaisijaa.

Maanmittauslaitoksen rinnevarjoste- eli LiDAR-korkeusmalliaineiston avulla selvitettiin murtojakson suuntaa ja tutkittavana olleen sekä muiden murtooiden geomorfologista suhdetta ympäröiviin muodostumiin. LiDAR-aineiston lisäksi käytössä olivat GTK:n Maankamara-palvelun maaperä- sekä kallioperäkartat, joiden avulla selvitettiin tutkittavan murtoon ympäröivää geologiaa.

4.1 Laserkeilaus

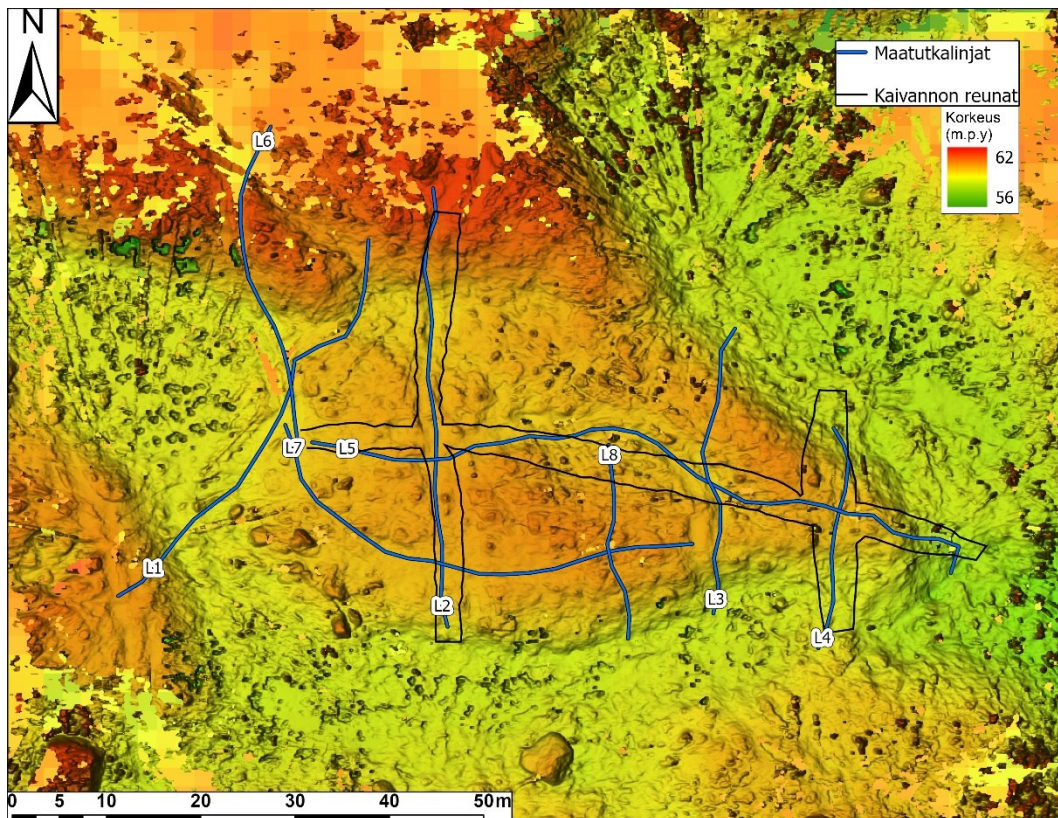
Murtoon pinnan laserkeilaus suoritettiin Riegl VZ-400 -laserkeilaimella. Laserkeilauksessa käytettiin 8:aa skannauspistettä ja 10:tä staattista tähyypistettä, joiden avulla laserkeilauksessa tuotettava pistepilviaineisto pystyttiin georeferoimaan oikeaan sijaintiinsa. Laserkeilaus vaatii jokaisessa skannauspisteessään vähintään 3 yhteistä tähyshyjastinta, jotta georeferointi onnistuisi mahdollisimman tarkasti ja tuotettavat pistepilviaineistot olisivat sidottavissa toisiinsa. Tässä tutkimuksessa käytettiin pyöreitä tähyshyjastimia, jotka olivat halkaisijaltaan 5 cm. Tähysten sijainnit mitattiin 1–3 senttimetrin tarkkuudella Trimble RTK-GNSS-tiedonkeruulaitteen ja R10-vastaanottimen avulla. Skannaustarkkuutena käytettiin Panorama_60-asetusta, jonka avulla yhden laserkeilauksen skannaaminen kesti n. 1 min.

Riegl VZ-400:n tuottama pistepilviaineisto käsiteltiin aluksi Riegl RiScan Pro –ohjelmalla sekä R-ohjelmointiympäristössä, jossa se muutettiin rasterimuotoon. Laserkeilattu aineisto jaettiin halkaisijaltaan 10 cm ruutuihin, joista valittiin matalin Z-koordinaatin arvo murtoon pinnan korkeusmallia varten. Oletuksena oli, että matalimmat arvot ovat lähimpänä todellista maanpinnan tasoa. Todellinen maanpinnan taso oli tärkeä saada selville, koska maastossa maanpinta oli kauttaaltaan varvikon, irronneen sammalen ja puiden oksien peitossa, jolloin pintaa ei pystynyt näkemään. Aineiston käsittelyllä R-ohjelmointikielen avulla maanpinta saatiin niin sanotusti näkyviin. Esteistä heijastuneet säteet olisivat antaneet todellista korkeutta joitakin senttimetrejä ja paikoin jopa kymmeniä senttimetrejä suuremman arvon. Pistepilvidatan sijaintitiedon tarkkuus varmistettiin avoimen lähdekoodin CloudCompare-ohjelmistolla.

Aineistossa oli käsittelystä huolimatta runsaasti virheellistä dataa, joka aiheutui pääasiassa katvealueista, jonne laserkeilaimen säde ei osunut. Merkittävimmät katvealueiden aiheuttajat olivat pystyssä olleet puut ja niiden oksat.

4.2 Maatutkaluotaus

Maatutkauksessa käytettiin GSSI SIR-3000 maatutkaa ja 200 MHz antennia dielektrisyysarvolla 6. Maatutka toimi tässä tutkimuksessa ei-tuhoavana sisärakenteen tutkimusmenetelmänä, jolla pyrittiin näkemään murtoon yksiköiden rajapintoja sekä mahdollinen kallioperän pinta ennen tutkimuskaivantojen tekemistä. Murtoon päällä suoritettiin maatutkaus, joka koostui 8 linjasta. Näiden linjojen lisäksi yksi linja tutkattiin murtoon länsipuolella sijaitsevalla pohjoiseteläsuuntaisella tiellä. Murtoon 8 tutkalinjaa on esitetty kuvassa 5.



Kuva 5. Murtoon varjostettu korkeusmalli, jossa sinisellä maatutkalinjat ja mustilla viivoilla luotauksen jälkeen kaivetut tutkimuskaivannot. Maatutkaluotauksen tavoitteena oli kuvata murtoon sisärakenne ennen sen auki kaivamista.

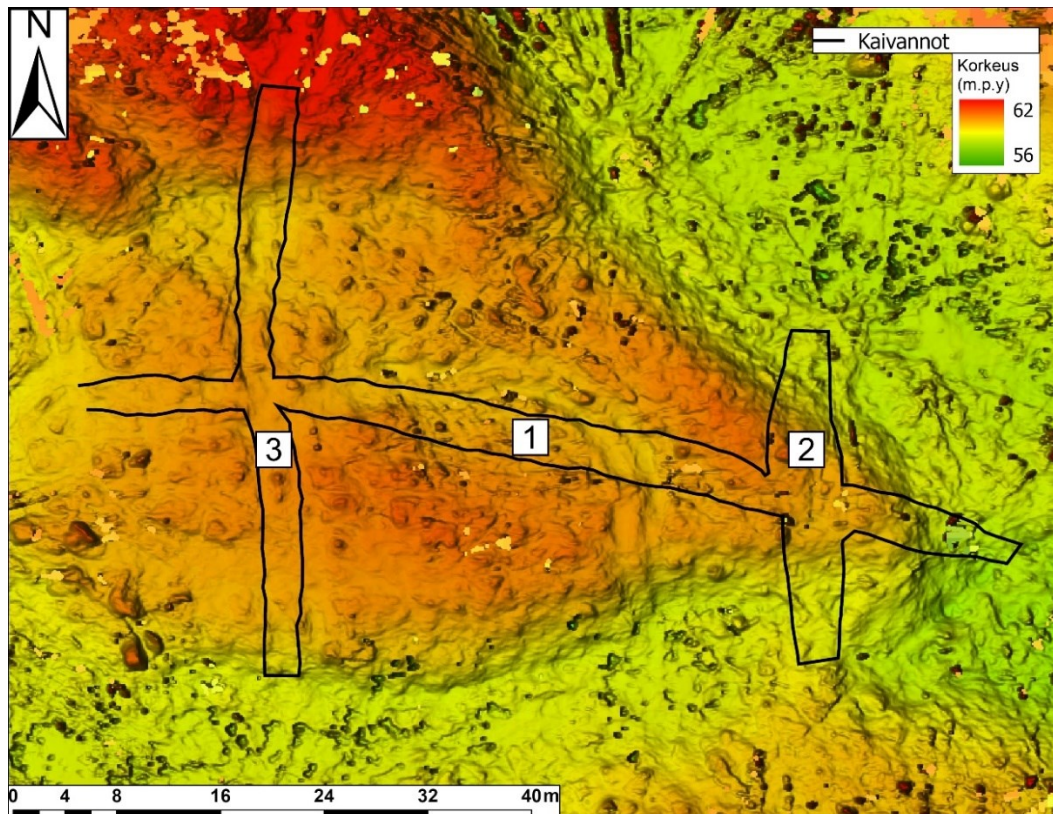
4.3 Lohkarekartoitus

Pintalohkarekartoitus suoritettiin hakemalla järjestelmällisesti muodostuman pinnalla sijaitsevat lohkareet metallisella piikillä kokeilemalla. Lohkareista kirjattiin ylös kokoluokka ja sijainti. Pintalohkareiden kokoluokat määriteltiin halkaisijan perusteella kolmeen eri ryhmään, jotka olivat: i) $\varnothing > 2$ m, ii) $\varnothing = 1-2$ m sekä iii) $\varnothing < 1$ m. Vallitsevat kivilajit selvitettiin muutamasta lohkareesta. Jokaisen lohkareen kivilajia ei ollut tarkoituksenmukaista määrittää. Lohkarekartoituksen tarkoituksena oli selvittää lohkareiden sijoittumisen lisäksi suurin raekoko, joka kyseisessä kerrostumisympäristössä on mahtunut kulkemaan matalissa ja leveissä kanavissa sulamisvesien kuljettamana murtoon muodostumisen loppuvaiheen aikana.

4.4 Leikkaushavainnointi

Tutkimusta varten murtooseen kaivettiin yksi koko muodostuman läpi kulkeva itä-länsisuuntainen pitkittäinen kaivanto sekä kaksi poikittaista pohjoiseteläsuuntaista kaivantoa proksimaali- ja distaaliosan läpi (kuva 6). Hovikoski *et al.* 2023 tutkimuksessa kaivannoista kuvattiin 14 sedimentologista profiilia kuvaamaan murtoon sisärakennetta mahdollisimman monipuolisesti. Tässä tutkimuksessa osaa profiileista käytettiin 3D-mallinnuksen apuna ja ne sekä niiden sijainnit ovat nähtävissä liitteissä 8–14.

Kaivannoista mitattiin Trimble TSC3 RTK-GNSS-tiedonkeruulaitteella ja R10-vastaanottimella kaivantojen pohjan ja yläreunan korkeus, jotta leikkaushavaintoprofiilit, lohcareet, murtoon kerrosyksiköt sekä itse kaivannot saataisiin sijoitettua oikeisiin kohtiin.



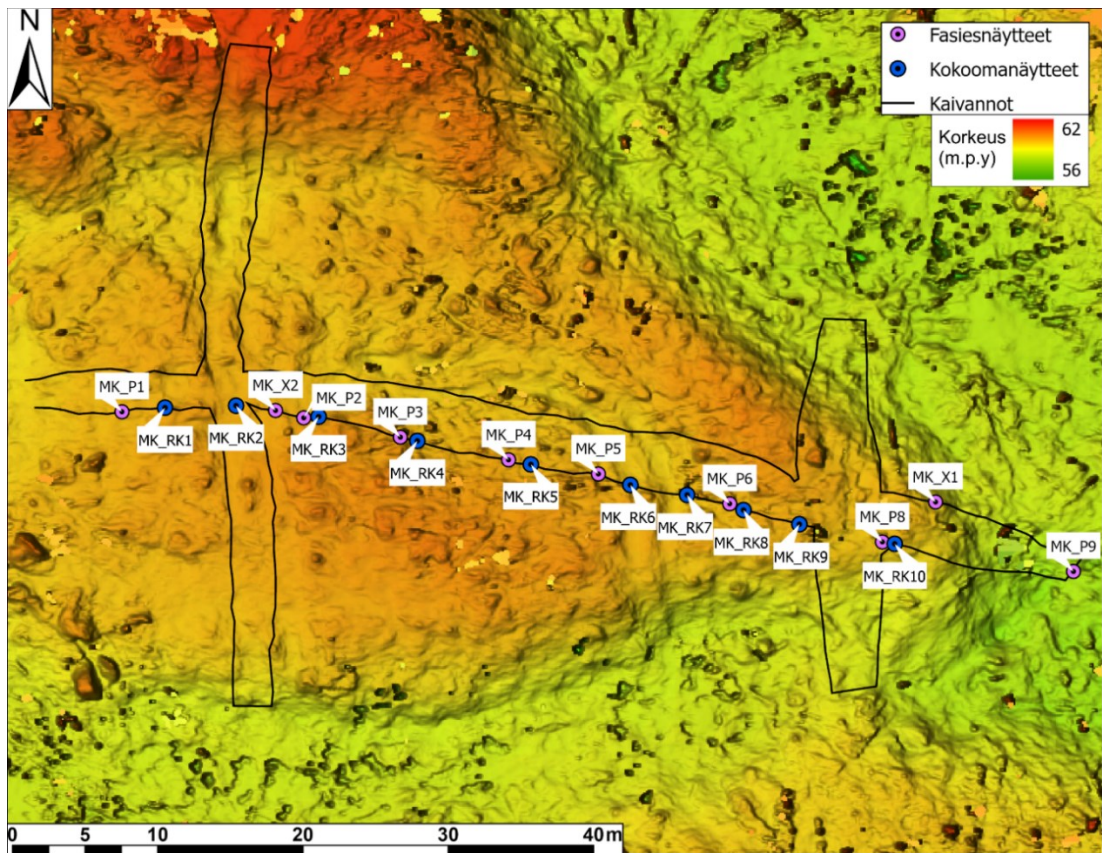
Kuva 6. Tutkimuskaivannot murtoon varjostetun korkeusmallin päällä. Kaivannot sijoitettiin murtooseen siten, että niiden avulla saataisiin mahdollisimman laaja kokonaiskuva muodostuman sisärakenteesta.

Leikkaushavaintoprofiileista ja muista tutkimuksen kannalta oleellisista kerrostumista otettiin maanäytteet ja niistä raekokoanalyysit, joilla selvitettiin litofasiesyksiköiden maalaji. Raekokoanalyysit suoritettiin Fritsch Analysette 3 Pro -seulakoneella. Yhden osanäytteen seulonta-aika oli näytteestä riippuen 15–20 min ja seulonta-amplitudina 2,0 mm. Seuloina käytössä olivat Udden-Wentworth-raekokoluokituksen mukaiset seulat (63 mm, 32 mm, 16 mm, 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm ja 0,063 mm). Osassa näytteitä siltin ja saveksen osuus oli 20–30 %. Osa hienoainespitoisista näytteistä analysoitiin seulakoneen lisäksi sedigrafilla. Analyysit suoritettiin Micromeritics

SediGraph III Plus -raekokoanalysoijalla. Raekokojakaumat piirrettiin kumulatiivisen painoprosentin käyrinä 2-kantaiselle logaritmiselle x-akselille.

Tutkimuskaivannoista valokuvattiin auringonpuoleinen seinämä eli kaivantojen etelä- ja itäseinämät. Valokuvista luotua mosaiikkia käytettiin yksiköiden ja muiden rakenteiden visualisoinnissa sekä tunnistamisen apuna tutkimuskaivantojen täyttämisen jälkeen.

Tutkimuskaivannoista otettiin 20 pisteestä yhteensä 34 maanäytettä, joista 24 oli fasiesnäytteitä profiilipisteistä ja muista erillisistä fasieksista (kuva 7). Maanäytteistä 10 kpl oli kokoomanäytteitä, jotka kerättiin 4–8 metrin välein. Kaikki näytteet lukuun ottamatta näytettä MK_X1 otettiin itälänsitutkimuskaivannon eteläreunasta, joka valokuvattiin ja josta piirrettiin sedimentin stratigrafiset leikkausprofiilit. Kokoomanäytteistä määritettiin raekokojakauman lisäksi kivien koko, pyörityneisyys sekä kivilaji. Kokoomanäytteiden tarkoitus oli todentaa se, että raekoko kasvaa murtoon proksimaaliosasta distaaliosaa kohden. Kivilaji- ja pyörityneisyysanalyysillä selvitettiin muodostumaan kulkeutuneen sedimentin kulkeutumismatkaa ja kallioperän koostumusta. Sedimenttitutkimusten lisäksi tutkimuskaivannoista kartoitettiin lohkarieet, niiden kivilaji ja suuntaus, kun se oli selkeästi mitattavissa.



Kuva 7. Maanäytteiden ja tutkimuskaivannon 1 sedimentologisten profiilipiirrosten sijainnit murtoon korkeusmallilla. Litofasiesnäytteet pyrittiin ottamaan samoista paikoista kuin Hovikoski et al. (2023) sedimentologiset profiilipiirroset. MK_X1 ja MK_X2 ovat näytteitä, joita ei otettu mistään profiilipisteestä. (MK_P = Myllykoski profiilipiste; MK_RK = Myllykoski raekoko)

4.5 3D-mallintaminen

Murtoon 3D-mallin tekemiseen käytettiin Petroleum Expertsin Move Suite -ohjelmistoa. 3D-mallin tarkoituksena on havainnollistaa lohkareiden ja stratigrafisten yksiköiden sijoittumista murtoon sisällä. Mallin tekemisessä käytettiin laserkeilausdataa, lohkaredataa, maatutkaprofiileja sekä sedimentologisia profiilipiirroksia. Murtoon pinnan, kallioperän, pohjamoreenin ja murtoon alimpien yksiköiden mallintamisessa käytettiin kriging-interpolointia. Yksiköt D ja E interpoloitiin Delaunayn kolmiomittausta käyttämällä. Yksiköiden rajapinta oli niin monimutkainen, että kriging-interpolaatio ei kyennyt mallintamaan tasoa halutulla tarkkuudella.

5. Tulokset

5.1 Maaperän kerrosyksiköt

5.1.1 Profiilipisteiden litofasiesyksiköt

Tutkimuksessa havaittiin 10 litofasiesta (A, B1, B2, C1, C2, D, E1, E2, F ja G), joista 7 (B2 - E2, G) muodostaa varsinaisen murtoon. Tutkimuksessa voidaan viitata fasieksiin B1 ja B2 yhdessä pelkällä B:llä, fasieksiin C1 ja C2 vain C:llä ja fasieksiin E1 ja E2 vain E:llä.

Alimpana on harmaa silttipitoinen pohjamoreeni A, joka on kerrostunut jäätiköitymisvaiheessa. Pohjamoreenin päällä on sorainen ja lohkareinen B1, jossa on huomattavasti mukana pohjamoreenista kulkeutunutta sedimenttiä. B1:n pinnassa olevat lohkareet ovat paikoin kuluneet yläpinnaltaan tasaisiksi ja luotimaisiksi.

B1:n päällä on murtoon 1. litofasies B2, joka on tiivis, sorainen ja kivinen diamiktoni. B2:ssa lohkareiden osuus on merkittävästi alhaisempi kuin B1:ssä. B:n ja C:n välissä on havaittavissa mahdollisen huuhtoutumiseroosion aiheuttamaa kourumaisuutta, joka vaihettuu lateraalisti vähitellen ja on sen lisäksi erodoitunut.

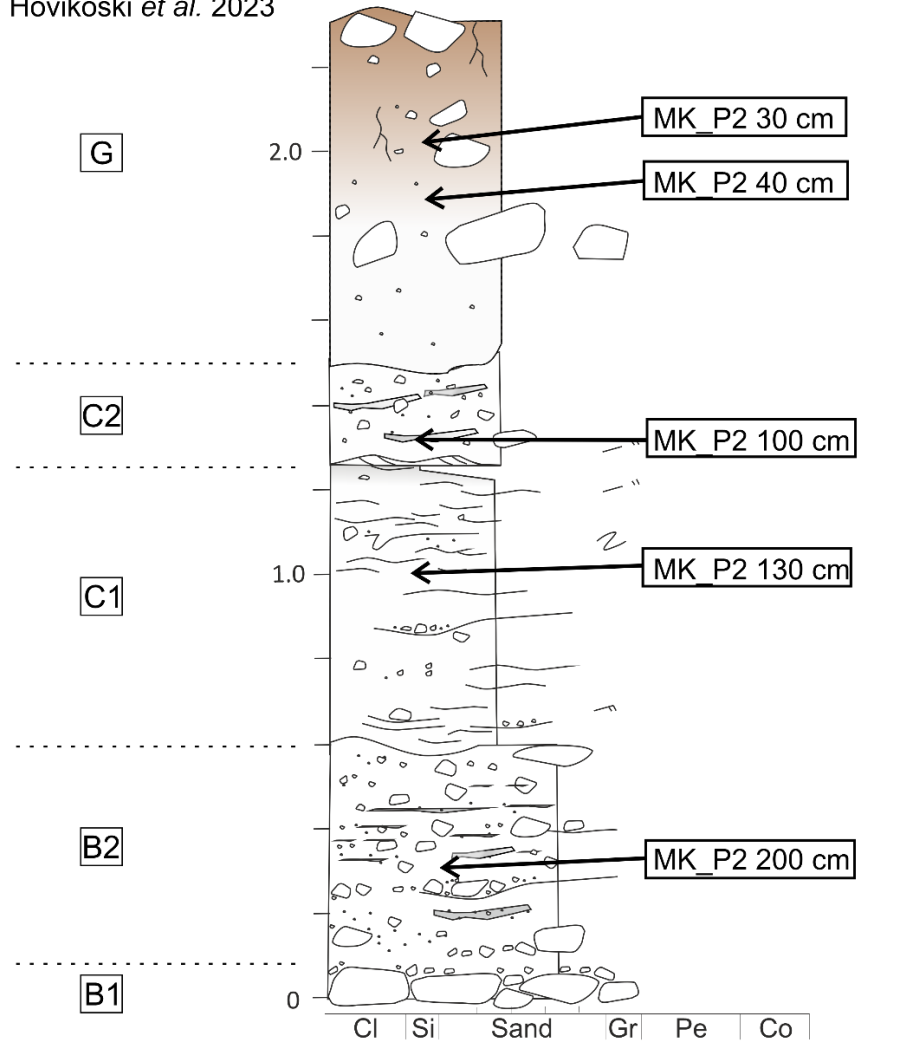
Fasies C on hiekkainen, paikoin voimakkaasti deformatunut, hieman B1:tä löyhempi litofasies. C:n sisällä tapahtuva muutos C1:stä C2:een kohti kärkeä on progradoituva sekä inkliinoituva. C2 alkaa kaatua voimakkaasti murtoon distaaliosassa itään päin muodostaen särkkämäisen osueen, joka koostuu soraisesta diamiktonista.

E1 on murtoon kärjessä ja varsinkin sen koilliskyljessä havaittava hiekkamatriksinen klastikannatteinen lohkareikko. Murtoon proksimaaliosassa ei ole mitään vastaavaa litofasiesta, eikä sellaista ole myöskään kuvattu aiemmissa murtoiden sisärakennetutkimuksissa (Peterson Becher & Johnson 2021; Mäkinen *et al.* 2023).

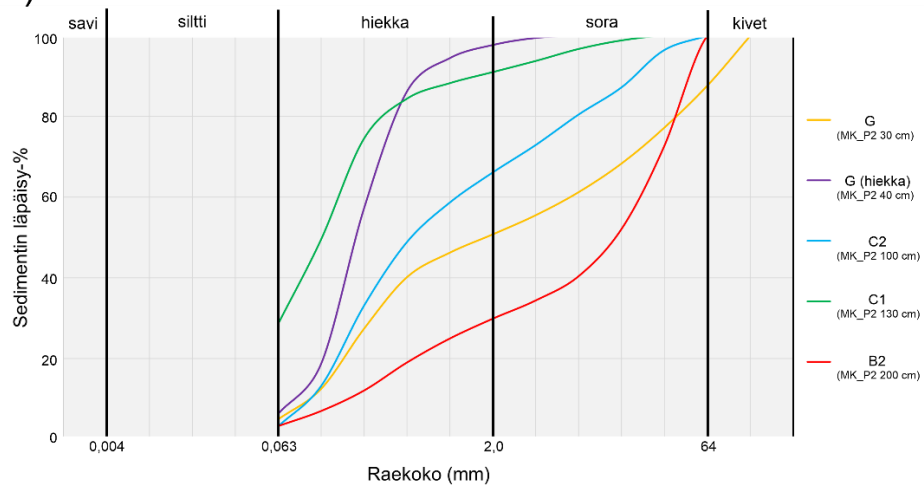
E1:n päälle on kerrostunut E2, jossa lohkaraita on vähemmän ja sen ainakin paikoin erottaa alemmasta yksiköstä kivistä muodostunut kerros, joka on esitetty kuvassa 23. Fasies G koostuu löyhästä hiekkaisesta diamiktonista, joka muodostaa metsän pohjan.

Tässä tutkimuksessa esiintyvistä profiilipisteistä osa on kuvattu aiemmin Hovikoski *et al.* (2023) tutkimuksessa, joka keskittyy pisteiden litofasiesyksiköiden tarkempiin syntymekanismeihin ja UFR-rakenteisiin. Tutkimuksissa profiilipisteiden numerointi on toisiaan vastaava. Profiilipisteen 2 (MK_P2) litofasiesnäytteiden sijainti on esitetty kuvassa 8. Näyte MK_P2 30 cm on otettu muodostuman päällimmäisestä diamiktonista. MK_P2 40 cm on diamiktonin alapuolisesta hiekkakerroksesta. MK_P2 100 cm otettiin hiekkaisesta kerroksesta. MK_P2 130 cm on jatkuvasta hiekkahorisontista ja MK_P2 200 cm on massiivisesta sorakerroksesta sedimentologisen profiilin alaosa.

a)

Hovikoski *et al.* 2023

b)



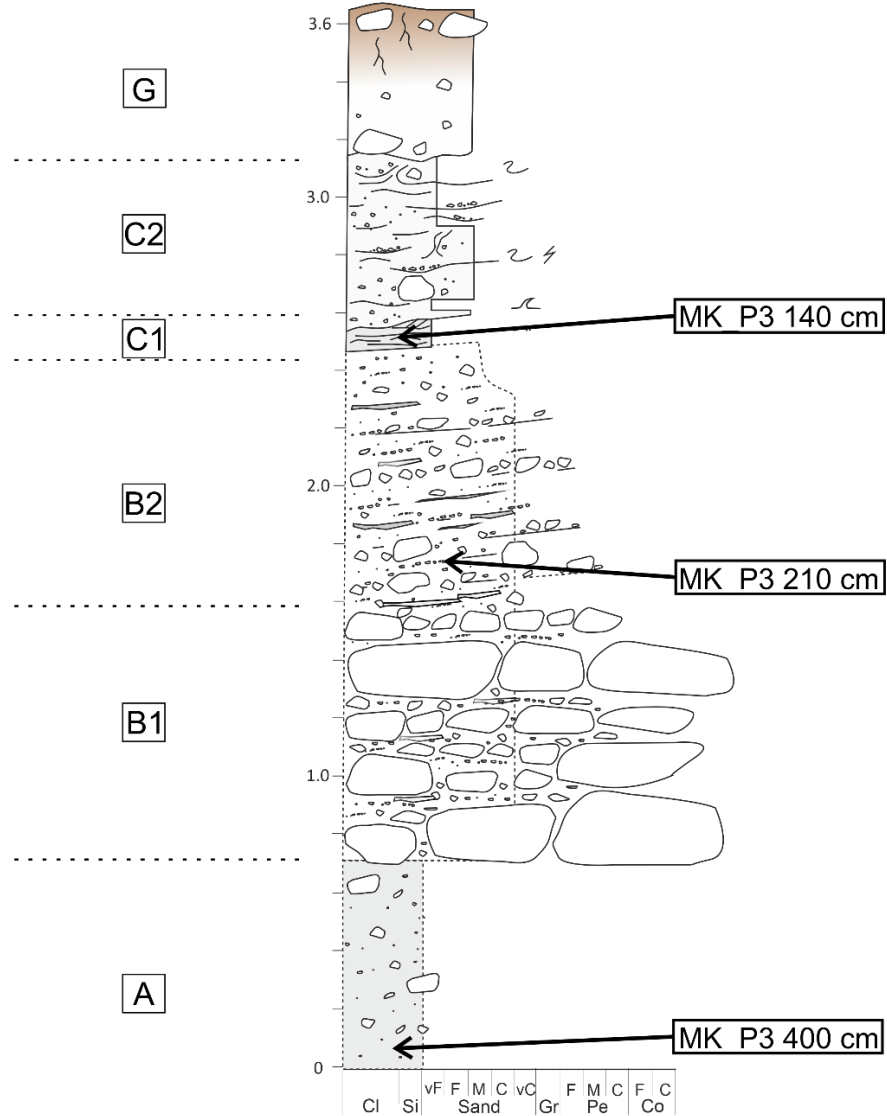
Kuva 8. a) Hovikoski *et al.* 2023 litofasiesyksikköjako sekä sedimentologinen profiilipiste 2 maanäytepisteineen. b) Profiilipisteestä otettujen maanäytteiden raekokojakauma.

Profiilipisteestä 3 (MK_P3) otettiin kolme maanäytettä (kuva 9). MK_P3 140 cm on jatkuvasta hiekkahorisontista, josta on myös profiilipisteen 2 näyte MK_P2 130 cm. MK_P3 210 cm on tutkimuskaivannon pohjan tasolta esiintyneestä massiivisesta sorakerroksesta, josta on myös 2. profiilin näyte MK_P2 200 cm. MK_P3 400 cm on

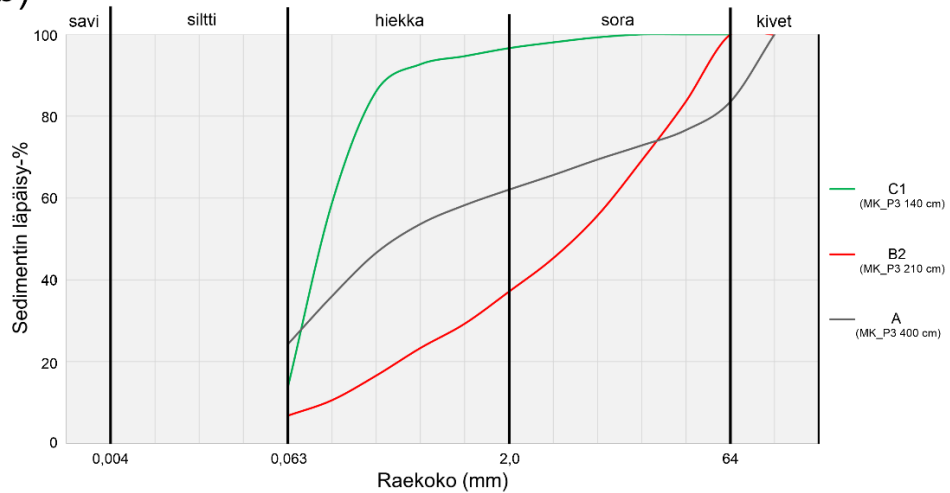
syvemmästä tutkimuskaivantoon kaivetusta kuopasta otettu näyte harmaasta diamiktonista, joka todettiin jo maastossa pohjamoreeniksi.

a)

Hovikoski 2023 (julkaisematon; liittyy Hovikoski *et al.* 2023)



b)

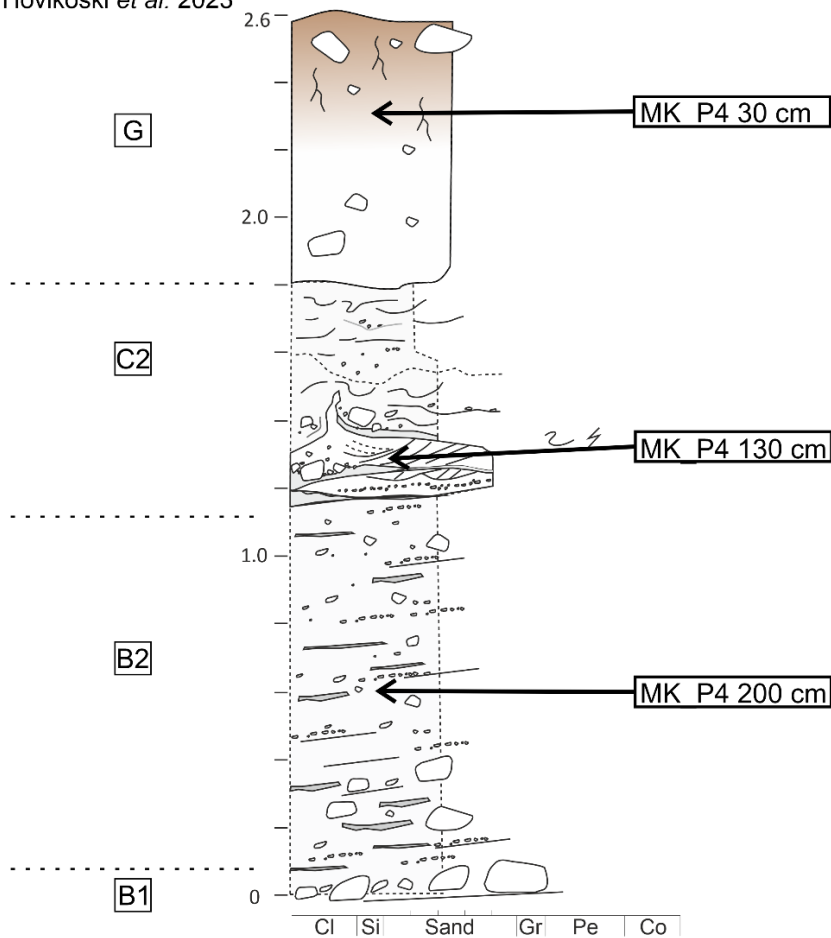


Kuva 9. a) Profiilipisteen 3 litofasiesyksiköt (Hovikoski 2023; julkaisematon; liittyy Hovikoski *et al.* 2023) ja pisteestä otettujen näytteiden sijainti. b) Profiilipisteen maanäytteiden raekokojakaumat.

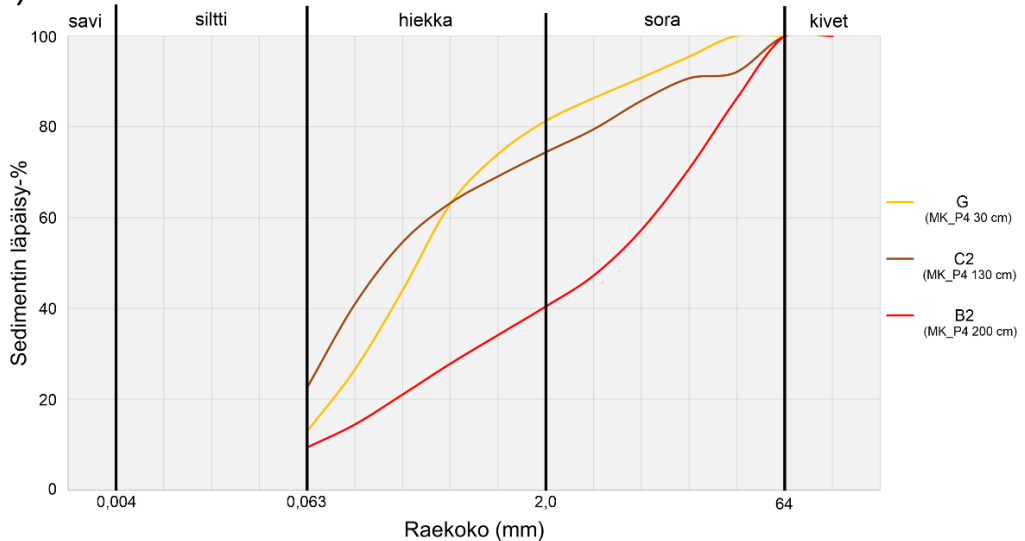
4. profiilipisteestä (MK_P4) otettiin kolme maanäytettä (kuva 10). MK_P4 30 cm on muodostuman kauttaaltaan peittävästä diamiktonista, josta on myös näyte MK_P2 30 cm. MK_P4 130 cm on hiekkaisesta kerroksesta, josta on myös näyte MK_P2 100 cm. MK_P4 200 cm on massiivisesta soraisesta kerroksesta, josta ovat myös muiden profiilipisteiden näytteet MK_P2 200 cm ja MK_P3 210 cm.

a)

Hovikoski *et al.* 2023



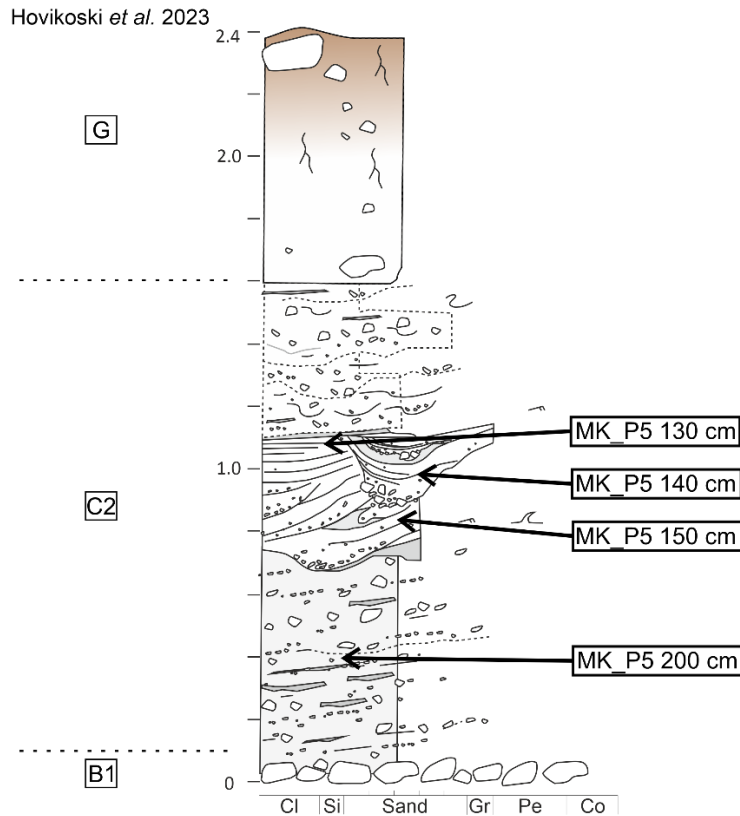
b)



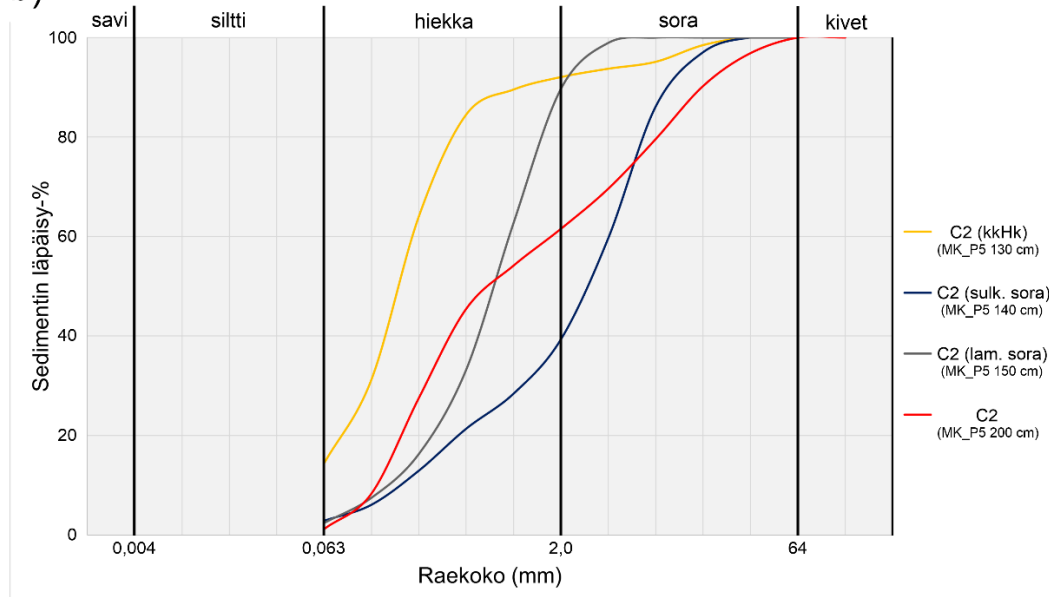
Kuva 10. a) Profiilipisteen 4 litofasiesyksiköt (Hovikoski *et al.* 2023) ja pisteestä otettujen näytteiden litostratigrafinen sijainti. b) Profiilipisteen maanäytteiden raekokojakauma.

Profiilipisteestä 5 (MK_P5) maanäytteitä otettiin neljä kappaletta ja kaikki näytteet ovat litofasieksesta C2, jossa oli havaittavissa Hovikoski *et al.* (2023) kuvaamat UFR-rakenteet (kuva 11). MK_P5 130 cm on hienoainespitoisesta kerroksesta, jossa oli myös vajokiviä. Näyte MK_P5 140 cm otettiin hienoainespitoisen kerroksen sisällä olleesta sulkeumasta. MK_P5 150 cm on otettu laminoituneesta hiekkaisesta kerroksesta. MK_P5 200 cm on C2:n perusmassasta.

a)



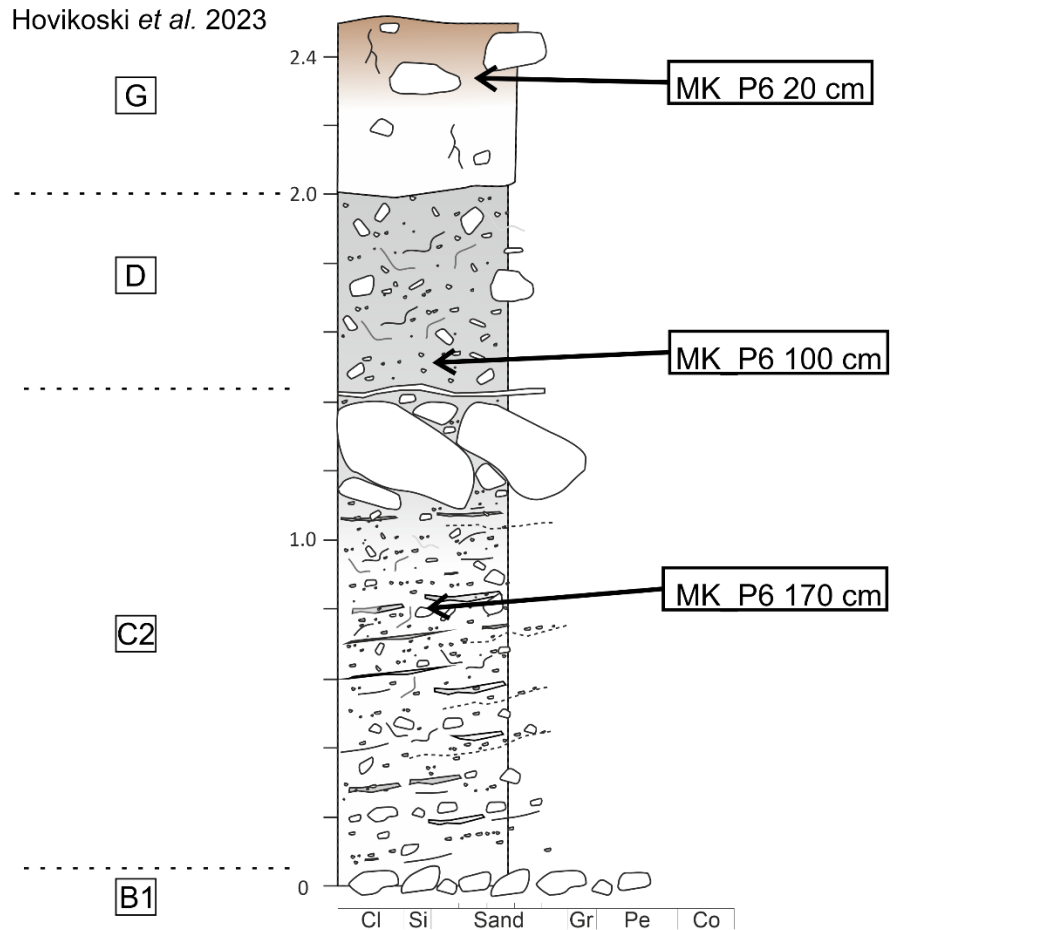
b)



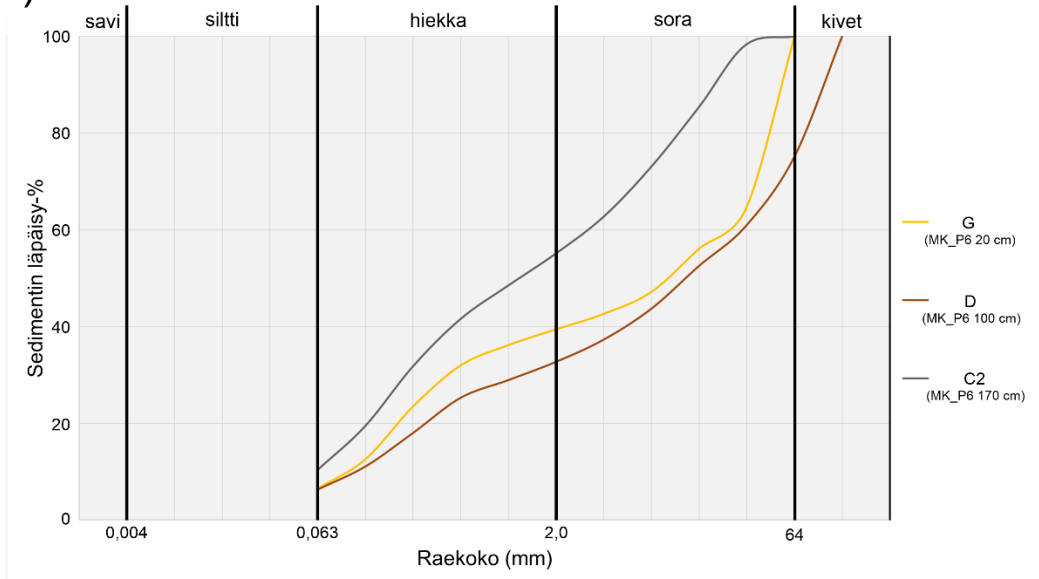
Kuva 11. a) Profiilipisteestä 5 litofasiesyksiköt (Hovikoski *et al.* 2023) ja pisteestä otettujen näytteiden sijainti. b) Näytteiden raekokojakauma.

Profiilipisteestä 6 (MK_P6) otettiin kolme näytettä, joiden litostratigrafiset sijainnit ja raekokojakaumat on esitetty kuvassa 12. Näyte MK_P6 100 cm on ainoa maanäyte litofasieksista D.

a)



b)

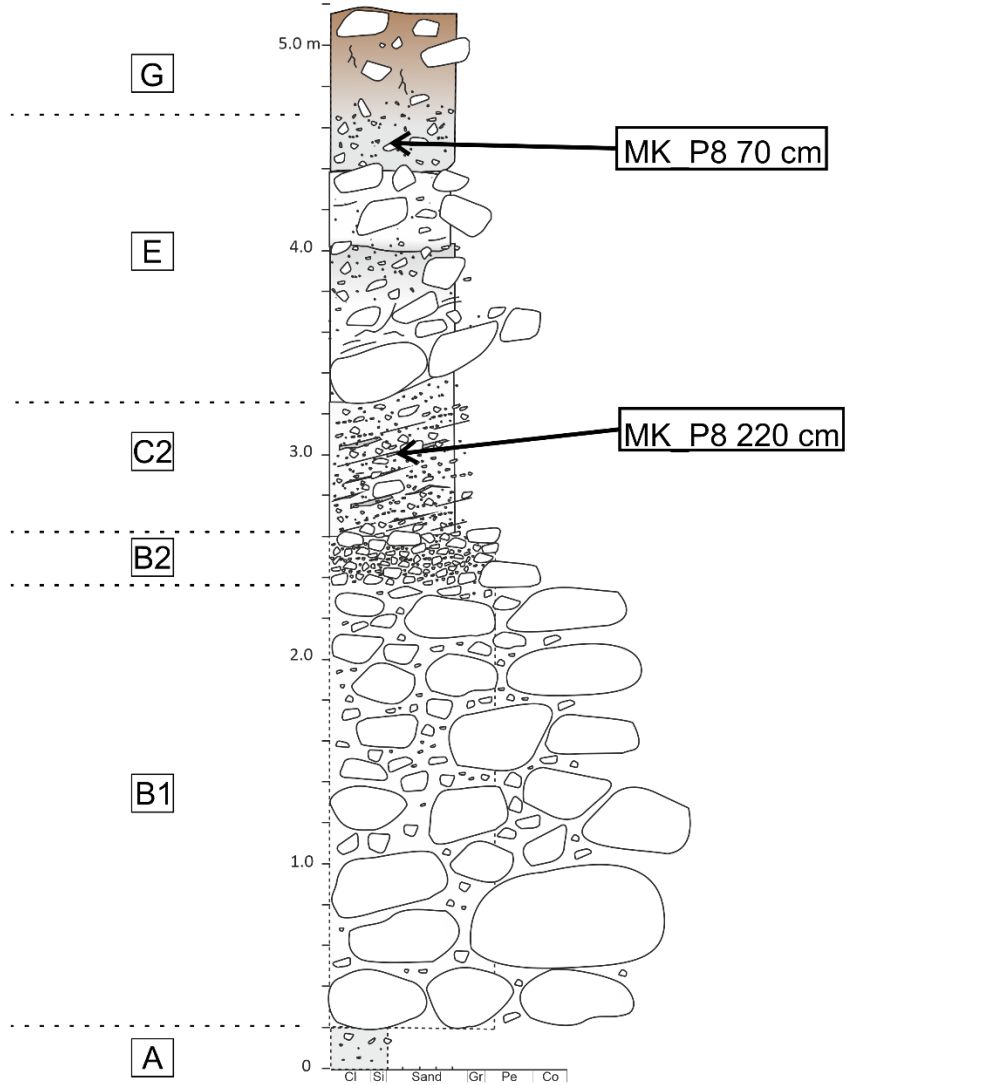


Kuva 12. a) Profiilipisteestä 6 litofasiesyksiköt (Hovikoski et al. 2023) ja pisteestä otettujen näytteiden sijainti. b) Profiilipisteestä otettujen näytteiden raekokojakauman kuvaajat, joista nähtävissä sedimentin sorainen ja kivinen koostumus. Näyte MK_P6 100 cm on tutkimuksen ainoa näyte, joka on litofasieksista D. D:n raekoko on samankaltainen G:n kanssa.

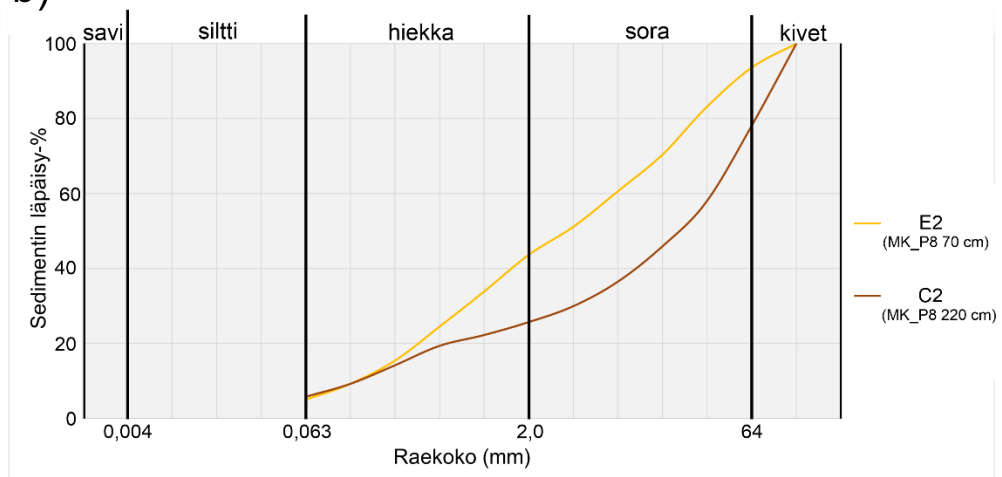
Profiilipisteestä 8 (MK_P8) otettiin kaksi näytettä, joiden sijainnit litostratigrafiassa ja niiden raekokojakaumat on esitetty kuvassa 13.

a)

Hovikoski 2023 (julkaisematon; liittyy Hovikoski *et al.* 2023)

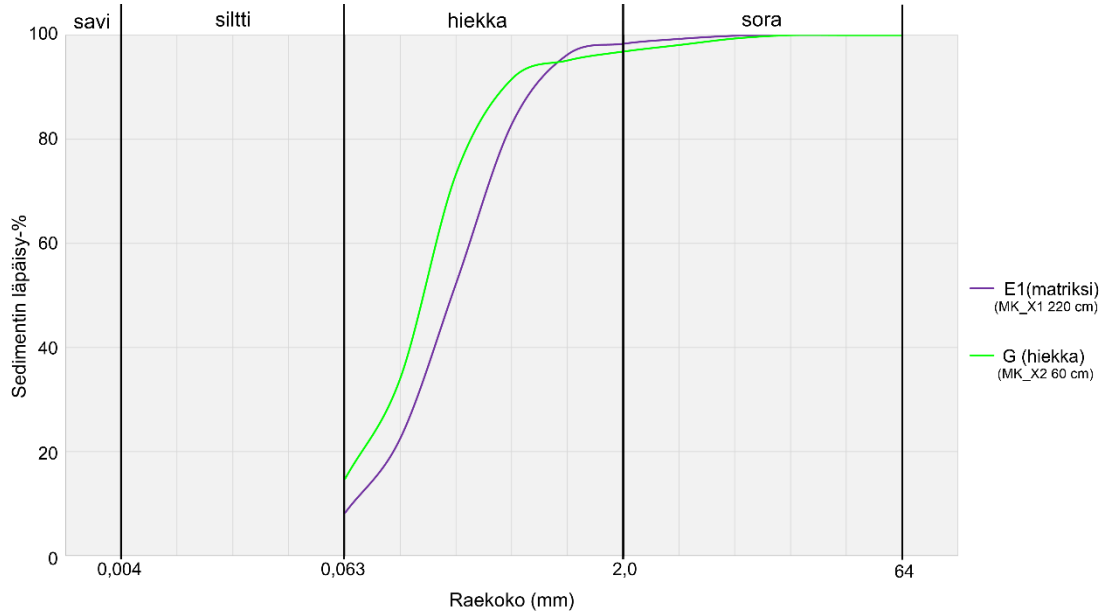


b)



Kuva 13. a) Profiilipisteen 8 litofasiesyksiköt (Hovikoski, 2023; julkaisematon; liittyy Hovikoski *et al.* 2023) ja pisteestä otettujen näytteiden sijainti. Profiilipiste sijaitsi tutkimuskaivannossa vastapäätä pistettä 7, minkä vuoksi tämän pisteen maanäytteiden katsottiin edustavan molempia pisteitä 7 ja 8. b) Näytteiden raekokojakauma, josta nähtävissä distaaliosan suuri sora- ja kivipitoisuus.

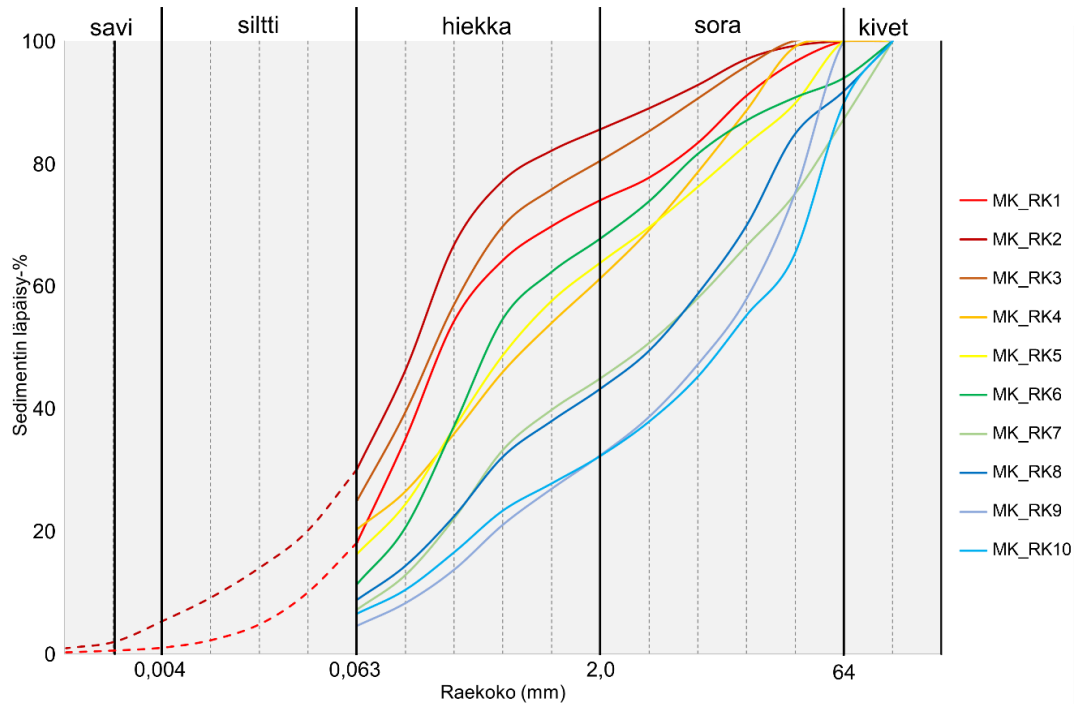
Profiilipisteiden lisäksi fasiesnäytteitä otettiin kahdesta erillisestä pisteestä, joiden raekokojakaumat on esitetty kuvassa 14. MK_X1 220 cm otettiin murtoon distaaliosassa esiintyneen lohkaraisen litofasies E1:n hiekkaisesta matriksista ja MK_X2 60 cm otettiin muodostumaa peittäneen diamiktonin alapuolisesta hiekkakerroksesta, josta otettiin myös näyte MK_P2 40 cm.



Kuva 14. Litofasies E:n hiekkaisen matriksin sekä litofasieksen G alareunassa paikoin havaittavan ohuen hiekkakerroksen raekokojakauma.

5.1.2 Kokoomanäytteet ja kivilaskut

Kuvassa 7 esitettyjen kokoomanäytteiden (MK_RK1-MK_RK10, MK_RK = Myllykoski raekoko) raekokojakaumat on esitetty kuvassa 15, josta on nähtävissä kärkeä kohti kasvavan raekoon trendi. Kokoomanäytteiden numerointi kasvaa proksimaaliosasta distaaliosaan eli lännestä itään mentäessä.



Kuva 15. Tutkimuskaivannosta 1 kerättyjen sedimentin kokoomanäytteiden raekokojakauma. Kuvasta on nähtävissä, kuinka näytteet MK_RK1 - RK6 on otettu murtoon proksimaaliosasta ja keskeltä hiekkaisesta litofasieksista C, kun taas näytteet MK_RK7 - RK10 on otettu distaaliosan soraisemmista litofasieksista D ja E.

Jokaisesta kokoomanäytteestä (MK_RK1 – MK_RK10) laskettiin 50 suurimman kiven ($\emptyset = 11,2 - 128 \text{ mm}$) kivilajit ja niiden pyöristyneisyys 6-portaisella asteikolla (erittäin kulmikas – hyvin pyöristynyt (Powers 1953)). Tässä tutkimuksessa suurin osa (58 %) rakeista oli puolikulmikkaita ja rakeiden pyöristyneisyys vaihteli kulmikkaasta puolipyöristyneeseen. Klastien ($\emptyset > 11,2 \text{ mm}$) pyöristyneisyys on nähtävissä taulukossa 1.

Taulukko 1. Kokoomanäytteiden 50 suurimman ($\emptyset 11,2-128 \text{ mm}$) klastin pyöristyneisyys Powersin (1953) 6-portaisella asteikolla. Näytteissä ei ollut erittäin kulmikkaita, pyöristyneitä tai hyvin pyöristyneitä klasteja lainkaan.

Näyte	Kulmikas (%)	Puolikulmikas (%)	Puolipyöristynyt (%)	Pyöristynyt (%)	Yht. (%)
MK_RK1	24	68	8	0	100
MK_RK2	56	44	0	0	100
MK_RK3	52	48	0	0	100
MK_RK4	36	62	2	0	100
MK_RK5	36	64	0	0	100
MK_RK6	22	78	0	0	100
MK_RK7	12	88	0	0	100
MK_RK8	36	60	4	0	100
MK_RK9	56	44	0	0	100
MK_RK10	68	28	4	0	100
Keskiarvo	40	58	2	0	

Näytteiden yleisin kivilaji oli biotiittiparagneissi, jonka osuus näytteissä oli keskimäärin 93 %. Biotiittiparagneissin lisäksi näytteissä oli kvartsidioriittia, kvartsi-maasälpägneissia, graniittia ja arkoosigneissia. Graniittia oli keskimäärin 2,6 % ja kvartsidioriittia 1,8 %. Kokoomanäytteiden klastian kivilajit on esitetty taulukossa 2.

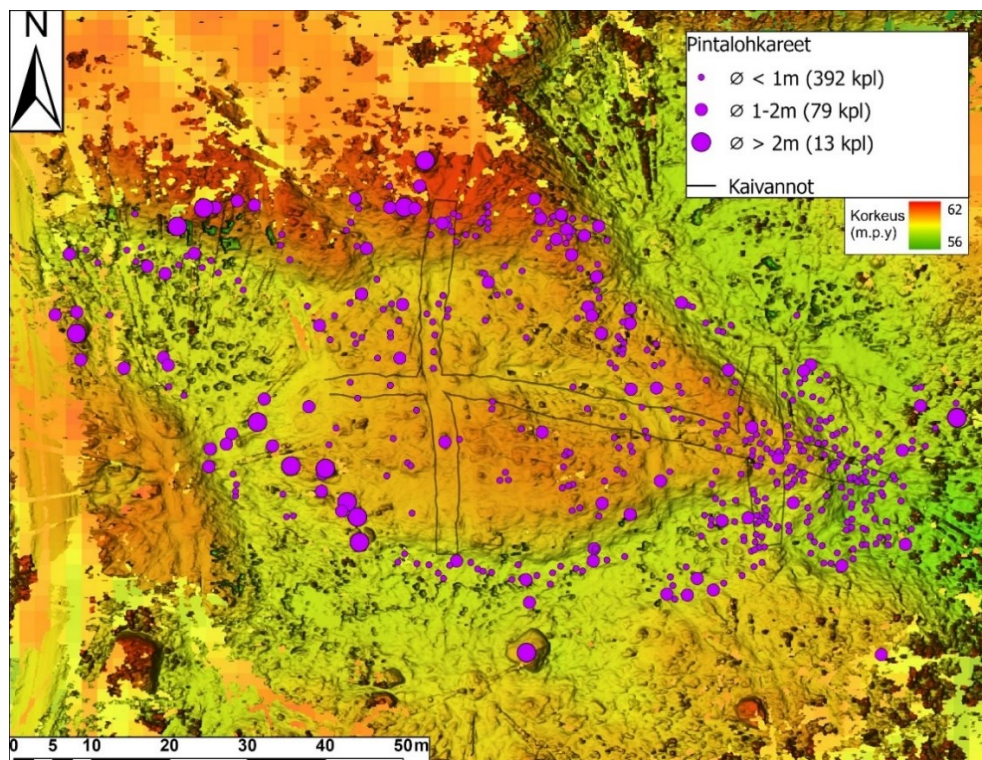
Taulukko 2. Kokoomanäytteiden 50 suurimman (Ø 11,2–128 mm) klastian kivilajien osuudet näytteissä. Tutkimusalueen kallioperä koostui pääosin biotiittiparagneissistä, jota näytteissä oli runsaasti.

Näyte	biotiiptparagneissi (%)	kvartsidioriitti (%)	kvartsi-maasälpägneissi (%)	graniitti (%)	arkoosigneissi (%)	hiekkakivi (%)	Yht. (%)
MK_RK1	94,0	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100
MK_RK2	96,0	0,0	0,0	0,0	4,0	0,0	100
MK_RK3	92,0	4,0	0,0	0,0	4,0	0,0	100
MK_RK4	86,0	4,0	2,0	4,0	2,0	2,0	100
MK_RK5	92,0	0,0	6,0	0,0	2,0	0,0	100
MK_RK6	84,0	4,0	0,0	10,0	2,0	0,0	100
MK_RK7	98,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	100
MK_RK8	94,0	0,0	0,0	4,0	2,0	0,0	100
MK_RK9	98,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	100
MK_RK10	96,0	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0	100
Keskiarvo	93,0	1,8	0,8	2,6	1,6	0,2	

5.2 Lohkarekartoitus

5.2.1 Pintalohkareet

Murtoot tunnetaan pintalohkareisuudestaan ja sama asia oli havaittavissa tämän tutkimuksen murtoosta. Muodostuma oli pinnastaan kauttaaltaan lohkarainen ja sen pinnalta kartoitettiin yhteensä 484 lohkareta, mutta lohkareet olivat keskittyneet muodostuman reunoille, sen distaaliosaan ja distaaliosan edustalle muodostaen huomattavan lohkarikon (kuva 16). Pintalohkareista ei mitattu suuntauksia ja vallitsevaksi kivilajiksi todettiin muutamilla kivilajimäärityksillä biotiittiparagneissi.

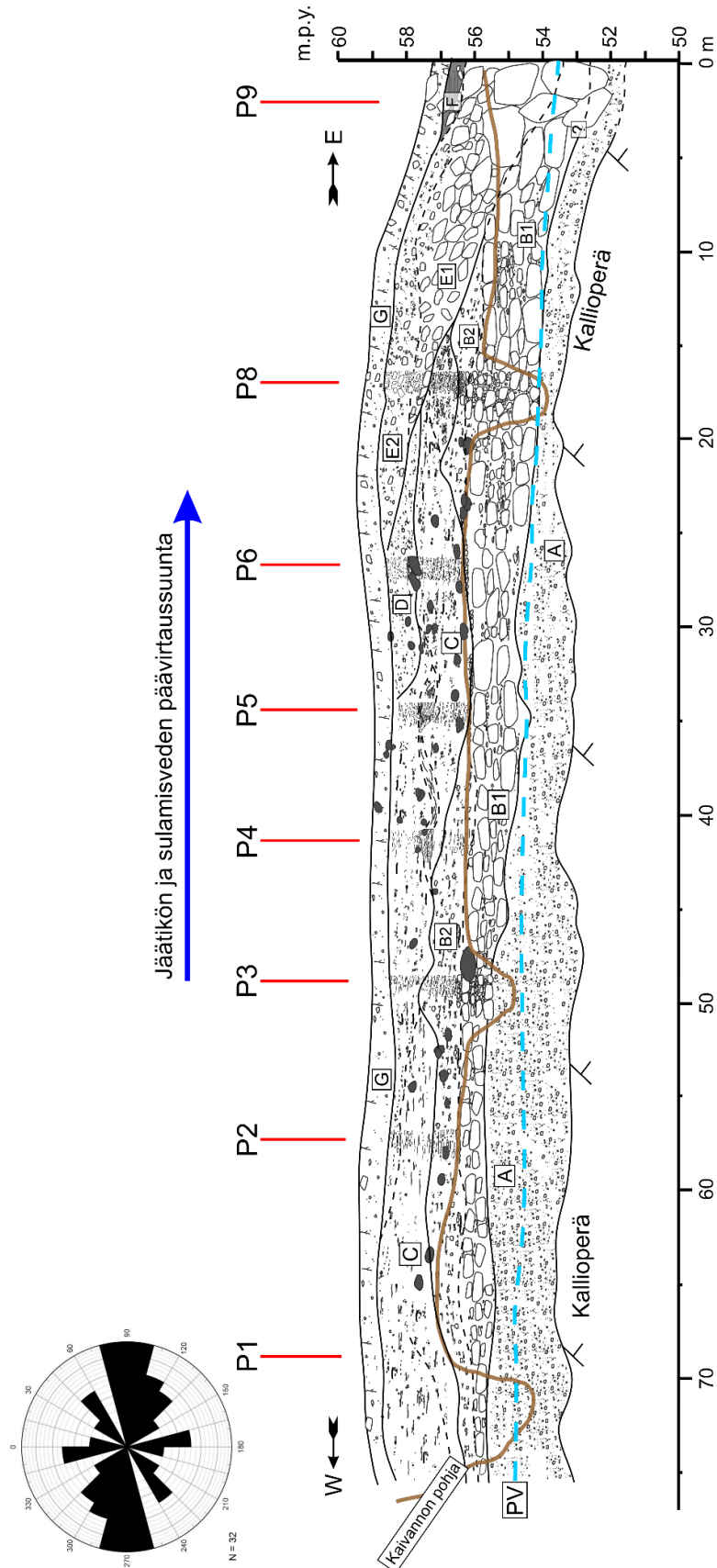


Kuva 16. Murtoon pinnalta kartoitetut lohkareet varjostetun korkeusmallin päällä. Lohkareita symboloivat pisteet on jaettu kolmeen kokoluokkaan, joista pienimpään eli $< 1\text{ m}$ halkaisijaltaan oleviin lohkareisiin kuului suurin osa. $> 2\text{ m}$ halkaisijaltaan olevat lohkareet olivat sijoittuneet tutkimuksen murtoon ulkopuolelle.

5.2.2 Sisälohkareet

Murtoon pitkittäin leikkaavasta tutkimuskaivannosta 1. kirjattiin 45 kpl halkaisijaltaan yli 15 cm suuruista isoa kiveä ja lohkareta (kuva 17). Kivien halkaisijan alarajaksi valikoitui 15 cm, koska kirjattavien lohkareiden määrä olisi jäänyt merkittävästi alhaisemmaksi, jos alaraja olisi ollut suurempi. Suurin kirjattu lohkare tästä kaivannosta oli 120 cm halkaisijaltaan ollut kaivannon pohjassa 2,5 m syvyydessä maanpinnasta sijainnut luotimainen lohkare. Tässä pisimmässä tutkimuskaivannossa lohkareilla ja isoilla kivillä oli selkeä pääsuuntaus 270/90 sekä sekundääri pohjois-eteläsuuntaus, joka on nähtävissä kuvan 17 ruusudiagrammista. Suuntauksia mitattiin 32 lohkareesta. Suurin osa muodostuman keskiosan lohkareista ja isoista kivistä on siis asettunut jään virtaussuunnan ja murtoon pituusakselin suuntaisesti kohti muodostuman distaaliosan kärkeä. Vallitseva kivilaji kaivannossa 1. oli biotiittiparagneissi, joita oli 45 lohkareesta 44

kpl. Yksi lohcare oli granodioriitti. Prosentuaalisesti biotiittiparagneissin osuus oli 97,8 %. Kivistä ja lohcareista 24 kpl eli 54,5 % oli puolikulmikkaita ja 20 kpl eli 45,5 % puolipyörystyneitä.



Kuva 17. Murtoon poikkileikkaus tutkimuskaivannon 1 ja maatumkalinjan 5 aineiston pohjalta. Kuvassa on esitetty kaivannon eteläseinämästä tehtyjen sedimentologisten profiilipisteiden (P1-P6, P8, P9) sijainnit. Kuvassa myös kaikki murtoon litofasiesyksiköt A-G, joiden lisäksi kaivannosta kirjatut lohcareet ja isot kivet

(45 kpl) harmaalla ja ruusudiagrammissa 32:n lohkaréen ja ison kiven itäläntinen suuntaus, joka noudattaa jäätikön ja sulamisveden virtauksen suuntausta. Ruskealla tutkimuskaivannon pohja ja sinisellä katkoviivalla arvioitu pohjaveden pinta.

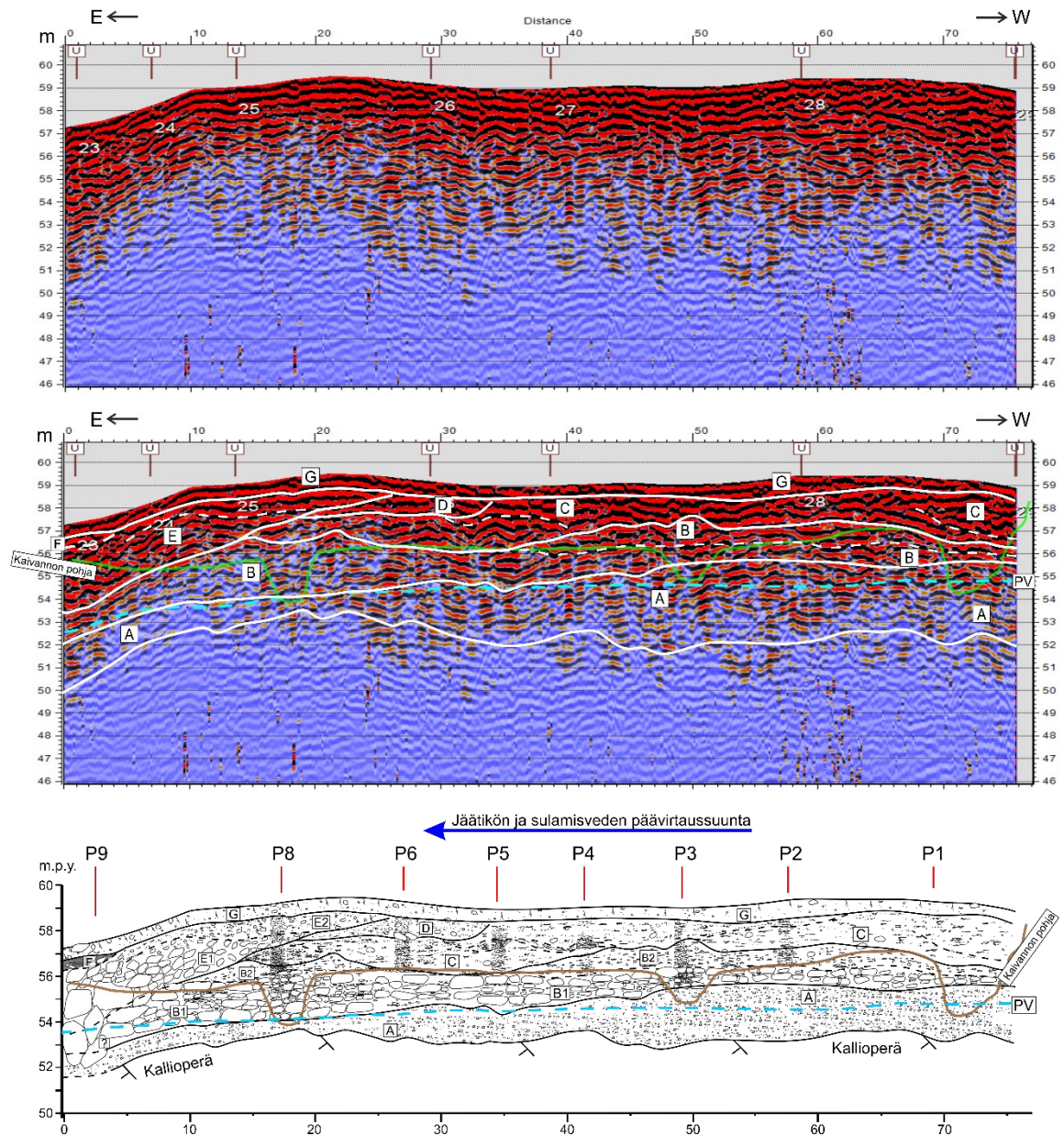
Suurin osa murtoon tähän tutkimukseen kirjatusta lohkaréista sijaitti muodostuman distaaliosan tutkimuskaivannon 2 pohjoispuoliskolla. Tässä kaivannossa lohkaréiden määrä oli suuri ja sen vuoksi kirjauskriteerejä muutettiin siten, että kirjattavaksi valittiin lohkaréet, joiden halkaisija oli yli 20 cm. Tällaisia lohkaréita kirjattiin 103 kpl. Suurin lohkaré kaivannossa 2 oli halkaisijaltaan 97 cm. Tämän kaivannon lohkaréet olivat sijoittuneet erittäin kaoottisesti ja olivat muodoltaan hyvin epäsäännöllisiä ja siten suuntausmittaukseen soveltumattomia. Vallitseva kivilaji oli biotiittiparagneissi, joita oli 98 kpl eli 95,1 %. Granitoideja oli 5 kpl eli 4,9 %. Kaivannon lohkaréiden pyörityneisyys vaihteli kulmikkaista puolipyörityneisiin. Lohkaréista kulmikkaita oli 35 kpl eli 34 %, 63 kpl eli 61 % oli puolikulmikkaita ja 5 kpl eli 5 %:lla kulmat olivat puolipyörityneitä

Murtoon distaaliosan sisällä eli tutkimuskaivannon 1 itäpäädyssä sijaittivat muodostuman suurimmat lohkaréet. Kaivannon itäpää oli suurilta osin varsinaisen maanpäällä havaittavan murtoon ulkopuolella, missä sijaitti myös pintalohkarékartoituksessa havaittu lohkaréikko. Kaivannon 1 distaaliosan pohjoisseinämästä kirjattiin 42 lohkaréetta, joiden halkaisija oli vähintään 25 cm. Kaivannon suurin lohkaré oli halkaisijaltaan 200 cm ja vallitseva kivilaji biotiittiparagneissi. Lohkaréiden pyörityneisyys vaihteli kulmikkaista puolipyörityneisiin. Suurin osa lohkaréista oli kulmikkaita ja puolikulmikkaita 38,1 % ja 57,1 % osuuksilla tässä järjestyksessä. Puolipyörityneitä oli 4,8 %. Kaivannon 1 itäpäädyn eteläreunassa halkaisijaltaan vähintään 25 cm lohkaréita oli huomattavasti vähemmän eikä niitä kirjattu ylös.

Tutkimuskaivannon 2 eteläpuoliskolla oli joitain lohkaréita, mutta kaivannon pohjoispuoliskoon verrattuna niitä oli määrällisesti huomattavasti vähemmän. Tämä tutkimus keskittyi murtoon distaaliosan ja varsinkin sen koilliskyljen lohkaréisuuteen, joten proksimaaliosasta lohkaréita ei erikseen kirjattu. Proksimaaliosassa eli kaivannossa 3 lohkaréisuus oli vähäistä ja pintalohkaréiden vajoamiseen liittyvää.

5.3 Maatutkaus


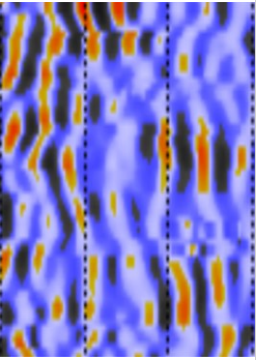
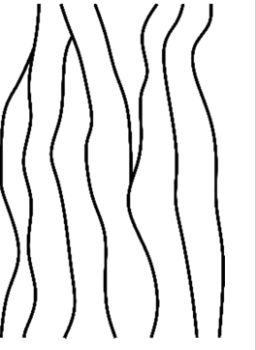

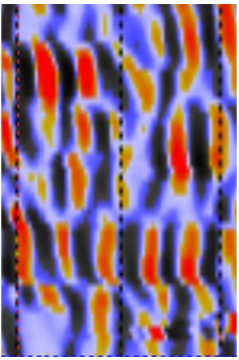
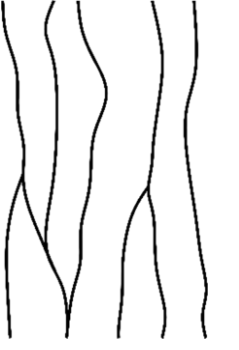

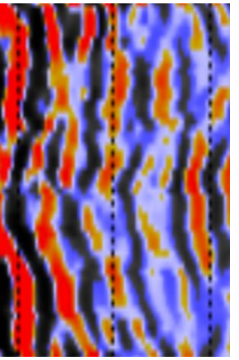
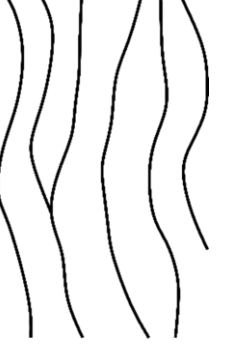


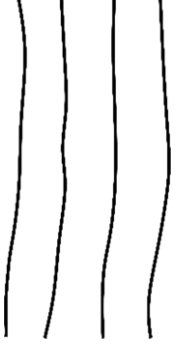
Murtoilta luodatusista kahdeksasta maatutkalinjasta numeroa 5 (kuva 18) voidaan pitää edustavimpana, koska se kulkee koko muodostuman halki läheltä itälänsuuntaista tutkimuskaivantoa 1, josta kirjattiin myös suurin osa sedimentologisista havainnoista.





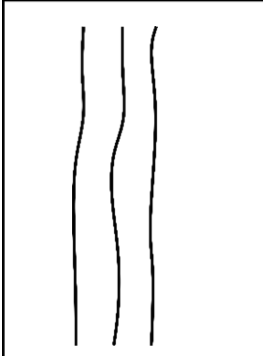


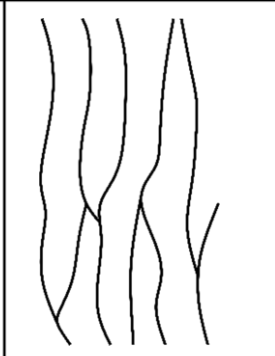

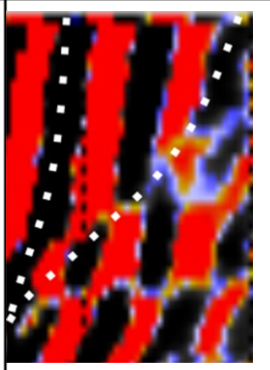
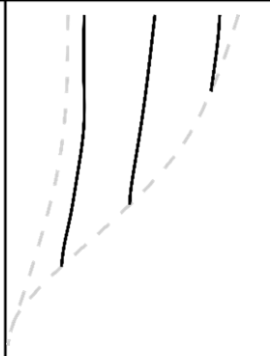
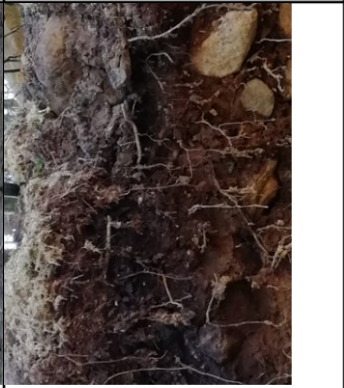
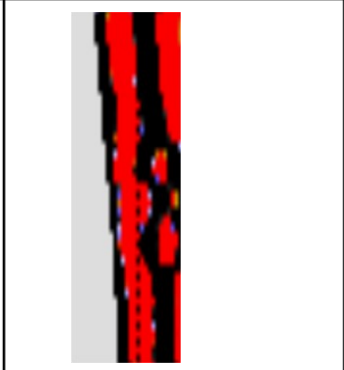
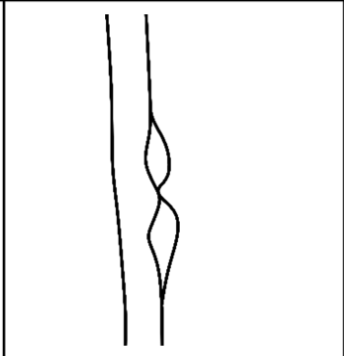
Kuva 18. Tutkalinja 5:n tutkakuva sekä sen pohjalta ja tutkimuskaivannoista saadun materiaalin avulla tehty tulkinta litofasiesten rajapinnoista ja pohjaveden pinnan sekä kallion sijainnista. Kuvassa on esitetty myös tutkimuskaivanto 1:n pohjan sijainti ja sedimentologinen piirros, joka on tehty maatutkakuvien ja Hovikoski et al. (2023) sedimentologisten profiilipiirrosten avulla. Profiilien (P1-P6, P8, P9) sijainnit merkittyinä. Piirroksessa on huomioitu pohjaveden aiheuttama signaalin puolittuminen. (Huom. kuvassa itä on vasemmalla)

Maatutka tarjoaa selkeitä heijasteita vielä 9 m syvyydestä, kun pohjaveden aiheuttamaa signaalin puolittumaa ei oteta huomioon. Tutkakuvat 1–3 ja 6–9 tulkintoineen on esitetty liitteissä 1–7. Maatutkan avulla oli vaikeaa erottaa litofasiesten C ja E alafasieokset, minkä vuoksi niitä ei eritelty tarkemmin taulukossa 3, jossa on esitetty tutkafasieostulkinnat ja signaalin läpäisevyys eri litofasiesten kohdalla.

Taulukko 3. Tutkimuksessa havaitut litofasieksset, niiden tutkakuvat ja -tulkinnt sekä signaalin käyttäytyminen niissä.

Litofasies	Valokuva	Tutkafasies	Tutkatulkinta	Tutkasignaali
A				Signaali vaimenee voimakkaasti ja heijaste on epätarkka. Fasieksen melko horisontaali sijoittuminen on havaittavissa.
B1				Signaalin vaimeneminen edelleen voimakasta. Materiaali on tasaisena kerroksena kuten fasies A
B2				B2-fasiekselle tyypillinen kumpuileva rakenne on havaittavissa myös maatutkadatista.
C				C-fasies koostuu pääosin hiekasta, mikä heijastuu tutkakuvissa selkeinä jatkuvina rinnakkaisina heijasteina.

Taulukko 4 jatkuu.

D				<p>D-fasieksen heijasteet vastaavat fasieksen C heijastavuutta, mikä johtunee hyvin samankaltaisesta materiaalista</p>
E				<p>Signaali läpäisee E-fasieksen helposti ja heijasteet ovat pääosin rinnakkaisia ja samansuuntaisia sekä ajoittain vääristyneitä.</p>
F				<p>F-fasieksen heijasteet ovat yllättäen selkeitä ja rinnakkaisia. Fasies on tunnistettavissa tutkadatasta vain fasieksen rajapinnan avulla.</p>
G				<p>Fasieksen G heijasteet ovat pääosin samansuuntaisia ja selkeitä ja paikoin vääntyneitä. Syynä maatumakan erottelukyky maanpinnassa ja fasieksen lohkaraisuus.</p>

6. Tulosten tulkinta ja keskustelu

Murto Kentän muodostumisen aikana vallinnut voimakkain sulamisveden paine ja määrä on sijainnut murto Kentän keskiosissa. Tämän tutkimuksen murto sijaitsee murto Kenttensä lounais-eteläreunassa, jolloin siihen kohdistunut virtauksen paine on tullut luoteesta. Murtoon pohjois-luoteisreunassa on toinen murto, jonka muodostumisella on ollut merkittävä rooli myös tutkitun murtoon lopullisen rakenteen kanssa. Viereisen murtoon kerrostumisen yhteydessä virrannut sulamisvesi on irrottanut jään pohjasta lohkareita, jotka ovat kasautuneet tämän tutkimuksen Myllykosken murtoon koillisreunaan ja idän kärkeen pohjamoreeniin asti muodostaen litofasiuksen E (kuvat 17 ja 25).

6.1 Maatutkaprofiilit

Maatutkan läpäisevyys on ollut erittäin hyvä. 200 MHz antennilla ja dielektrisyysvakiolla 6 tutkan erottelukyky on 15 cm (Mäkinen J. suullinen tiedonanto 3/2023). Lejzerowicz, Wysocka ja Kowalczyk (2018) lisäävät, että erityyppisten materiaalien dielektriset ominaisuudet tuottavat erilaisen tutkakuvan. Ominaisuuksia, jotka vaikuttavat materiaalien dielektriseen läpäisevyyteen ja nopeuteen ovat sedimentin raekoko, vesikylläisyys, jääpitoisuus sekä peruskallion läheisyys (Watts *et al.* 2022)

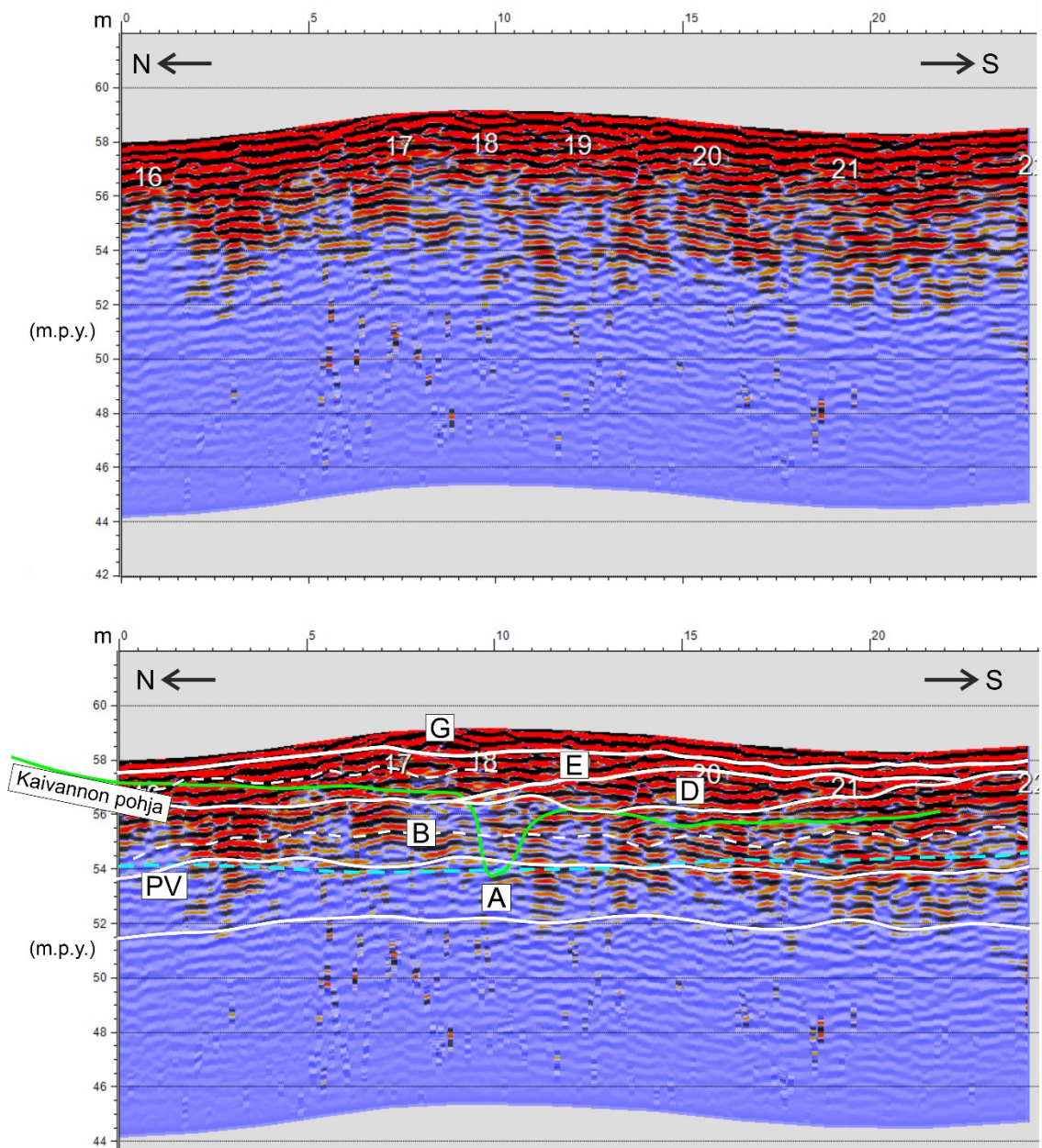
GPR soveltuu soraisen ja hiekkaisen maaperän sekä turpeen tutkimiseen (Smith & Jol, 1993). Smithin ja Jolin mukaan parhaat tutkaustulokset saavutetaan, kun siltin ja saven osuus maalajitteesta on mahdollisimman pieni ja tutkittava alue on riittävän paksu ja kvartsipitoinen. Smithin ja Jolin (1993) kokemusten perusteella makealla vedellä kyllästyneet tutkaukseen soveltuvat sedimentit ovat tutkattavissa vedestä huolimatta, mutta suolapitoisen veden läsnäolo heikentää signaalin kulkeutumista merkittävästi.

Maatutkauksen tarkoituksena oli löytää murtoon pääfasiesten rajat, sekä pohjamoreenin ja kallion rajapinta. Litofasiokset olivat erotettavissa tutkasignaalin läpäisevyyden perusteella siten, että signaali läpäisi tehokkaasti hiekkaiset kerrokset G–B2, mutta heikentyi huomattavasti kivisen B1 litofasiuksen kohdalla. Läpäisevyyden lisäksi joidenkin litofasiesten, kuten F:n rajapinnat ovat erotettavissa (taulukko 3). Murtoon rakenne oli kuitenkin niin monimutkainen, että pelkän maatutka-aineiston tulkinta vaatii seinämähavainnoinnin ja valokuvauksen tuekseen. Monimutkaisen rakenteen lisäksi ongelmaksi muodostui todennäköisesti se, että murtoon yksiköt koostuivat pääosin samankaltaisesta hiekkaisesta materiaalista, jolloin eri yksiköiden välisten dielektristen ominaisuuksien erot ovat hyvin pieniä.

Maatutka antaa muodostuman reunoilla sijaitsevasta savikanavasta selkeät heijasteet, vaikka raekooltaan hienon aineksen pitäisi vaimentaa tutkan signaali lähes kokonaan. Saven aiheuttama vaimeneminen on nähtävissä selvästi tutkalinjalla 9 (liite 7), jossa

murtoon viuhka-arpeen (*fan-shaped hollow*) johtava savikanava on vaimentanut tutkasignaalin lähes täydellisesti. Savikanavien signaalin täydellisen vaimenemisen puuttuminen saattaa johtua sedimentin korkeasta vesipitoisuudesta.

Kuvassa 19 on esitetty 4. tutkalinja ja siitä tehty tulkinta, joka perustuu tutkaluotauksen lisäksi vahvasti sedimentologisiin havaintoihin ja valokuvaan kaivannosta 2. Distaaliosassa sijaitseva lohkariekkö näkyy tutkakuvassa myös erittäin heikosti siten, että sen erottaminen ympäröivistä yksiköistä on ilman valokuvia tai sedimentologisia piirroksia vaikeaa. Murtoon B2-fasieksen kumpuileva rakenne on havaittavissa kuvassa 19.



Kuva 19. Litofasiesyksiköiden tulkinta 4. tutkalinjalla. Tutkalinja sivuaa tutkimuskaivantoa 2, jolloin maastohavainnot pystyi hyödyntämään tutkaheijasteen tulkinnessa. Distaaliosassa litofasies C on suurilta osin erodoitunut yksiköiden D ja E ansiosta.

6.2 Litofasiesyksiköiden geneesi

Etenevän jäätikön kasaaman harmaan pohjamoreenin eli litofasies A:n päälle kasaantunut B sisältää pohjamoreenin hienoainespitoista sedimenttiä. B:n alaosassa eli B1:ssä on paikoin hyvin pyöristyneitä lohkaraita, mikä viittaa veden virtauksen vaikutukseen. Täten B:n diamiktonissa on sekä moreenimaisia että glasifluviaalisia elementtejä (kuva 18).

Litofasiesten B1 ja B2 rajapinnassa on yläpinnaltaan tasaiseksi kuluneita lohkaraita, mikä viittaa siihen, että B:n kerrostumisen aikana jäätikön pohja on ottanut kiinni sedimenttiin. Murtoon muissa yksiköissä ei havaittu sitä, että jäätikkö olisi ottanut kiinni alapuoliseen sedimenttiin. Litofasies B1 saattaa olla fasieksen A päälle kerrostunutta kasaantumismoreenia. Kasaantumismoreeni syntyy virtaavan jäätikön mukanaan vetämän sedimentin kasaantumisesta painesulamisen ja kitkan ansiosta (Evans *et al.* 2006). Evans *et al.* (2006) mukaan kasaantumismoreenille on ominaista korkea tiheys ja läpäisyvastus. Tässä tutkimuksessa B1 oli suurilta osin rajapinta, johon asti kaivinkoneella pystyi kaivamaan helposti, mikä indikoi B1:n korkeaa kokonaistiheyttä sekä läpäisyvastusta.

Litofasiesten B ja C välinen paikoittaiseen kourumaisuuteen on ollut syynä mahdollisesti sulamisvesivirtauksen erosionaaliset pulssit tai murtoon pituusakseliin nähden lateraalisti vaihettunut turbulenttinen virtaus. B2:n materiaali voi olla hajautuneeseen kanavaan kerrostunutta sedimenttiä, koska distaaliosan pohjoiseteläsuuntaisen tutkimuskaivannon 2 länsiseinämässä oli havaittavissa B2:n muodostama kaukalo.

Litofasies C:n huomattavan itäsuuntaisen inkliinaation taustalla saattaa olla tutkakuvistakin havaittu kallioperän pinnan samansuuntainen laskeutuminen murtoon kärjen alapuolella. Sulamisvesi on virrannut nopeasti syvempään painaumaan kuljettaen samalla C:n sedimenttiä nykyiseen asemaansa. Samaan aikaan jäätikön pohja on pakottanut sedimentin itään kaatuvaksi kerrostumaksi ja rajoittanut sedimentin kerrostumista horisontaalisesti.

Litofasies D:lle ei saatu kiintopisteitä kaivantojen eikä maatulkuutausten avulla tässä tutkimuksessa yhtä kattavasti kuin sitä ympäröiville litofasieksille C ja E, koska se on jatkuvuudeltaan ja tilavuudeltaan huomattavasti pienempi. Sen syntyminen saattaa liittyä E:n tavoin pohjoispuoliseen murtooseen, kuten on esitetty kuvassa 26. Se on sedimentiltään soraisempaa kuin sen alapuolinen hiekkainen C mutta vähemmän kivinen. Vähäinen kivisyys viittaisi heikompaan virtaukseen sen syntymisen aikana. D on myös lohkaraita ja hiekkamatriksista E:tä soraisempi, joten sen syntyolosuhteet ja kerrostumisen ajankohta poikkeavat myös siitä. D on mahdollisesti ollut E:tä edeltänyt niin sanottu rauhallisen virtauksen suvantovaihe.

D:n ja C:n rajapinnassa olevat 2 suurta lohkareta eivät ole auranneet edessään olevaa materiaalia merkittävästi, koska tapahtumasta ei ole näkyvissä varmoja todisteita. Tämän perusteella lohkaaret eivät ole edenneet pitkiä matkoja murtooseen kerrostumisensa jälkeen ainakaan murtoon pituusakselin suuntaisesti. Hovikoski *et al.* (2023) tulkitsevat, että lohkaareiden sijoittuminen litofasiesten rajapintaan on seurausta jäään ja sedimentin paikallisesta kontaktista, jonka aiheutti laskenut veden paine.

Murtoon kärjessä kallioperä laskee jyrkästi itään päin, joka on todennäköisesti vahvistanut veden ja sen mukana kulkeutuneen sedimentin virtausta. Mekanismit E:n kerrostumisessa saattavat olla analogisia subglasiaalisten suojasivujen onkaloiden täyttymisen kanssa. Evans *et al.* (2006) mukaan prosessit, kuten sedimentin massatulviminen, putoaminen, pohjasulamien ja fluviaalinen uudelleenjärjestäytyminen ovat kaikki aktiivisia tämän tyyppisissä onkaloissa.

Viimeisenä murtoon reunoille ovat muodostuneet hitaan virtauksen aikana savitäytteiset kanavat (F), jotka ovat syntyneet, kun murtooreitin yhteys pääsulamisvesikäytävään on katkennut ja subglasiaalisen veden virtaus merkittävästi heikentynyt. Samanaikaisesti jäätikön kokonaisvirtausnopeus on hidastunut tai lakannut kokonaan. Tämä tapahtuma on jättänyt valmiit vesitäytteiset kanavat veden hitaammalle virtaukselle, jolloin niihin on kerrostunut savea (Ojala *et al.* 2022). Koilliskyljessä sekä murtoon kärjessä savikanava on hyvin säilynyt ja deformatumaton. Tutkimuksen murtoon ja pohjoispuolisen murtoon välistä kaivannon 3 kohdalta havaittiin murtoiden välistä savikanavaa. Kyseinen välikanava on kuitenkin huonosti säilynyt verrattuna Myllykosken murtoon distaaliosan koilliskyljen ja kärjen savikanaviin. Distaaliosan kaakkoiskyljestäkään savikanavaa ei havaittu tutkimuskaivannosta 2 alueelta, mistä kanava yleensä on murtoiden yhteydessä kuvattu. Tähän saattaa olla syynä se, että tutkimuksen murtoon eteläpuolella sijaitsee kumpumoreenimuodostuma tai protomurto, jonka kerrostuminen on estänyt savikanavan muodostumisen murtoon kylkeen. F:n topografia on ollut olemassa ennen G:n kerrostumista.

Mäkinen *et al.* (2023) kuvaama murtoon 3. yksikkö eli mantteli ei myöskään rajoitu murtoisiin vaan peittää laajoja alueita myös murtookenttien ulkopuolella. Tässä tutkimuksessa esitetty murtoon ylin litofasies G vastanee Mäkinen *et al.* (2023) kuvaamaa murtoon manttelia, jonka on tulkittu olevan sedimentin pintavirtauksen sekä jäätikön sulamisvesien ja tukkeutuneiden kanavien muodostama yksikkö (Mäkinen *et al.* 2023). Tässä tutkimuksessa murtoon manttelissa ei ollut huomattavissa selviä kerrostumisympäristön merkkejä. Muodostuman proksimaaliosassa kaivannossa 1 havaittiin aiemmissakin tutkimuksissa kuvattu manttelin alapuolinen lajittunut hiekkakerros, mutta kerroksen jatkuvuus oli heikkoa eikä sitä tavattu lainkaan murtoon distaaliosassa. G on ollut altis rantaprosesseille, maannostumiselle ja kasvien juurien

aiheuttamalle bioturbaatiolle sekä maan routimiselle. Yksikkö 3 ei ole tunnuksenomainen vain murtoille vaan se esiintyy muillakin maaperämuodostumilla ja alueilla. Kyseessä on viimeisen mannerjäätikön viimeisen sulamisen aikana kerrostunut pintamoreeni, jonka tarkempi geneesi on nykyään vaikeatulkintainen edellä mainittujen postglasiaalisten prosessien ansiosta.

On mahdollista, että litofasies C:n kerrostuessa murto on ollut pyöreäkärkinen LTM-murto. Aiemmin vallinnut teoria on ollut se, että murtoon muodostanut sedimentti on peräisin murtoiden proksimaalipuolella sijaitsevasta murtoon viuhka-arvesta. Murtoon viuhka-arpi on muodostunut todennäköisesti vasta B2:n ja C1:n jälkeen, eikä niitä ennen, ollen samalla yksiköiden sedimentin alkulähde.

Veden virtauksen on täytynyt olla jaksoittaista eri skaaloissa eri puolilla murtoota. Tämä on havaittavissa parhaiten murtoon pitkittäin halkaisevan tutkimuskaivanto 1:n seinämistä. Tutkimuskaivannossa on runsaasti deformaatorakenteita, mutta kaivannon pohjois- ja eteläpuolen seinämien deformaatio on luonteeltaan erilaista. Pohjoisseinä on deformoitunut kokonaisvaltaisemmin, mutta sen on aiheuttanut hyvin todennäköisesti pohjoispuolisen murtoon kerrostuminen, mikä on tuhonnut primäärit deformaatio- ja virtausrakenteet, jotka olivat vielä nähtävissä kaivannon eteläseinämässä. Virtausrakenteet myös vaihtelevat huomattavasti murtoon pituussuunnassa ollen suurimmillaan juuri ennen murtoon korkeinta kohtaa distaaliosassa. Vaihtelevien rakenteiden ja niiden ominaisuuksien muuttuminen lyhyellä matkalla (n. 70 m) indikoivat sitä, että myös kerrostumisprosessit ovat olleet luonteeltaan vaihtelevia ja nopeita.

6.3 Raekokoanalyysi

Murtoon raekokoanalyyseistä on nähtävissä sedimentin raekoon yleinen kasvu muodostuman distaaliosaa eli kolmiomaista kärkeä kohti (kuva 15). Tasaista raekoon muutosta merkittävämpi ero on havaittavissa eri litofasieksista otettujen näytteiden raekokoeroilla. Litofasies C:n raekoko on hienompaa ja hiekkaisempaa kuin sen yläpuolella olevasta, murtoon kärjessä havaittavassa litofasieksessa D, joka on soraisempaa ja kivisempää. C1 on merkittävästi hiekkaisempi kuin C2, jossa soran osuus kasvaa. C1:n materiaalista noin 70 % on hiekkaa ja C2:n 50–60 %. Litofasies D:n materiaalista noin 25 % on hiekkaa, 40 % on soraa ja 25 % kiviä.

Murtoon kärjessä sijaitsevassa lohkarikossa eli E-yksikössä, on lohkaroiden väleissä keskikarkeaa hiekkaa. Näyte MK_X1 220 cm on tällaisesta välikerroksesta. Struktuurin perusteella hiekkaa on kerrostunut samanaikaisesti lohkaroiden kanssa eikä vasta niiden jälkeen täyttämällä tyhjät välit.

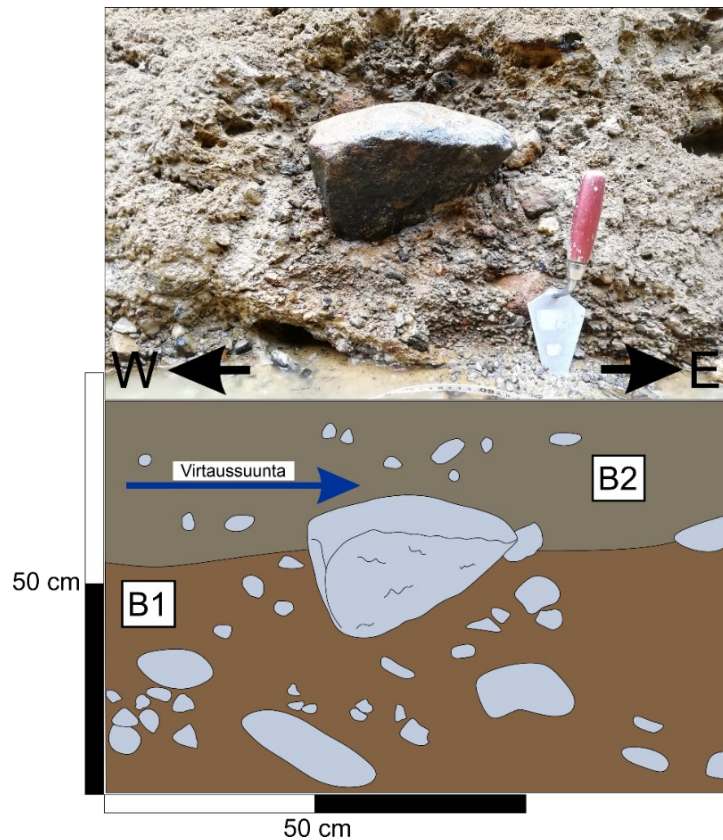
Noin 2–4 metrin syvyydessä sijaitsevan B:n materiaali on 60–70 % soraa. Hiekkaa on noin 25 % ja siltin ja saven yhteenlaskettu osuus on n. 10–5 %.

Litofasiesten erottaminen toisistaan raekoon avulla on tarkempi keino kuin maatutkaluotaus. Tämä on huomattavissa esimerkiksi profiilipisteessä 2 (MK_P2), josta on otettu maanäytteet yksiköistä C1 ja C2. C1 on raekooltaan hiekkaisempaa kuin C2, joka on koostumukseltaan soraisempi, mikä kertoo siitä, että sulamisvesivirtaus on ollut tehokkaampaa C2:n kerrostuessa.

Litofasiesten erottamisen lisäksi raekoon avulla voidaan tarkastella fasiesten jatkuvuutta murtoossa. Paras esimerkki tästä on edellä mainittu litofasies C, joka muodostaa suurimman osan murtoosta. Profiilipisteistä 2, 5 (MK_P5) ja 6 (MK_P6) otetut näytteet C2:n perusmassasta ovat yhteneväisiä eli soraisia toistensa kanssa, mutta pisteestä 8 (MK_P8) kuvatussa C2:sta otettu näyte eroaa kivisyydellään muista merkittävästi (kuvat 8, 11, 12 ja 13). Raekokojakauman perusteella Hovikoski *et al.* (2023) distaaliosasta määrittämä C2 muistuttaa koostumukseltaan enemmän B2:ta tai E:n perusmassaa. On mahdollista, että C2 on sekoittunut B2:een, D:hen tai E:hen tai jopa kaikkiin näihin, mutta voi myös olla, että distaaliosassa havaittu C2 on geneesiltään erilainen kuin muualla murtoossa kuvattu C2. Raekokojakauman perusteella ei voida aina olla täysin varmoja siitä, kuinka pitkän matkan päästä sedimentti on kulkeutunut, sillä osa materiaalista saattaa olla niin sanottua valmista sedimenttiä, joka on hienontunut aiempien jäätiköitymisten aikana tai ei-glasiaalisissa prosesseissa (Benn & Evans 1998).

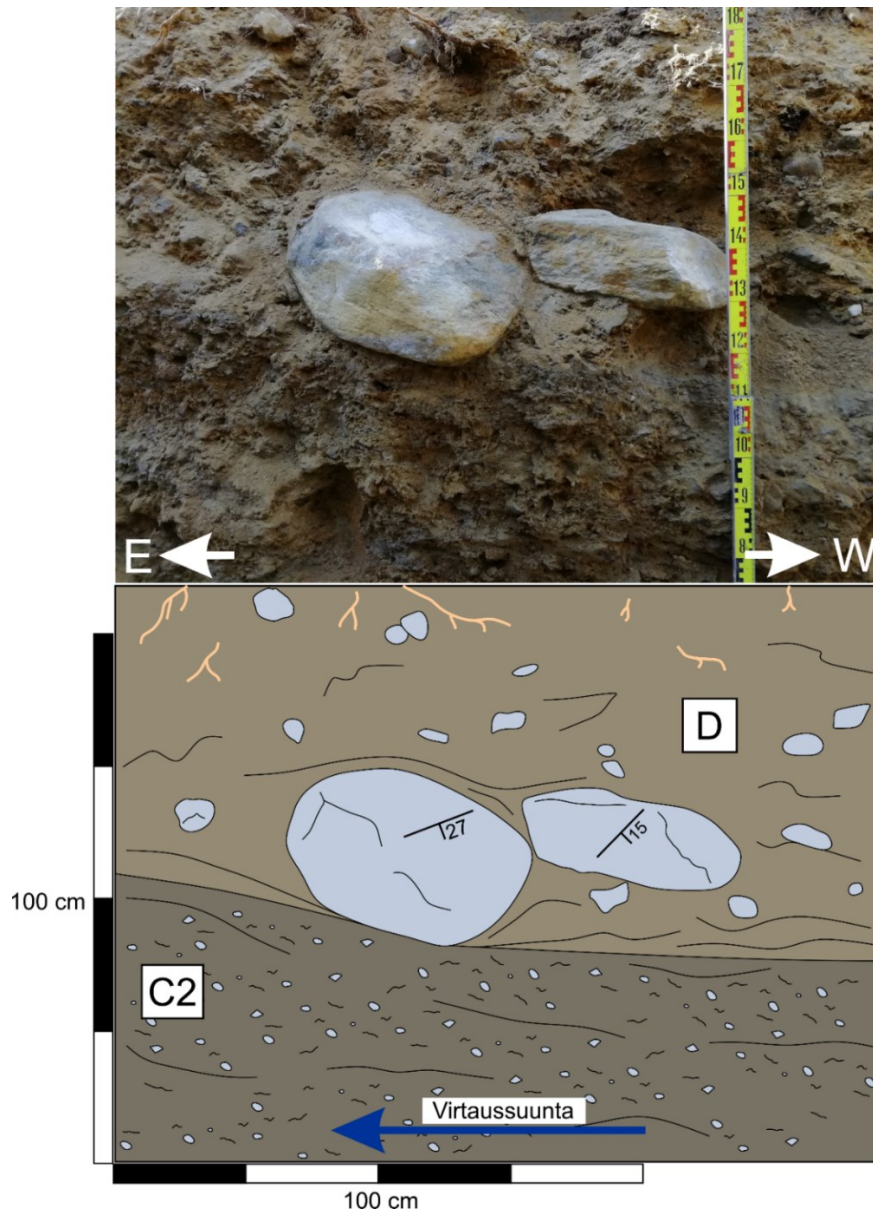
6.4 Lohkareet

Lohkareita esiintyy verrattain tasaisesti murtoon eri litofasieksissa, mutta ne ovat keskittyneet pinnan lisäksi erityisesti fasieksiin B1 ja E1. Varsinaisia lohkareita on murtoon vartalon keskiosissa kuitenkin huomattavan vähän, minkä vuoksi laskelmiin on otettu lohkareita pienempiä kiviä, joita niitäkin on murtoon kokoon suhteutettuna vähän. Pitkittäiskaivannosta kirjatut lohkareet sijaitsevat pääosin yksikössä B2 ja yksiköiden B1 ja B2 rajalla (kuva 20).



Kuva 20. Yksityiskohta litofasiesten B1 ja B2 rajapinnan yhdestä päältä hioutuneesta lohkareesta (suuntaus: 100/15), jonka alapinta oli kuitenkin kulmikas. Päältä hioutuneet lohkareet indikoivat jäätikön ja sen alapuolisen sedimentin kontaktia.

Distaaliosassa myös C2:ssa esiintyy isoja kiviä ja lohkareita. Kaivannosta 1 kirjattiin $\varnothing > 15$ cm kiviä ja lohkareita 45 kpl, joista 29 kpl sijaitsi litofasieksessa B, 9 kpl C:ssä, 2 kpl D:ssä ja 5 kpl G:ssä. B1 ja B2-yksiköiden rajapinnan lohkareet ovat hioutuneet yläpinnaltaan todennäköisesti jäätikön ja sedimentin kontaktin vaikutuksesta. Tämä B1:n kerrostumisen jälkeen tapahtunut jään ja maaperän kontakti on ollut todennäköisesti viimeinen niiden välinen merkittävä kontakti ennen jäätikön lopullista sulamista. Tutkimuskaivannosta 1 havaitut yksiköiden C ja D rajapinnassa olevat muuta ympäristöään merkittävästi suuremmat ($\varnothing 50$ cm ja $\varnothing 60$ cm) lohkareet ovat imbrikoituneet toisiaan vasten (270/15 ja 330/27). Tällainen imбрикаatio voi olla jään ja sedimentin kontaktin aiheuttamaa, jäätikön virtaussuuntaan nähden poikittaisen kanavan seinämää tai luoteesta suuntautuneen viereisen murtoon kerrostumisen aikaisen sedimentillä kyllästetyn virtauksen jälkiä, jolloin kyseessä olisi vain näennäinen imбрикаatio. (kuva 21) 3D-mallissa litofasies D:n kerrostumissuunnaksi on esitetty luodetta (kuva 26e).



Kuva 21. Lohkareet (330/27 ja 270/15) litofasiesten C ja D rajapinnassa. Kuvan lohkareiden kokoluokkaa vastaavia lohkareita ei esiintynyt missään muualla samassa stratigrafisessa sijainnissa tutkimuskaivantojen alueella.

Jään liike on ollut veden virtausta yleisesti merkittävämpi tekijä lohkareiden suuntauksien kehityksessä. Murtoon kärjessä kuitenkin on todennäköistä, että veden virtaus on erodoinut hienomman aineksen pois, mikä on aiheuttanut lohkareiden romahtamisen tyhjään tilaan. Lohkareiden kokoluokalla ei näytä olevan vaikutusta niiden suuntaukseen. Mitä lähemmäs murtoon kärkeä lähestytään, sitä vähemmän yksiselitteisesti suuntautuneita lohkareet ovat. Lohkareisessa litofasieksessa E on havaittavissa pääpiirteinen murtoon pituussuunnassa oleva lohkareiden suuntautuminen n. 090/30 kohti varsinaisen murtoon ulkopuolella sijainnutta suurta, yli 2 m halkaisijaltaan olevaa lohkareta tai kallion uloketta päin (kuva 22), mutta lohkareiden sijoittumisen ja muodon takia suuntausta ei voinut mitata luotettavasti. Jään liike on ollut murtoon muodostuksessa aina läsnä, mutta on ohjannut vain muodostuman kokonaissuuntauksen, ei sen sisäisiä yksiköitä.



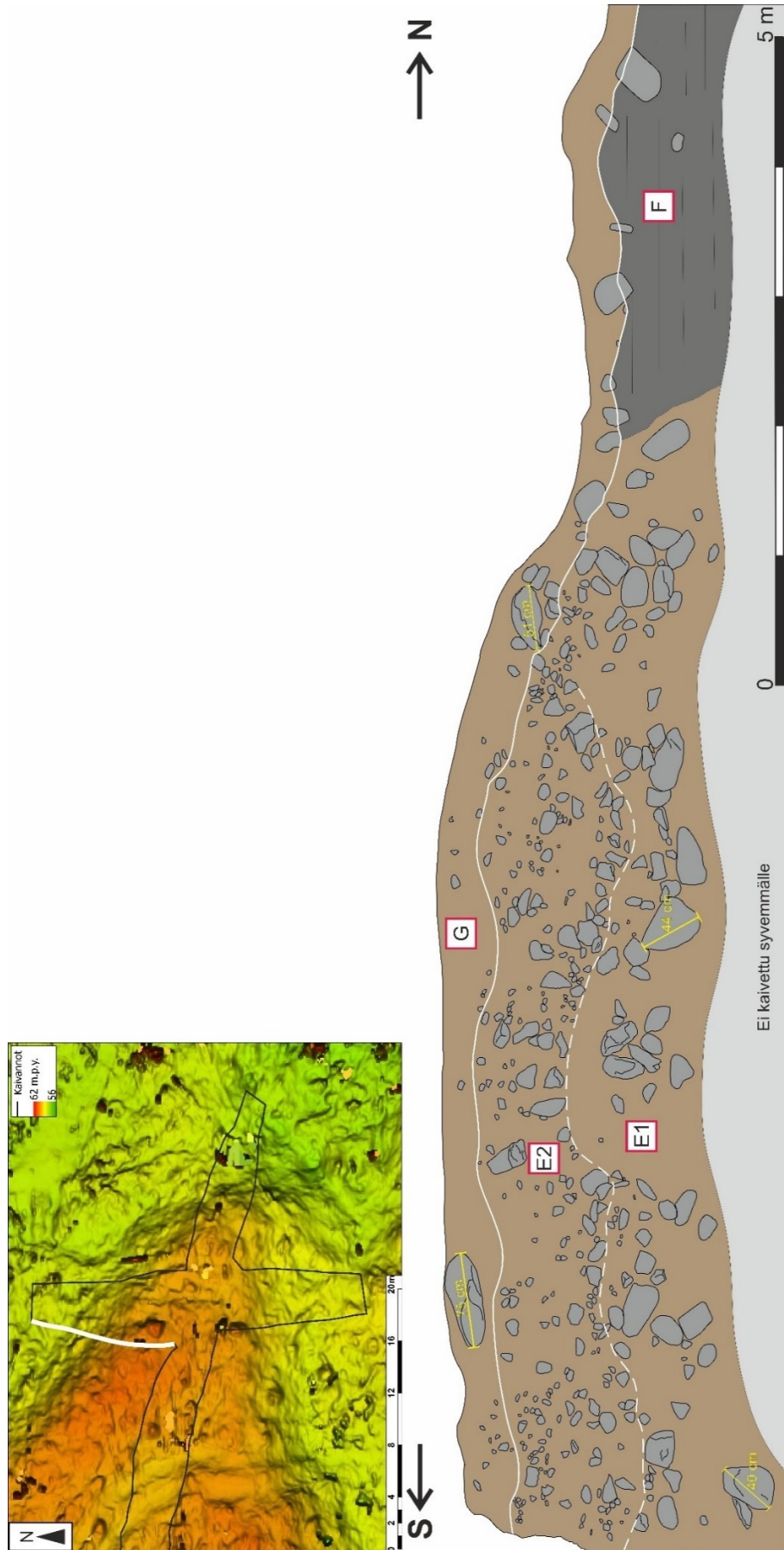
Kuva 22. Suurin tutkimuskaivannoista havaittu n. Ø 200 cm lohkare, joka saattoi olla myös kalliota. Lohkare oli hyvin kulmikas ja koostuu biotiittiparagneissistä. Lohkareen kulmikkouden takia saattaa näyttää siltä, että kuvassa lohkareita olisi 2 vaikka näin ei ole.

Murtoon pinnan lohcareiden sijoittumisella on kaksi selitystä. Kumpumoreenien tapaan pintalohkareet voivat olla jäätikön lopullisen sulamisen jälkeen kerrostunutta ablaatiomoreenia tai kuolleenjäänmoreenia. Lohkarekartoituksen perusteella on myös mahdollista, että osa distaaliosan pintalohkareista kuuluu distaaliosassa lohcareiseen litofasiekseen E, jolle ei ole kuvattu vastinetta aiemmissa murtootutkimuksissa. Koska E hallitsee tämän tutkimuksen murtoon distaaliosaa eikä sitä ei ole havaittu muiden murtoiden distaaliosista, on sen tarkoitettava sitä, että sulamisveden aiheuttama eroosio sekä jään pohjan ja sulamisvesikanavan topografia ovat olleet murtoon lopullisen kolmiomaisen geomorfologian muodostamisen tärkeimmät elementit.

Mäkinen *et al.* (2023) mukaan murtoon reunat ja kolmiomainen kärki ovat lateraalisen sulamisvesivirtauksen aiheuttaman eroosion muovaamia. On mahdollista, että sivuilta tullut virtaus on erodoinut tässä tutkimuksessa kuvattuun E-fasiekseen kuuluneita lohcareita murtoon itäpuolelle kerrostuneeseen lohcareikkoon, josta sulamisvesi on huuhtonut kaiken hienoaineksen. Mäkinen *et al.* tutkimuksessa (2023) murtoon reunojen eroosio olisi tapahtunut kesällä nopean jäätikön sulamisen aikana murtoon vartalon yläosan eli yksikön 2b kerrostuessa. Lohkareinen E-fasies ja sen mahdollinen eroosio murtoon eteen lohcareikoksi on todennäköisesti myös kesäsulamisen aikana tapahtunut prosessi, sillä vastaavan kokoisten lohcareiden liikkuminen virran mukana vaatii runsaasti sulamisvettä ja energiaa, joita on riittävästi saatavilla yleensä kesäisin.

E:n lohcareiden kulmikkuus ja suuntautumattomuus viittaavat siihen, että lohcareet eivät ole kulkeutuneet pitkää matkaa. Näiden ominaisuuksien lisäksi suurin osa E:n lohcareista on alueen kallioperää vastaavaa biotiittiparagneissiä. Mukana oli vain muutama granitoidi, jotka kulmikkautensa perusteella ovat nekin peräisin murtoon läheisyydestä peräisin olevasta paikallisesta pienestä intruusiosta tai juonesta.

Jos E:n lohcareet ovat kerrostuneet murtoon pääyksikön 2 tapaan matalaan ja laajaan kanavaan, kanavan korkeus on ollut E1:n kerrostumisvaiheessa suurimmillaan n. 100 cm ja E2:n kerrostuessa huomattavasti pienempi. Tutkimuskaivannon 2 pohjoispuoliskon suurin lohcare litofasieksessa E1 oli halkaisijaltaan 97 cm ja ympäröivän sedimentin rakenteen ja lohcareen syvyyden (115 cm maanpinnasta) perusteella lohcare on kulkeutunut sedimentillä kyllästetyn virran mukana tai pudonnut jäätikön pohjasta ennen E2:n kerrostumista. Lohcare ei ole pudonnut myöhemmin ablaatiomoreenin mukana muodostuman päälle ja vajonnut myöhemmin syvemmälle. E1:n ja E2:n välissä on havaittavissa samankaltaista kaukalomaista rakennetta kuin litofasiesten B1 ja B2 välissä. Poikkileikkauksessa kumpuina näkyvät kiviset rakenteet saattavat olla vierekkäisiä n. 1–2 metriä leveitä kanavia, joissa E2:n sedimenttimassa on kulkeutunut (kuva 23). Hovikoski *et al.* (2023) mukaan litofasies D on osittain erodoitunut E:n toimesta. Murtoon distaaliosan tutkimuskaivannon 2 pohjoispuoliskossa D:tä ei ollut enää havaittavissa toisin kuin saman kaivannon eteläpäädyssä.



Kuva 23. Distaaliosan poikkikaivannon pohjoispään länsireuna, jossa litofasies E:n suuri lohkarokeskittymä. E on jaettavissa ensin kerrostuneeseen E1-fasieeseen, jossa lohkareet ovat suurempia ja matriksin hiekkapitoisuus on korkeampi. Poikkileikkauksessa E1:n lohkareet ovat sijoittuneet paikoin klusterimaisesti. Syynä saattaa olla virtauksen voimakkuuden jaksoittainen vaihtelu kerrostumisen aikana. E2 on kivinen, minkä vuoksi hiekkapitoisuus on matalampi ja siinä ei ole yhtä suuria lohkareita kuin fasieksessa E1.

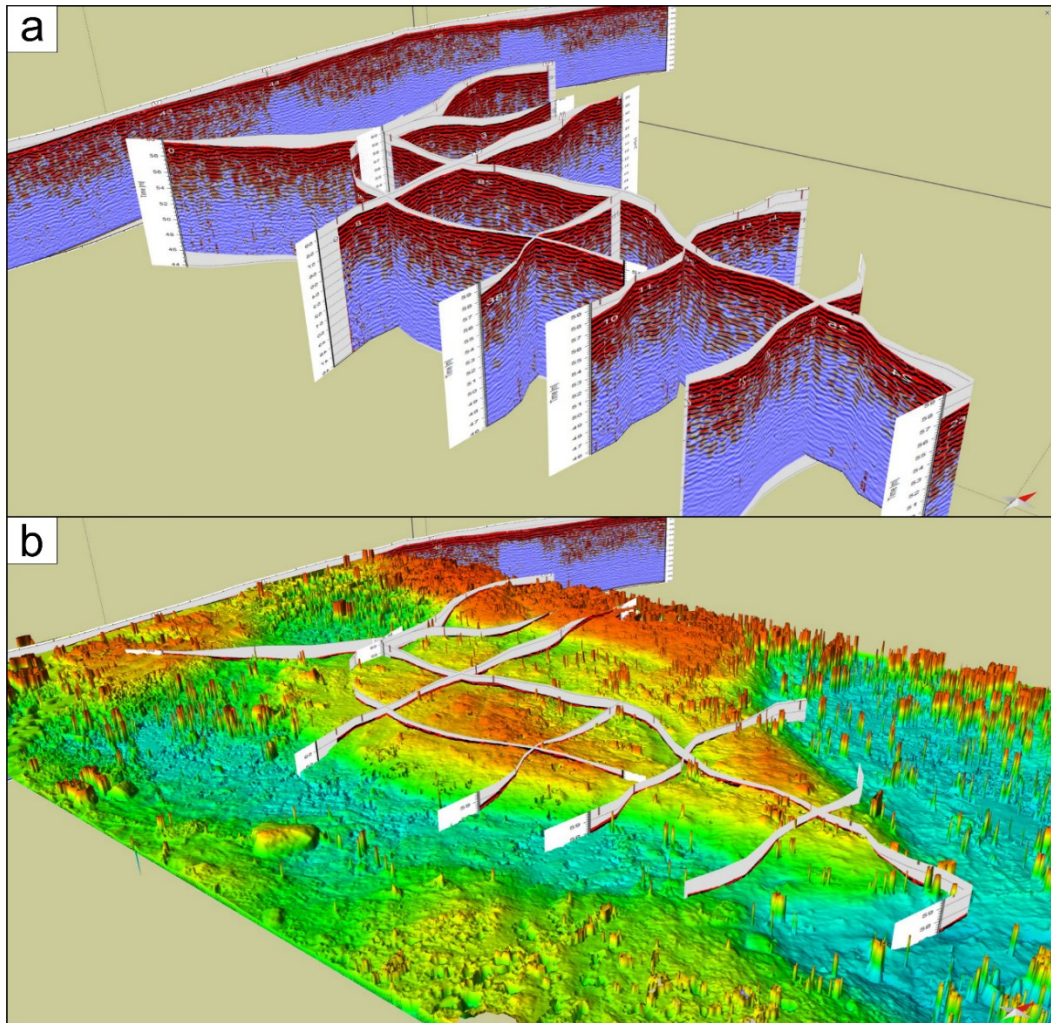
Pitkittäisen tutkimuskaivannon 1 lohkarista ($\emptyset > 20$ cm) suurin osa (32/45 kpl) on suuntautunut, joko jäänvirtauksen suuntaisesti itä-läntisesti (270/90) tai sekundaaristi pohjois-eteläisesti (350/170). Murtoon keskiosan lisäksi sen kärjessä olevista suurista lohkarista osalla on myös jäänvirtausta myötäilevää suuntausta. Keskiosan lohkaaret ovat kuitenkin sijoittuneet B ja C yksiköihin, kun muodostuman distaaliosassa lohkaaret ovat liki yksinomaan yksikössä E, jolloin ne ovat kerrostuneet eri aikoina. On havaittavissa trendi, jossa muodostuman sisäiset lohkaaret ovat paremmin suuntautuneita murtoon pitkittäisakselilla kuin sen reunoilla, missä lohkaaret ovat usein sijoittuneet kaoottisesti. Tämä vastaa aiempien murtoiden makrofabriikista mitattua suuntautuneisuuden taipumusta eri puolilla murtoita (Peterson Becher & Johnson 2021; Mäkinen *et al.* 2023).

Pintalohkareiden sijoittumisella ei ole muuta kaavaa kuin se, että lohkarista suurimmat eli $\emptyset > 2$ m ovat sijoittuneet usein murtoon ulkopuolelle tai reunoille. Tämä viittaa siihen, että reunoilla oleva virtaus on ollut voimakkain, jolloin lohkaareita on voinut irrota jäätikön pohjasta ja, että reunoilla on ollut enemmän tilaa lohkaareille. Suurin osa pienemmistä lohkarista on keskittynyt distaaliosan kolmiomaiseen kärkeen ja sen edustalle. Syynä tähän voi olla se, että kolmiomaisen kärjen topografian muodostaneet erosionaaliset virtaukset ovat huuhtoneet hienomman sedimentin distaaliosan kyljistä ja edustalta, jolloin jäljelle ovat jääneet nykyisin havaittavat pintalohkareiden keskittymät tai, että murtoon diamiktoni on kerrostuessaan osittain peittänyt muodostuman keskiosissa sijaitsevat lohkaaret, jolloin ne eivät ole yhtä hyvin näkyvissä pintalohkareina kuin reunojen lohkaaret.

Murtoon päällä suuria lohkaareita ei ole merkittävästi. Tutkimuskaivannoista pystyi havaitsemaan sen, että suurimmat murtoon päällä olevat lohkaaret olivat laattamaisia ja niillä oli taipumus olla vaakatasossa. Pystyssä tai muuten korkeassa asemassa olevia lohkaareita ei ollut, joten todennäköisesti murtoon päällä ei ole ollut riittävästi tilaa lohkaareille asettua muuten kuin vaakatasoon. Murtoon ulkopuolella olevat suuret yli 2 m halkaisijaltaan olevat lohkaaret sen sijaan ovat asettuneet suuntautumattomasti ja ovat muodoltaan pallomaisia ja kulmikkaita.

6.5 3D sisärakenne

Tässä tutkimuksessa murtoon sisärakenne ja kerrostumisvaiheet kuvattiin 3D-ympäristössä proksimaaliosan tutkimuskaivannosta 3 itään päin aina muodostuman distaaliosan kolmiomaiseen kärkeen asti. Yleispiirteinen 3D-malli rakennettiin maatutkakuvien, maastohavaintojen, sedimenttiprofiilien ja tutkimuskaivannoista otettujen valokuvien ja niistä tehtyjen tulkintojen avulla. 3D-mallin pinta ja samalla maanpinta kuvattiin siirrettävällä laserkeilaimella 10 cm resoluutiolla (kuvat 24 ja 26).



Kuva 24. a) Maatutkalinjojen sijoittuminen 3D-avaruudessa ja b) murtoon varjostettuun korkeusmalliin nähden.

Kallioperä on maatutkauksen tulosten perusteella todennäköisesti rikkonainen tai huomattavan epätasainen. Myös litofasies E:n alimmat lohkat olivat hyvin kulmikkaita, mikä viittaa siihen, että ne ovat lohjonneet läheisestä kallioperästä. Suurin havaittu oletettu lohkat ($\varnothing \approx 200$ cm) sijaitsi aivan muodostuman kärjessä ja on todennäköistä, että kyseinen lohkat ei ollut kulkeutunut kaukaa vaan on lohjennut nykyiselle paikalleen ja peruskallio sijaitsee sen välittömässä läheisyydessä. On myös mahdollista, että lohkat oli osa rikkonaista kallioperää. Lohkareita ei kaivettu kokonaan esiin vaikeasti kaivettavan sedimentin, lohkatien suuren koon ja aikataulun vuoksi.

Pohjamoreeni myötäilee kallioperän pintaa kasaantuen paksuimmalla sen syvennyksiin ja onkaloihin. Paksuudeltaan pohjamoreeni on arviolta n. 1–2 m.

Lohkatien, sorainen ja siltinen diamiktoni B1 on kasaantunut sekä virtaavan veden että jäätikön vaikutuksesta. Suurimmat lohkatien ovat pyörityneitä ja luotimaisia, mikä viittaa tehokkaaseen sulamisvesivirtaukseen niiden kerrostumishetkellä. Litofasies raekoko pienenee ylöspäin siirryttäessä, lukuun ottamatta muutamia suuria yläpinnaltaan hioutuneita lohkatien B1:n ja B2:n rajapinnassa. Siirtymä B1:stä B2:een

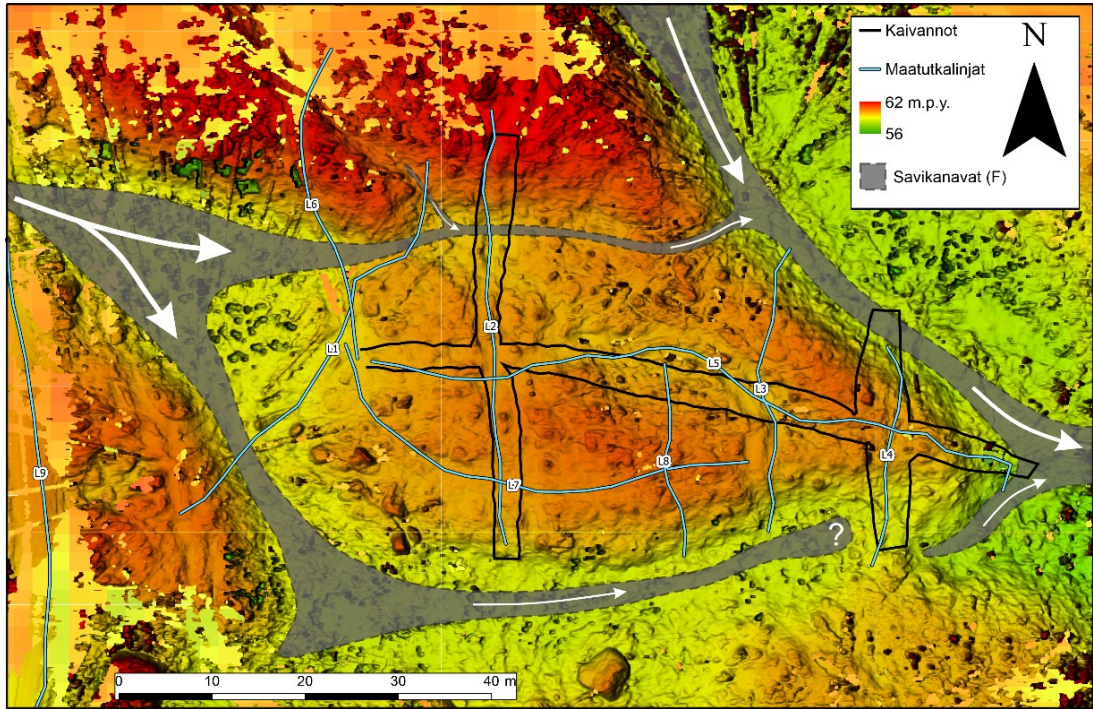
on asteittainen. B2 koostuu pääosin sorasta ja muodostaa kumpuilevaa rakennetta murtoon sisällä. B2 on todennäköisesti varsinaisen murto-muodostuman ensimmäinen litofasies, jonka poikkileikkauksissa havaittava kumpuilu voi olla jakautunutta kanavaa, jota pitkin sedimentillä kyllästetty sulamisvesi on virrannut muodostaessaan murtoota. Huomattavin kumpuilu oli tutkittavan murtoon eteläreunalla, jolloin merkittävin virtaus on kerrostumisen tässä vaiheessa vallinnut jäätikön virtaussuuntaan katsottuna murtoon oikeassa reunassa. Jakautuneen sulamisvesikanavan tukkeutuminen sedimenttimassan tai kanavan sortumisen seurauksena on aiheuttanut kanavan laajentumisen ja sedimentin kerrostumisen suuremmaksi muodoksi.

Hiekkainen C-fasies ja leikkausprofiilien sekä maatumien perusteella verrattain kiilamaisesti B2:n päälle kerrostunut litofasies, joka vaikuttaa kerrostuneen sedimentin ja jään pohjan väliseen tyhjään tilaan kuitenkin niin, että jää ja sedimentti eivät ole olleet kosketuksissa toisiinsa. Tässä litofasieksessa hiekkassa on säilyneenä UFR-rakenteita, jotka kertovat kerrostumisen aikaisesta tehokkaasta virtauksesta (Hovikoski *et al.* 2023). C on voimakkaasti deformatunut muodostuman pohjoispuoliskolla, ja deformaation on todennäköisesti aiheuttanut murto, joka on kerrostunut limittäin Myllykosken murtoon päälle. Pohjoispuoliskon deformatunutta osaa ei tässä tutkimuksessa tutkittu kunnolla, sillä alueella ei suoritettu maatumkausta eikä kaivettu tutkimuskaivantoja tai koekuoppia. 3D-mallissa litofasieksiset C1 ja C2 on esitetty yhtenäisenä litofasieksena C selvemmän mallin vuoksi.

D:n ja C:n rajapinnassa sijaitsevat kaksi näennäisesti imbrikoitunutta lohkareta, jotka sijaitsevat lähellä muodostuman pituusakselia tutkimuskaivannon 1 eteläseinämässä. D koostuu havaittuja lohkareita lukuun ottamatta pääosin sorasta. Litofasieksen kerrostumissuunta on tulkinan varainen, koska sille ei saatu montaa kiintopistettä maastossa. Tämän tutkimuksen 3D-mallissa D:n kerrostumissuunnaksi esitetään luodetta, mistä tullut virtaus olisi kerrostanut D:n. Luoteesta suuntautuneen virtauksen ansiosta murtoon olisi kehittynyt nykypäivänä havaittava melko tasakylkisen kolmion muoto, jossa kolmion reunat ovat chevron-tyypin murtoon lailla keskiosaa korkeammalla. Jos D olisi kerrostunut etelästä tai lounaasta virranneen veden mukana, murtoon massa olisi painottunut eteläreunaan tasaisemman ja kokonaisvaltaisemman jakautumisen sijasta. Myös sulamisvesikäytävän keskiosa, jossa voimakkain virtaus on kerrostumisaikaan vallinnut, sijaitsee Myllykosken murtoolta katsottuna luoteessa.

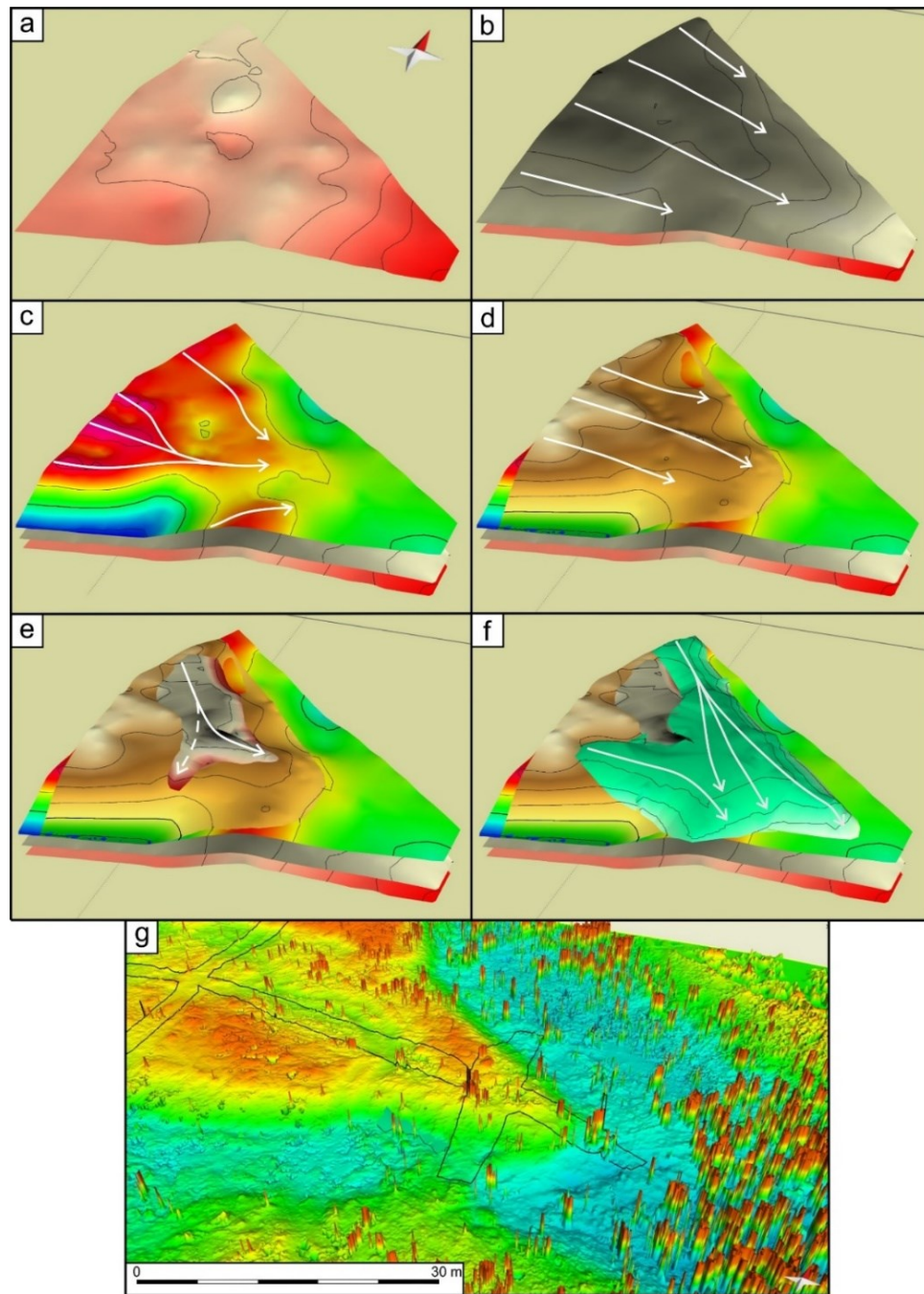
Lohkareinen E on kerrostunut pääosin luoteesta toisen murtoon kerrostumisen yhteydessä sekä levittäytynyt laajemmin murtoon päälle sen etelä- ja kaakkoisreunaan asti. E on varsinaisen murtoon viimeisimpänä kerrostunut litofasies, ja suurimmaksi osaksi siitä koostuu murtoon kolmiomainen kärki. Tämän tutkimuksen murtoissa murtoille tyypillisinä kuvatut reunojen savikanavat (F) ovat heikosti kehittyneet varsinkin

muodostuman kaakkoisosassa. Savikanavia ei ole kuvattu 3D-mallissa, koska niille ei saatu riittävän kattavasti referenssipisteitä maastossa eivätkä niiden tutkaheijasteet olleet riittävän luotettavia oikeellisen mallin luomiseen. Savikanavat ovat kerrostuneet murtoon valmistumisen jälkeen kuitenkin ennen litofasiesta G eli murtoon manttelia (kuva 25).



Kuva 25. Murtoon varjostetun korkeusmallin, maatutkalinjojen ja tutkimuskaivantojen ohessa tulkinta tutkimusalueen savikanavaverkosta eli litofasieksista F. Postdepositionaalinen kanavan romahtaminen, kaakkoispuolen moreenikumpu tai Myllykosken murto kerrostuessaan on todennäköisesti tukkinut olemassa olleet kanavat ja potentiaaliset kanavan alut murtoon kaakkoisreunasta, sillä litofasista F ei näkynyt tutkimuskaivannon 2 eteläpäädyssä eikä maatutkakuvassa 4 (kuva 19).

3D-mallissa ei myöskään ole esitetty erikseen murtoon G-fasiesta, koska sen yläpinta vastaa nykyistä maanpintaa, jonka pistepilvi luotiin Riegl VZ-400 -laserkeilaimella. Pistepilvi käsiteltiin R-ohjelmointikielellä 10 cm resoluutioiseksi rasteriksi sekä mallinnettiin kolmiulotteiseksi Move Suite -ohjelmistolla, jossa rasterin rikkonainen pinta interpoloitiin ehjäksi kriging-interpolaatiolla (kuva 26).



Kuva 26. Murtoon kerrostumisen vaiheet. a) Murtoon alapuolinen biotiittiparagneissistä koostuva peruskallio viettää itään päin ja on korkeimmillaan luoteessa. b) Veikseljäätikön etenemisen (valkoiset nuolet) yhteydessä kasaantunut pohjamoreeni. c) Veikseljäätikön sulamisvaiheessa kerrostunut karkearakeisempi 2-osainen litofasies B, jonka ylempi osa (B2) on kerrostunut mataliin ja leveisiin kanaviin. d) Litofasies C on kerrostunut entisestään kasvaneen itään päin suuntautuneen sulamisveden virtauksen aikana. e) Litofasies D on kerrostunut kanavan tai painauman täytteeksi pohjoismurtoon vaikutuksesta. f) Litofasies E on kerrostunut myös pohjoismurtoon kerrostumisen yhteydessä ja kokonaisvaltaisemmin koko muodostuman yli muodostaen murtoon kärjen suurimman massan maanpinnan yläpuolella. g) Viimeisenä kerrostunut jäätikön lopullisen sulamisen pohjasulamismoreeni, joka muodostaa murtoon ja muiden alueen maaperämuodostumien pinnan.

6.6 Vertautuminen aiempiin sedimentologisiin tutkimuksiin

Murtoiden sisärakennetta ovat tähän saakka tutkineet tarkasti vain Peterson Becher ja Johnson (2021) sekä Mäkinen *et al.* (2023), joten tämän tutkimuksen sisärakenteesta tehtyjä havaintoja verrataan näihin kahteen tutkimukseen. Peterson Becherin ja Johnsonin (2021) tutkimuksissa Etelä-Ruotsissa kaivettujen murtoiden sedimentti

koostui suurilta osin heterogeenisestä hiekkaisesta diamiktonista ja lajittuneemmista hiekkaisista osueista. Tulos on yhteneväinen tämän tutkimuksen Myllykosken murtoon kanssa. Lisäksi Ruotsin murtoissa sedimentti oli tiiveydeltään löyhää samoin kuin tämän tutkimuksen murtoon litofasieksissa C1-G, joista murto suurimmaksi osaksi koostuu.

Sekä tässä että Peterson Becherin ja Johnsonin (2021) tutkimuksessa murtoon sedimentin alta paljastui vanhempi hienoainespitoinen moreeni, jonka arvioidaan kerrostuneen suoraan kallion päälle. Huomattava ero kuitenkin on siinä, että Etelä-Ruotsissa tutkittujen murtoiden tapauksessa oli yleistä, että lajittuneet osueet olivat yhtenäisempiä, laajempia ja sijaitsivat litostratigrafiassa diamiktonin alapuolella varsinkin Vägershultin 92 m pitkässä tutkimuskaivannossa, joka kaivettiin kahden murtoon läpi ja osin myös murtoiden pituusakselin suuntaisesti (Peterson Becher & Johnson 2021).

Peterson Becherin ja Johnsonin (2021) tutkimuksen Rottnenin LTM-murto kaivettiin auki Myllykosken murtoon tapaan muodostuman distaalikärjestä murtoon pituusakselin ja jäätikön virtauksen suuntaisesti. Kummassakin tapauksessa murtoon edustalla oli lohkarikko ja muodostuman pääsedimentti oli diamiktonia ja joukossa oli pienempiä lajittuneita osueita. Erona on se, että Myllykosken murtoossa myös aivan kolmion kärjen sisällä oli merkittävästi enemmän lohkarkeitä ja isoja kiviä, kuin Rottnenin murtoossa, jossa isoja klasteja oli runsaasti vain distaaliosan reunassa. Tässä sekä Peterson Becherin ja Johnsonin (2021) ja Mäkinen *et al.* (2023) tutkimuksissa murtoiden pinnalla sekä niiden distaalireunoilla esiintyi huomattavasti lohkarkeitä.

Peterson Becherin ja Johnsonin (2021) tutkimien murtoiden sisärakenteen välillä on suurta hajontaa, eikä sedimentin koostumusta lukuun ottamatta ole yhtä merkittävää rakenteellista kaavaa. Lähtökohdiltaan suurimpia eroja tämän tutkimuksen murtoolla ja Peterson Becherin ja Johnsonin (2021) tutkimuksen murtoilla on se, että Etelä-Ruotsin murtoot muodostuivat ennen Nuorempaa Dryasta Bølling-Allerød-interstadiaalin aikana, kun taas Myllykosken murto kerrostui Nuoremman Dryaksen jälkeen Holoseenin alussa. Tämän lisäksi Etelä-Ruotsissa tutkitut murtoot ovat topografialtaan lähempänä pyöreäkärkisiä LTM-murtoita, kun taas tässä tutkimuksessa tutkittiin hyvin teräväkärkisen kolmion muotoista TTM-murtoota. Voidaan olettaa, että erityyppisten murtoiden kerrostuessa vallitsee erilaiset olosuhteet ainakin sulamisvesikanavan halkaisijan suhteen.

Mäkinen *et al.* (2023) tutkimuksissa murtoiden materiaali oli pääosin matriksikannatteista massiivista diamiktonia, josta myös tämän tutkimuksen murto koostui. 8–64 mm Ø klastit olivat Mäkinen *et al.* (2023) murtoissa kulmikkaista puolipyörityneisiin, kun taas Myllykosken murtoossa vastaavan kokoluokan klastit olivat kulmikkaista puolikulmikkaisiin. Tässä tutkimuksessa puolipyörityneitä klasteja oli kymmenestä kokoomanäytteestä vain neljässä. Isojen kivien ja lohkarkeiden pyörityneisyydessä sen

sijaan oli Mäkinen *et al.* (2023) tuloksien kaltaista vaihtelevuutta kulmikkaista puolipyörityneisiin.

Mäkinen *et al.* (2023) tutkimista murtoista Kullaan ja Kynäsjärven murtoot olivat ytimiltään eli 1. pääyksiköiltään lajittuneimpia ja raekooltaan suurimpia. Tutkijoiden mukaan syynä kehittyneempään ytimeen voisi olla se, että kyseiset murtoot sijaitsevat tutkimuksen murtoista parhaiten kehittyneillä sulamisvesireiteillä. Tämän tutkimuksen murto sijaitsee myös hyvin kehittyneellä sulamisvesireitillä ja murtoon ydintä vastannee litofasies B1, joka oli myös raekooltaan suurta, jopa lohkarista ja verrattain lajittunutta.

Jäätikkökielekevirtausalueella ei näytä olevan merkitystä murtoon ytimen rakenteeseen, sillä Kullaan, Kynäsjärven, Kämmäkän ja Myllykosken murtoot sijaitsevat kaikki BSIL:n alueella, mutta Kämmäkän murtoon ydin on muista edellä mainituista poiketen koostumukseltaan hienorakeinen.

Murtoon pääyksikön 2 eli vartalon suurimman lohkarin halkaisija oli 1 m ja yksikön kokonaispaksuus 1,5 – 3,0 m (Mäkinen *et al.* 2023). Tässä tutkimuksessa litofasieksen E1 suurimmat lohkarit vastaavat kokoluokaltaan aikaisempien tutkimusten havaintoa. Myllykosken murtoon vartalon voidaan sanoa koostuvan litofasieksista C – E2, jolloin niiden yhteenlaskettu paksuus olisi n. 1,0–3,0 m, joka vastaa Mäkinen *et al.* (2023) tuloksia. Mäkinen *et al.* (2023) kuvasivat myös yksiköiden 2a ja 2b välisen hiekkaisen ja ohuemman kerroksen 2ab, mutta tällaista hiekkakerrosta ei havaittu tässä tutkimuksessa. Lähimpänä on litofasiesten C ja B välissä muun muassa profiilipisteessä 3 (kuva 9) havaittu hiekkakerros, mutta sen jatkuvuus on heikkoa ja Hovikoski *et al.* (2023) ovat tulkinneet sen kuuluvaksi proksimaaliosan laajaan litofasiekseen C1. On mahdollista, että osassa murtoita litofasieista C1 vastaava fasies jatkuu pidemmälle murtoon distaaliosaan muodostaen Mäkinen *et al.* (2023) kuvaaman yksikön 2ab.

Mäkinen *et al.* (2023) tutkimuksessa ensin kerrostunut 2a on hiekkaisempi kuin sen päälle kerrostunut 2b. Tämän tutkimuksen murtoossa jako ei ole yhtä yksiselitteinen, sillä yksikköön 2a ainakin osittain laskettava litofasies B2 ja distaaliosan E1 ovat aina karkearakeisempia kuin niiden yläpuoliset litofasieksit. Kuitenkin proksimaaliosan C1 on hienorakeisempi kuin sen yläpuolinen C2 (kuva 8) ja distaaliosassa C2 on hienorakeisempi kuin sen yläpuolinen D (kuva 12). Tämä tulos on yhteneväinen Mäkinen *et al.* (2023) tutkimuksiin, joissa on tutkittu nimenomaan murtoiden distaaliosaa eikä koko maaperämuodostumaa keski- ja proksimaaliosaa myöten. Paikoin eriävästä raekoon vertikaalista muuttumisesta huolimatta 2a (B2-C1, E1) on kerroksellinen sekä tässä että Mäkinen *et al.* (2023) tutkimuksessa.

Mäkinen *et al.* (2023) tutkimuksen Sievin murtoon yksikkö 2 poikkesi muista tutkimuksen viidestä murtoosta kaotisuudellaan ja diamiktonin heikolla lajittumisella. 2. yksikön monimutkaiseen rakenteeseen on saattanut olla syynä murtoon muodostuminen

juomumoreenimuodostumista (Mäkinen *et al.* 2023). Tässäkin tutkimuksessa juomumoreeni-murto-jatkumo on mahdollinen, sillä tutkittavan murtoon diamiktonin rakenteet olivat paikoin kaoottisia ja lähialueella esiintyy säilyneitä juomu- ja juomukumpumoreeneita Myllykosken murtoosta jäätikön ja sulamisvesikäytävän ylävirtaan mentäessä.

Mäkinen *et al.* (2023) kuvaama murtoon 3. pääyksikkö mantteli vastaa suurilta osin tämän tutkimuksen litofasiesta G. Yksiköt ovat toisiaan vastaavia löyhää hiekkaista rakennetta myöten, mutta Mäkinen *et al.* (2023) mukaan yksikön diamiktonissa on nähtävissä heikkoa kerroksellisuutta ja paikoin myös klastikerroksia, jotka esiintyvät joskus kourumaisesti. Tällaisia rakenteita ei ollut havaittavissa Myllykosken murtoolla, jonka ylin 50–100 cm on käytännössä kokonaan uudelleen muovautunut maannostumisen, bioturbaation ja rantaprosessien ansiosta. Mäkinen *et al.* (2023) tutkimuksissa murtoon vartalon ja manttelin rajapinnassa oli havaittavissa paikoin lajittunut pääosin hiekasta koostuva kerros. Tällainen kerros oli osittain havaittavissa myös Myllykosken murtoolla litofasiuksen G alareunassa (kuvat 8 ja 14; liitteet 11 ja 12).

7. Johtopäätökset

Myllykosken murto on topografialtaan tyypillinen TTM-murto, jonka distaaliosan reunat ovat muodostuman keski- ja proksimaaliosaa korkeammalla. Litofasies B1 eli suurin osa tämän tutkimuksen murtoon ytimestä (yksikkö 1) on kerrostunut voimakkaan ja pitkäkestoisen klastien kulmia pyöristäneen sulamisvesivirtauksen seurauksena. B1:n kerrostumista on seurannut hetkellinen kylmempi vaihe eli talvi, jonka aikana jäätikkö on edennyt ja sen pohja on ottanut kiinni alapuoliseen sedimenttiin hioen litofasiuksen päällimmäisiä lohkaraita yläpinnaltaan sileäksi. Litofasies B1 muuttuu asteittain B2:ksi, joka voidaan katsoa osittain kuuluvaksi murtoon ytimeen. Sorainen B2 on poikkileikkauksissa ja tutkakuissa havaitun kumpuilevan rakenteensa perusteella kerrostunut jakautuneeseen sulamisvesikanavaverkostoon. Kerrostuessaan B2 on ottanut alemmasta B1:stä mukaansa isoja kiviä ja lohkaraita. Litofasiuksen suurimmat lohkaraitat olivat halkaisijaltaan 60 cm, joka on ollut samalla myös sulamisvesikanavan suurin korkeus kerrostumisen aikana. Litofasiesta B2 voidaan pitää niin sanottuna vaihettumisvyöhykkeenä murtoon ytimen ja vartalon sedimentaation välillä. Varsinaisen murtoon muodostava yksikkö 2 eli murtoon vartalo koostuu litofasiuksista C – E2, jotka ovat kerrostuneet yhden sulamiskauden aikana litofasiuksen B2 päälle. B2 on sulamiskauden alun nopean lämpenemisen aikaista kerrostumaa, jonka päälle on kerrostunut virtauksen rauhoittuessa hiekkaisempi litofasies C, josta murto pääosin koostuu. Proksimaaliosassa ja muodostuman keskellä esiintyvä C1 vaihettuu distaaliosaan tultaessa hieman karkeampirakeiseen litofasiekseen C2. C:n kerrostuessa sulamisvesikanavan korkeus on ollut suurimpien lohkaraitojen perusteella 35 cm. Murtoon

distaaliosassa muodostuman korkeimmassa kohdassa ja kärjessä sulamisvesivirtaus on ollut jälleen erittäin voimakasta. Litofasies C2:n suurenevan raekoon perusteella se on sekoittunut alapuoliseen B2:een ja yläpuoliseen D:hen tai mahdollisesti E:hen. Sedimentin sekoittuminen on voinut johtua turbulentista virtauksesta tai siitä, että C2 on erodoitunut luoteesta ja päältä kerrostuneiden litofasiesten D ja E ansiosta tai molempien näiden prosessien yhteisvaikutuksesta.

Limittäin kerrostuneet murtoot kerrostuvat todennäköisesti hyvin samanaikaisesti, mistä kertoo litofasieksen C deformatiivinen struktuuri tutkimuksen murtoon pohjoispuoliskossa. Murtoiden rinnakkaisesta kerrostumisesta kertovat myös litofasieksiset D ja E, jotka ovat kerrostuneet pääosin luoteesta kohti murtoon kärkeä. Virtaus on ollut jaksottaista kuljettaen välillä karkeampaa ja välillä hienompaa sedimenttiä. Äärimmäisen tehokasta virtaus on ollut lohkaraisen litofasieksen E1 kerrostuessa. Kerrostuminen on ollut lohkaraisen ja kivien kulmikkouden perusteella hyvin lyhytkestoinen prosessi, joka on päättynyt siihen, että nykyisen murtoon kärjessä ollut sulamisvesikanava on tukkeutunut liian suuren ja yhtäkkisen lohkaraisen sedimenttimassavirtauksen vuoksi. E1:n kerrostanut sedimentillä kyllästetty vesimassa on todennäköisesti aiheuttanut samalla kolmiomaisen kärjen muodostumisen ja siirtänyt osan lohkaraisista kärjen edustalla olevaan lohkarikkoon. Virtauksen heikkenemisen vuoksi E1:n lohkaraisen väliä ovat täyttyneet hiekalla kyllästetyllä vedellä ja lopuksi viimeiset murtoon muodostaneet virtaukset ovat kerrostaneet hiekkaisen litofasieksen E2. Sedimentillä kyllästetyn vesimassan hienoainespitoiset rippeet ovat virranneet murtoon reunoille muodostuneita kanavia pitkin ulos järjestelmästä ja muodostaneet savisen litofasieksen F.

Murtoon mantteli eli litofasies G on kerrostunut varsinaisen murtoon päälle deglasiaation edetessä siihen vaiheeseen, jossa englasiaalinen ja supraglasiaalinen sedimentti on sulanut ja irronnut jäätiköstä murtoon päälle. Suurin osa pintalohkaraisista on myös todennäköisesti irronnut jäätikön pohjasta, sisältä ja päältä nopeasti edenneen sulamisen aikana litofasieksen G tavoin, minkä vuoksi pintalohkaraiset voidaan laskea samaan litofasiekseseen.

Merkittävimpana erona aiempiin tutkimuksiin voidaan pitää maaperämuodostumatyypille ominaisen kolmion kärjen sisäistä struktuuria ja sieltä kuvattua klastikannatteista ja hiekkamatriksista litofasieksista E1, joka on aiempiin murtootutkimuksiin verrattuna poikkeuksellinen havainto. E1:n lohkaraisen koko ja niiden kaotinen sijoittuminen vahvistavat teoriaa erittäin voimakkaasta sedimenttimassalla kyllästetystä sulamisvesivirtauksesta, jonka aikana suurin osa kivistä ja lohkaraisista ei ole ehtinyt suuntautua virtauksen suuntaisesti, toisin kuin murtoon keskiosissa litofasieksissa B ja C.

Murtoiden sisärakenne vaihtelee suuresti yksittäisten muodostumien välillä varsinkin murtoon vartalon eli yksikön 2 sisällä. Murtoon sisärakenteeseen vaikuttanee merkittävästi murtoon sijoittuminen subglasiaalisella sulamisvesireitillä sekä murtookentässä esiintyvien muiden murtoiden ja maaperämuodostumien sijoittuminen tutkittavaan murtooseen nähden. Vahvistamatta on vielä teoria, jonka mukaan eri murtootyyppeiden (LTM-TTM-CTM) välillä olisi geneettistä kerrostumisjatkumoa ja olisiko jatkumo LTM-murtoosta CTM-murtooseen vai toisin päin. Tämän vuoksi tarvitaan lisätutkimuksia erityyppisistä murtoista eri puolilta murtooreittejä sekä vierekkäisistä ja limittäisistä murtoista, jotta voidaan selvittää myös toisiinsa kiinni kerrostuneiden murtoiden vaikutus viereisten murtoiden koostumukseen ja sisärakenteeseen. Tämänhetkisen tiedon perusteella vaikuttaa siltä, että murtoille ominainen topografia ja sijoittuminen jäätiköiden sulamisvesijärjestelmässä ovat seurausta jäätikön pohjan muodoista ja vapaista sulamisvesikanavista sekä erosionaalisista, lyhytkestoisista ja voimakkaista sulamisvesivirtauksista, jotka ovat kuluttaneet osan murtoon distaaliosan reunoille kerrostuneista lohkeista ja isoista kivistä murtoon edustalle. Tämän tutkimuksen tulokset päivittävät murto-maaperämuodostumien sedimentologista tuntemusta ja näitä tuloksia voidaan käyttää tulevien tutkimusten yhteydessä päivittämään yhdenmukaisempaa mallia ja teoriaa murtoiden kerrostumisesta.

Kiitokset

Tämä pro gradu -tutkielma oli osa Suomen Akatemian rahoittamaa RewarD-projektia (päättönumerot: 322252 ja 322243). Kiitän MUST-konsortiota ja erityisesti tämän pro gradu -työn ohjaajaa professori Antti Ojalaa siitä, että sain suorittaa opintoihin kuuluvan työharjoittelun mielenkiintoisine kenttäosuuksineen RewarD-projektissa. Kiitän Antti Ojalaa ja dosentti Joni Mäkistä murtoisiin perehdyttämisestä sekä opinnäytetyötä parantaneista kehitysideoista ja kommenteista. Kiitokset Joni Mäkiselle myös maatutkakuvien tulkitsemisohjeista ja FT Jussi Hovikoskelle litofasiesten stratigrafiaa selventäneistä profiilipiirroksista. Kiitän myös FT Tapio Suomista Trimble RTK-GNSS-laitteiston, Micromeritics-sedigrafia ja Riegl-skannerin käyttöopastuksesta sekä skannerilla tuotetun pistepilven käsittelemisestä työstettävään rasterimuotoon.

Lähdeluettelo

- Ahokangas, E., Ojala, A. E. K., Tuunainen, A., Valkama, M., Palmu, J-P., Kajuutti, K. ja Mäkinen, J. 2021: The distribution of glacial meltwater routes and associated murtoo fields in Finland. *Geomorphology* 389 (2021): artikkeli 107854.
- Bartholomew, I. D., Nienow, P., Sole, A., Mair, D., Cowton, T., King, M. A. ja Palmer, S. 2011: Seasonal variations in Greenland Ice Sheet motion: Inland extent and behaviour at higher elevations. *Earth and Planetary Science Letters* 307 (3–4): 271–278.
- Benn, D. I. ja Evans, D. J. A. 1998: *Glaciers & glaciation*. Lontoo: Arnold. 734 s.
- Björck, S., Rundgren, M., Ingolfsson O. ja Funder, S. 1997: The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: Terrestrial and lacustrine responses. *Journal of Quaternary Science* 12 (6): 455–465.
- Chandler, D. M., Wadham, J. L., Lis, G. P., Cowton, T., Sole, A., Bartholomew, I. D., Telling, J., Nienow, P., Bagshaw, E. B., Mair, D., Vinen, S. ja Hubbard, A. et al. 2013: Evolution of the subglacial drainage system beneath the Greenland Ice Sheet revealed by tracers. *Nature Geoscience*. 6 (3): 195–198.
- Evans, D. J. A., Phillips, E. R., Hiemstra, J. F. ja Auton C. A. 2006: Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews* 78 (1–2): 115–176.
- Evans, D. J. A. ja Benn, D. I. 2004: *Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. Taylor & Francis Group. Lontoo: Routledge. 280 s.
- Greenwood, S. L., Clason, C. C., Nyberg, J., Jakobsson, M. ja Holmlund, P. 2017: The Bothnian Sea ice stream: early Holocene retreat dynamics of the south-central Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas* 46 (2): 346–362.
- Hättestrand, C. 1997: Ribbed moraines in Sweden - Distribution pattern and palaeoglaciological implications. *Sedimentary Geology* 111 (1–4): 41–56.
- Hättestrand, C. ja Kleman, J. 1999: Ribbed moraine formation. *Quaternary Science Reviews* 18 (1): 43–61.
- Hirvas, H. ja Nenonen, K. 1987: The till stratigraphy of Finland. INQUA till symposium, Finland 1985. *Geologian tutkimuskeskus, erikoisjulkaisu* 3: 49–63.
- Hooke, R. L. 2020: *Principles of Glacier Mechanics*. New York: Cambridge University Press. 513 s.
- Hovikoski, J., Mäkinen, J., Winsemann, J., Soini, S., Kajuutti, K., Hepburn, A. ja Ojala A. E. K. 2023: Upper-flow regime bedforms in a subglacial triangular-shaped landform (murtoo), Late Pleistocene, SWFinland: Implications for flow dynamics and sediment transport in (semi-) distributed subglacial meltwater drainage systems. *Sedimentary Geology* 454 (2023): artikkeli 106448.
- Johansson, P. ja Kujansuu, R. 2005: Moreenimuodostumat. Teoksessa: Johansson, P. ja Kujansuu, R., (toim.): *Pohjois-Suomen Maaperä*. Geologian tutkimuskeskus. Espoo (2005): 34-50
- Johnson, M. D., Fredin, O., Ojala, A. E. K. ja Peterson, G. 2015: Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *GFF* 137 (4): 245–251.
- Karpin, V., Heinsalu, A., Ojala, A. E. K. ja Virtasalo, J. J. 2023: Offshore murtoos indicate warm-based Fennoscandian ice-sheet conditions during the Bølling warming in the northern Gulf of Riga , Baltic Sea. *Geomorphology* 430 (2023). artikkeli 108655.

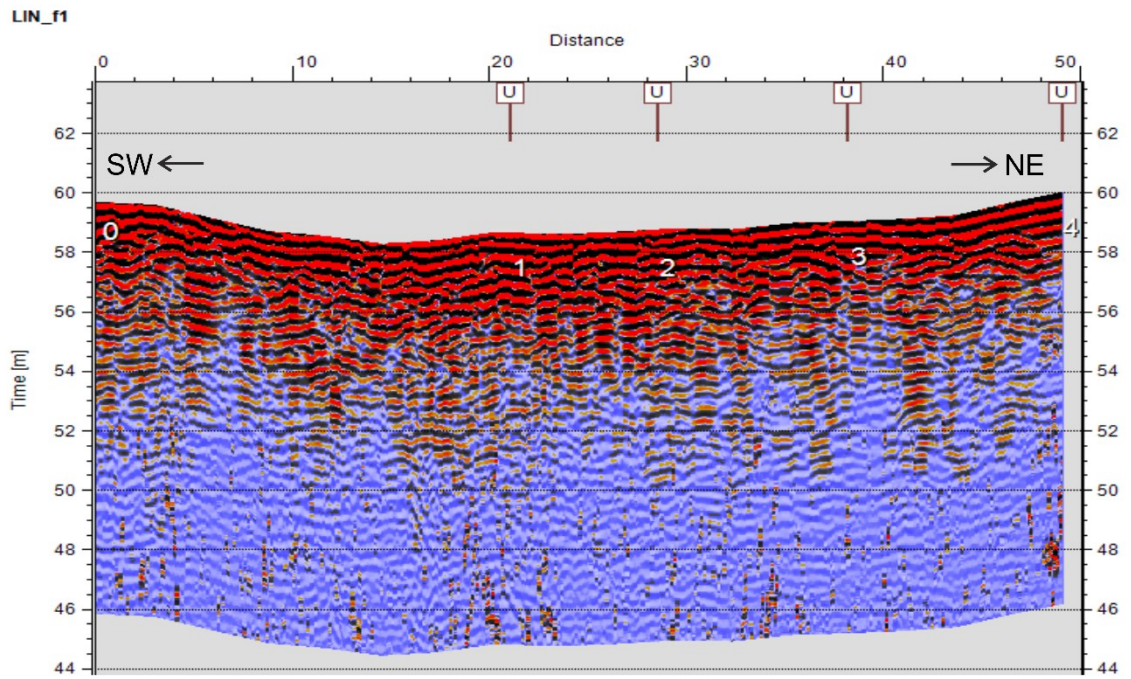
- Lejzerowicz, A., Wysocka, A. ja Kowalczyk, S. 2018: Application of ground penetrating radar method combined with sedimentological analyses in studies of glaciogenic sediments in central Poland. *Studia Quaternaria*, 35 (2): 103–119.
- Mäkinen, J., Kajuutti, K., Palmu, J-P., Ojala, A. E. K. ja Ahokangas, E. 2017: Triangular-shaped landforms reveal subglacial drainage routes in SW Finland. *Quaternary Science Reviews* 2017 (164): 37–53.
- Mäkinen, J., Kajuutti, K., Ojala, A. E. K., Ahokangas, E., Tuunainen, A., Valkama, M. ja Palmu, J-P. 2023: Genesis of subglacial triangular-shaped landforms (murtoos) formed by the Fennoscandian Ice Sheet. *Earth Surface Processes and Landforms* 2023 (48): 2171-2196.
- Lunkka, J-P. 2007: Euraasian mannerjäätiköiden historia Veiksel-vaiheen aikana. Teoksessa: Ojala, A. E. K. (toim.): Jääkausiajan muuttuva ilmasto ja ympäristö. Geologian tutkimuskeskus. Opas 52. 2007. Espoo: 13-17.
- Ojala, A. E. K., Palmu, J-P., Åberg, A., Åberg, S. ja Virkki, H. 2013: Development of an ancient shoreline database to reconstruct the Litorina Sea maximum extension and the highest shoreline of the Baltic Sea basin in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 2013 (85): 127–144.
- Ojala, A. E. K., Mäkinen, J., Hovikoski, J., Palmu, J-P., Ahokangas, E., Kajuutti, K., Soini, S., Kautto, J., Kuukka, A., Porkka, J., Johnson, M., Peterson Becher, G., Öhrling, C., Hepburn, A. ja Dow, C. 2022: Murtoot – mitä ne ovat? *Geologi* 74 (2022): 204–218.
- Ojala, A. E. K., Mäkinen, J., Kajuutti, K., Ahokangas, E. ja Palmu, J-P. 2022: Subglacial evolution from distributed to channelized drainage: Evidence from the Lake Murtoo area in SW Finland. *Earth Surface Processes and Landforms* 47(12) 2877–2896.
- Palmu, J. P., Ojala, A. E. K., Virtasalo, J., Putkinen, N., Kohonen, J. ja Sarala, P. 2021: Glacial dynamic (GD) provinces and regions (map units) in Finland: definition, identification, characterization and description. Teoksessa: Kohonen J. ja Tarvainen T. (toim.): Developments in map data management and geological unit nomenclature in Finland. GTK Bulletin 412. Classification system of Superficial (Quaternary) Geological Units in Finland. Geologian tutkimuskeskus. Espoo: 145-151.
- Peterson Becher, G. 2021: Sedimentology and Geomorphology of Glacial Landforms in Southern Sweden: Studying the Landscape of a Melting Ice Sheet. Department of Earth Sciences. University of Gothenburg. 92 s.
- Peterson, G. ja Johnson, M. D. 2017: Hummock corridors in the south-central sector of the Fennoscandian ice sheet, morphometry and pattern. *Earth Surface Processes and Landforms*. 43 (4): 919–929.
- Peterson Becher, G. ja Johnson, M. D. 2021: Sedimentology and internal structure of murtoos - V-shaped landforms indicative of a dynamic subglacial hydrological system *Geomorphology* 380 (2021): artikkeli 107644.
- Powers, M. C. 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 23 (2): 117–119.
- Rainio, H. ja Lahermo, P. 1976: Observations on dark grey basal till in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 48 (1–2): 137–152.
- Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W. Z., Lowe, J. J., Pedro, J. B., Popp, T., Seierstad, I. K., Steffensen, J. P., Svensson, A. M., Vallelonga, P., Vinther, B. M., Walker, M. J. C., Wheatley, J. J. ja Winstrup, M. 2014: A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106 (2014): 14–28.

- Smith, D. G. ja Jol, H. M. 1993: Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. *Journal of Applied Geophysics* 33 (1995): 93–100.
- Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow, B. W., Harbor, J. M., Jansen, J. D., Olsen, L., Caffee, M. W., Fink, D., Lundqvist, J., Rosqvist, G. C., Strömberg, B. ja Jansson, K. N. 2016: Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews* 147 (2016): 91–121.
- Vérité, J., Ravier, E., Bourgeois, O., Bessin, P., Livingstone, S. J., Clark, C. D., Pochat, S. ja Mourgues, R. 2022: Formation of murtoos by repeated flooding of ribbed bedforms along subglacial meltwater corridors. *Geomorphology* 408 (2022): artikkeli 108248.
- Vérité, J., Livingstone, S. J., Ravier, E., McMartin, I., Campbell, J., Lewington, E. L. M., Dewald, N., Clark, C. D., Sole, A. ja Storrar, R. D. 2023: Conceptual model for the formation of bedforms along subglacial meltwater corridors (SMCs) by variable ice-water-bed interactions. *Earth Surface Processes and Landforms* (2023): 1–27.
- Watts, H., Booth, A. D., Reinardy, B. T. I., Killingbeck, S. F., Jansson, P., Clark, R. A., Chandler, B. M. P. ja Nesje, A. 2022: An Assessment of Geophysical Survey Techniques for Characterising the Subsurface Around Glacier Margins, and Recommendations for Future Applications. *Frontiers in Earth Science* 10 (2022): artikkeli 734682.

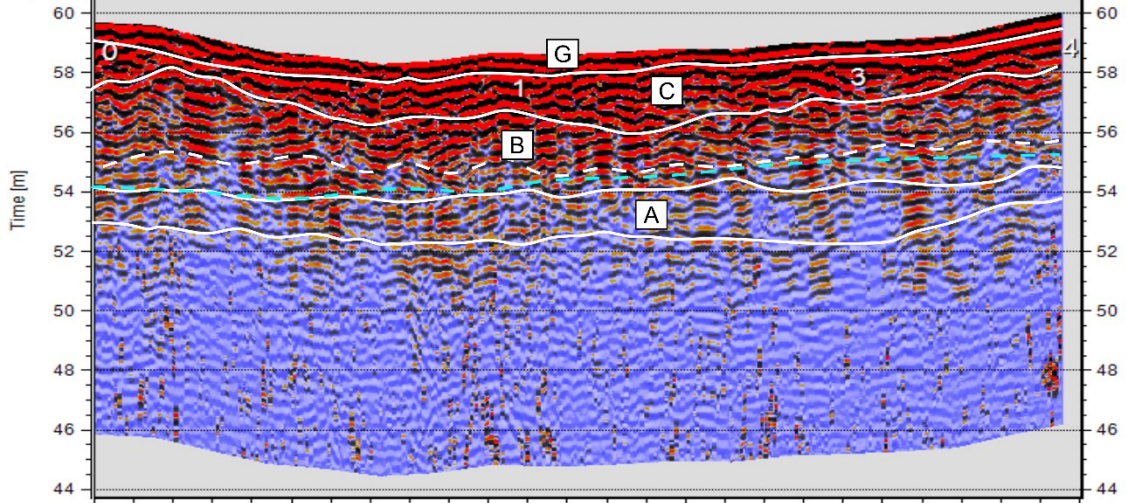
Liitteet

Liite 1. a) Tutkalinja 1 ja b) siitä tehty tutkafasiestulkinta.

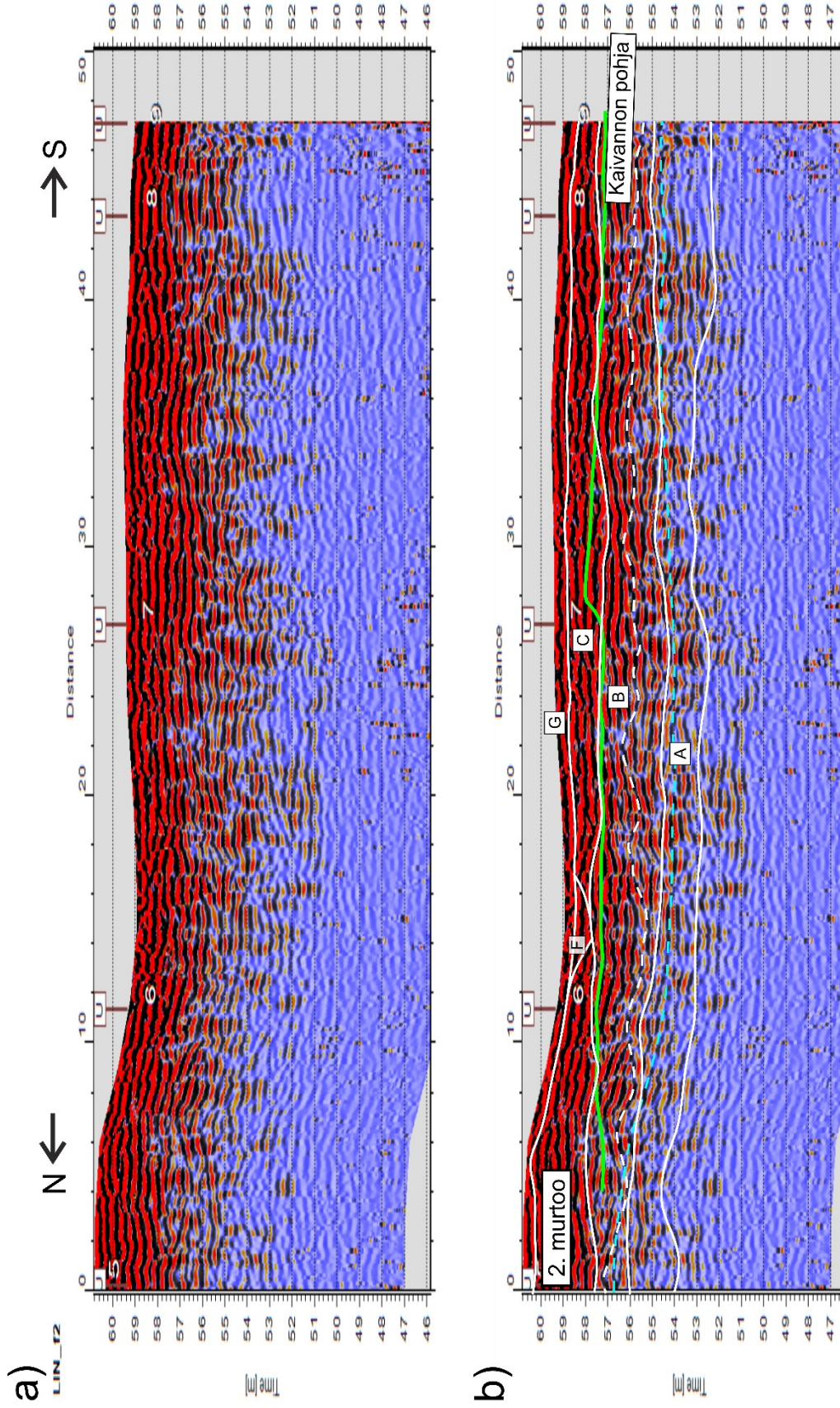
a)



b)

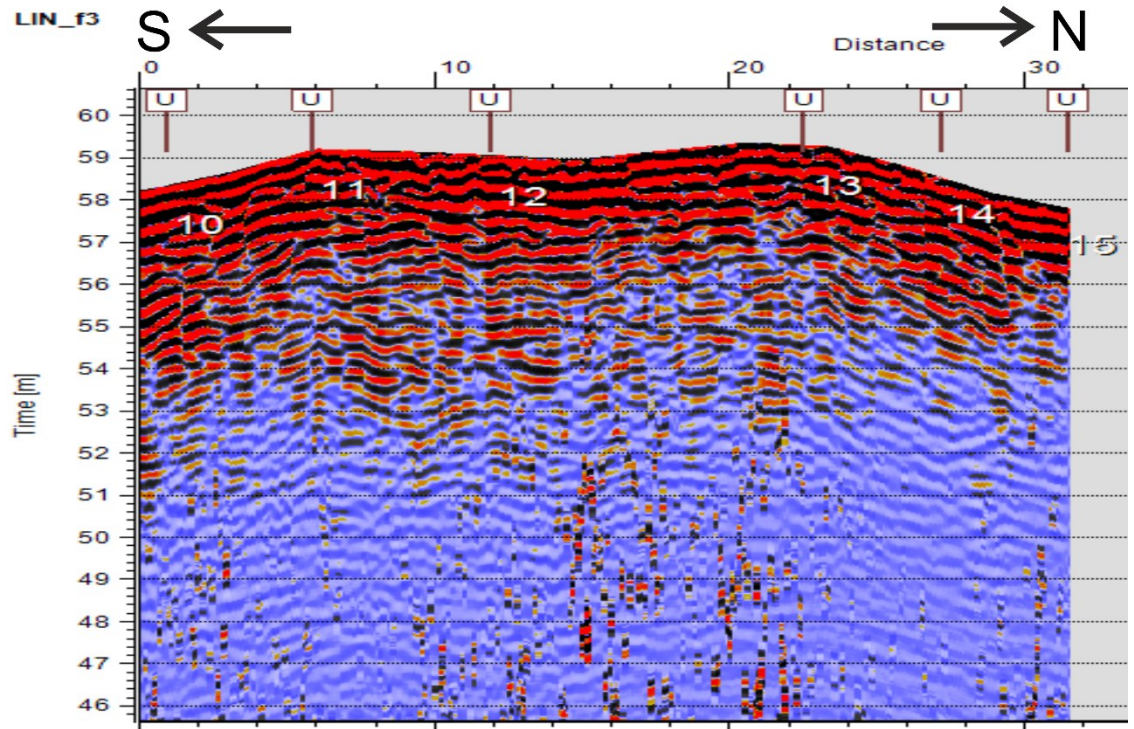


Liite 2. a) Tutkimuskaivantoa 3 myötäilevä tutkalinja 2 ja b) siitä tehty tutkafasiesitelmä.

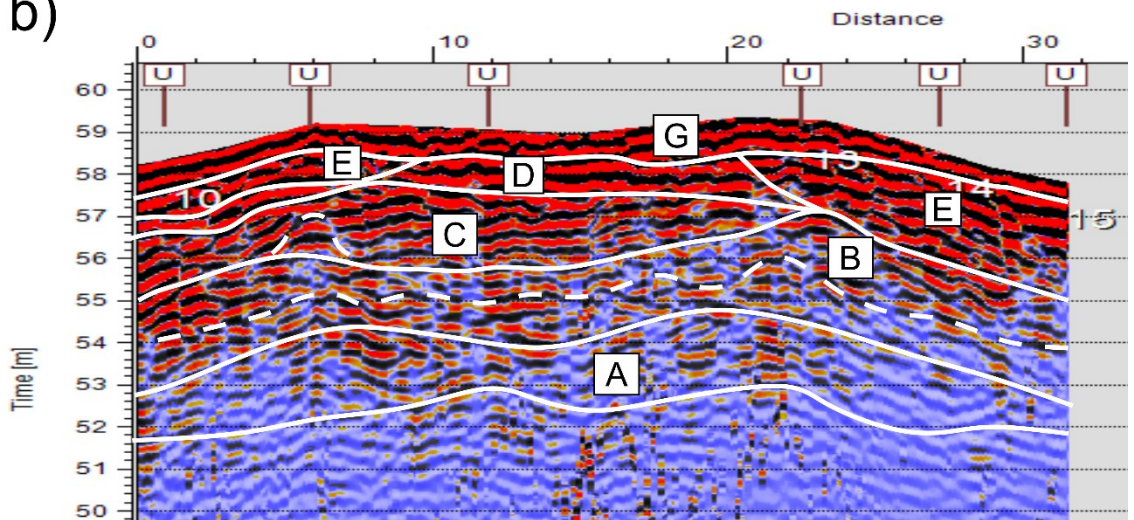


Liite 3. a) Tutkalinja 3 ja b) siitä tehty tutkafasiestulkinta.

a)

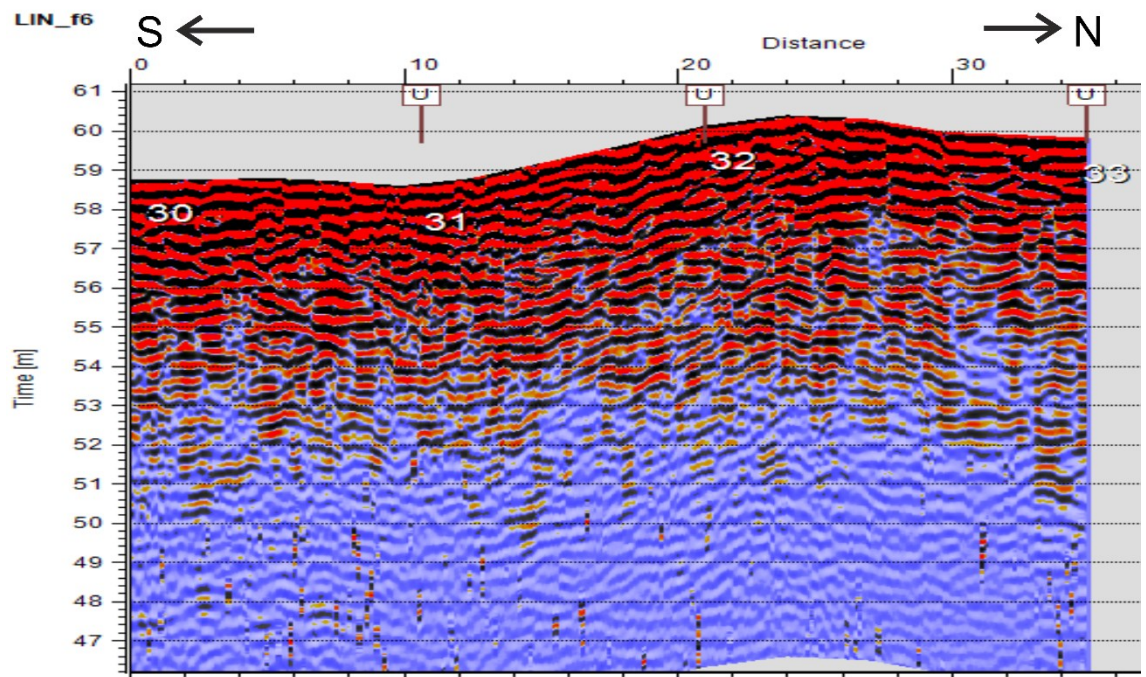


b)

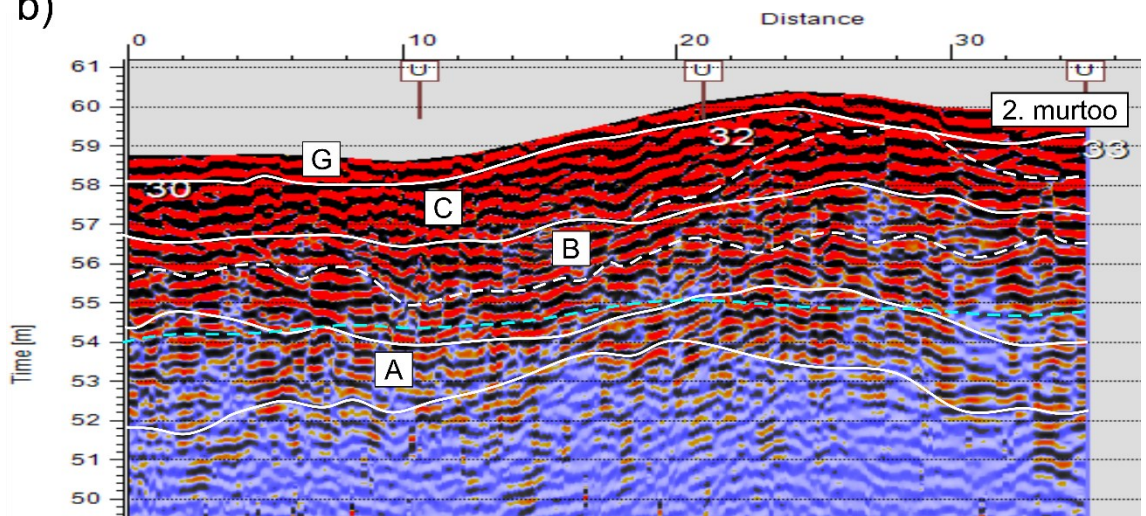


Liite 4. a) Tutkalinja 6 ja b) siitä tehty tutkafasiesulkinta.

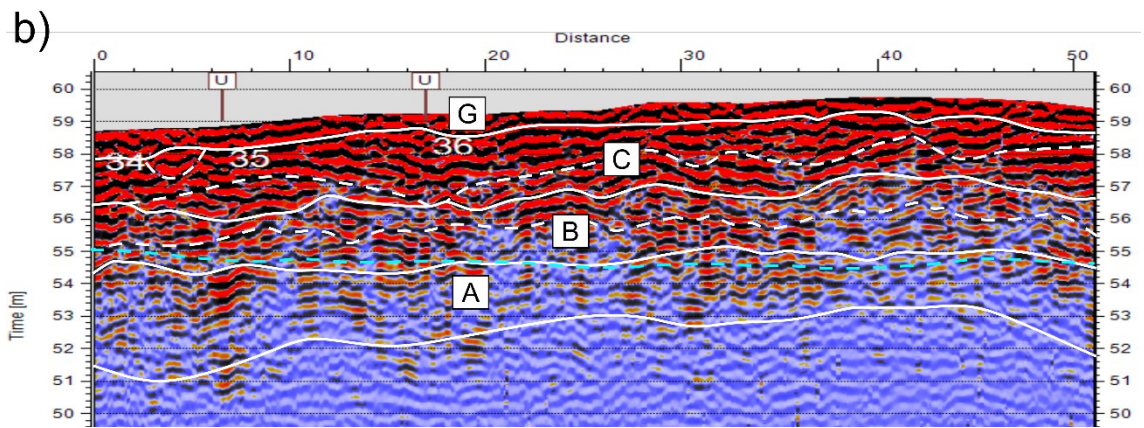
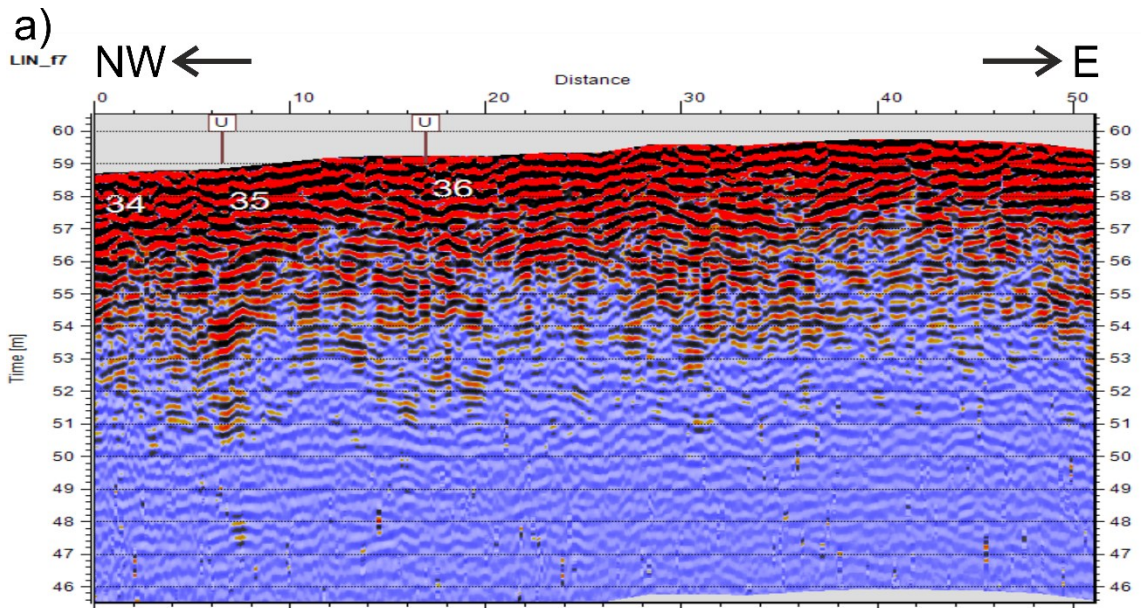
a)



b)

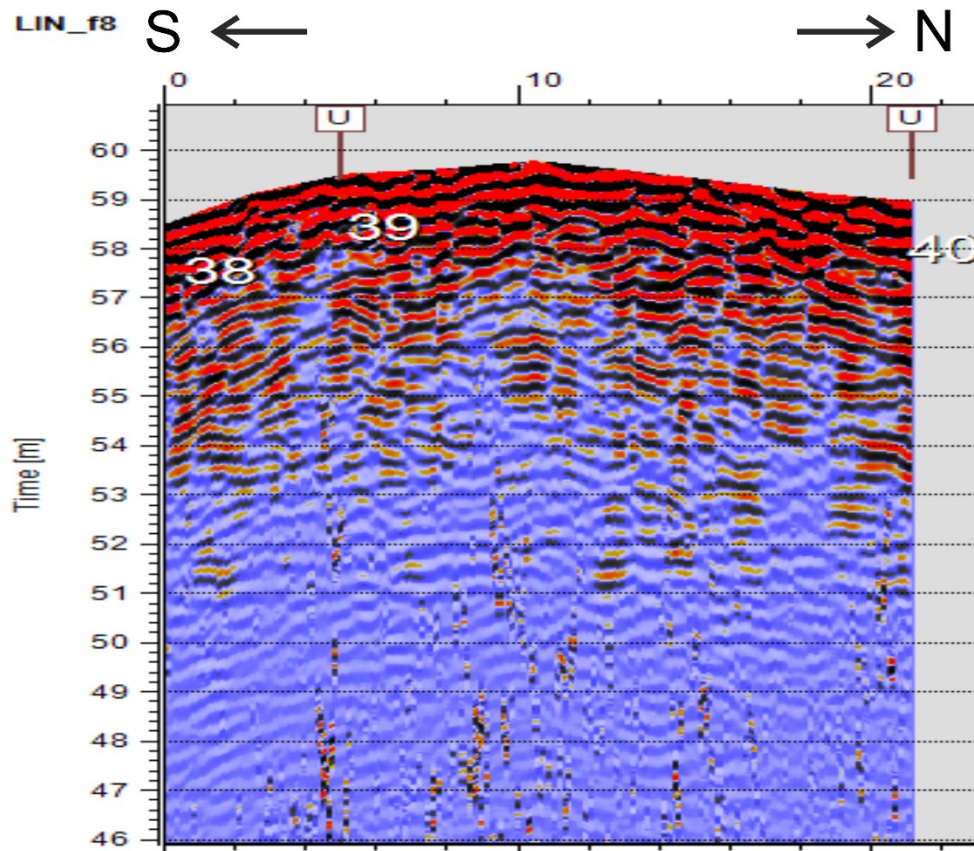


Liite 5. a) Tutkalinja 7 ja b) siitä tehty tutkafasiesulkinta.

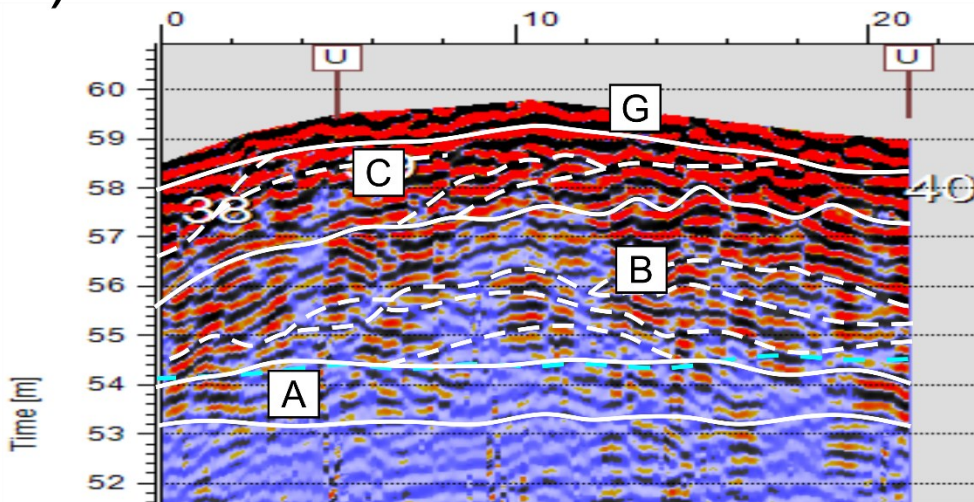


Liite 6. a) Tutkalinja 8 ja b) siitä tehty tutkafasiesiastulkinta.

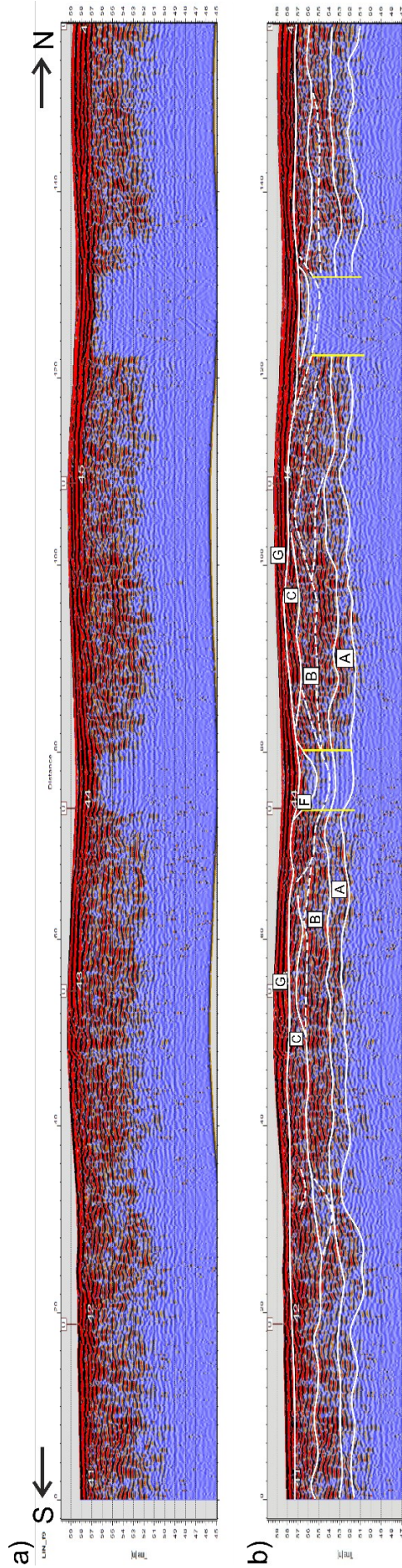
a)



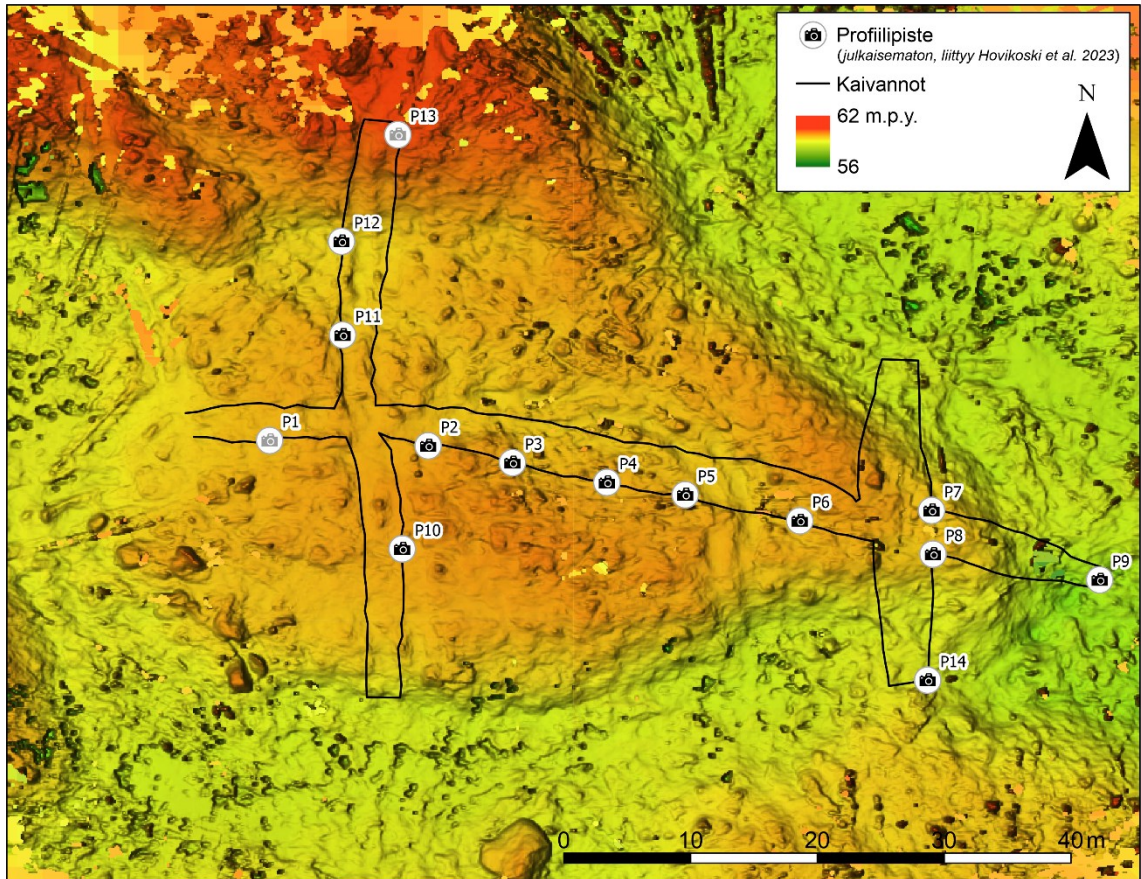
b)



Liite 7. a) Murtoon takana sijainneelta Mäkeläntieltä luodattu tutkalinja 9 ja b) siitä tehty tutkafasiesulkinta. Tutkakuvassa erottuvat selvästi Myllykosken ja viereisen murtoon viuhka-arpin johtavat savitäytteiset kanavat, jotka muodostavat litofasieksen F.

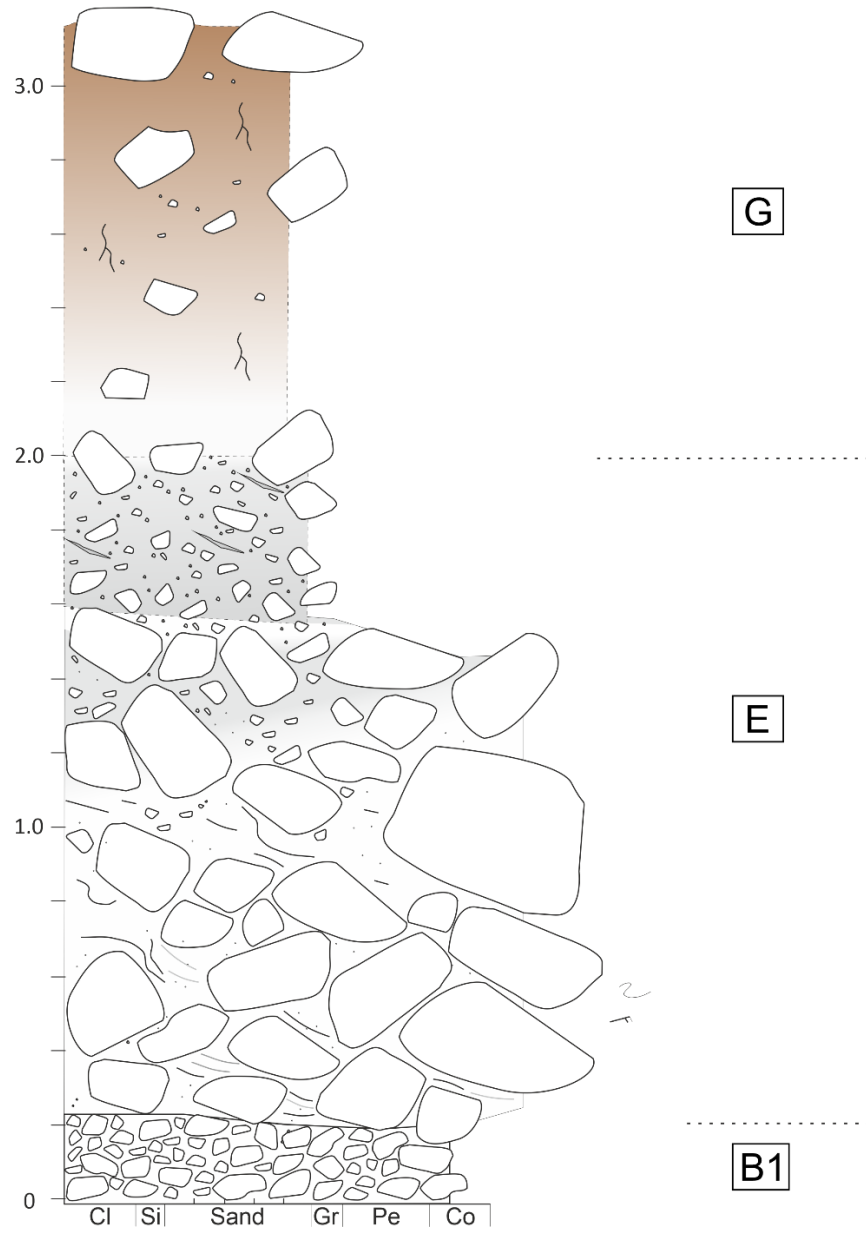


Liite 8. Hovikoski et al. 2023 tutkimukseen liittyvät sedimentologiset profiilipisteet. Tässä tutkimuksessa pisteitä P2-P12 ja P14 käytettiin 3D-mallinnuksen ja maatuotokuvien tulkinnan apuna.



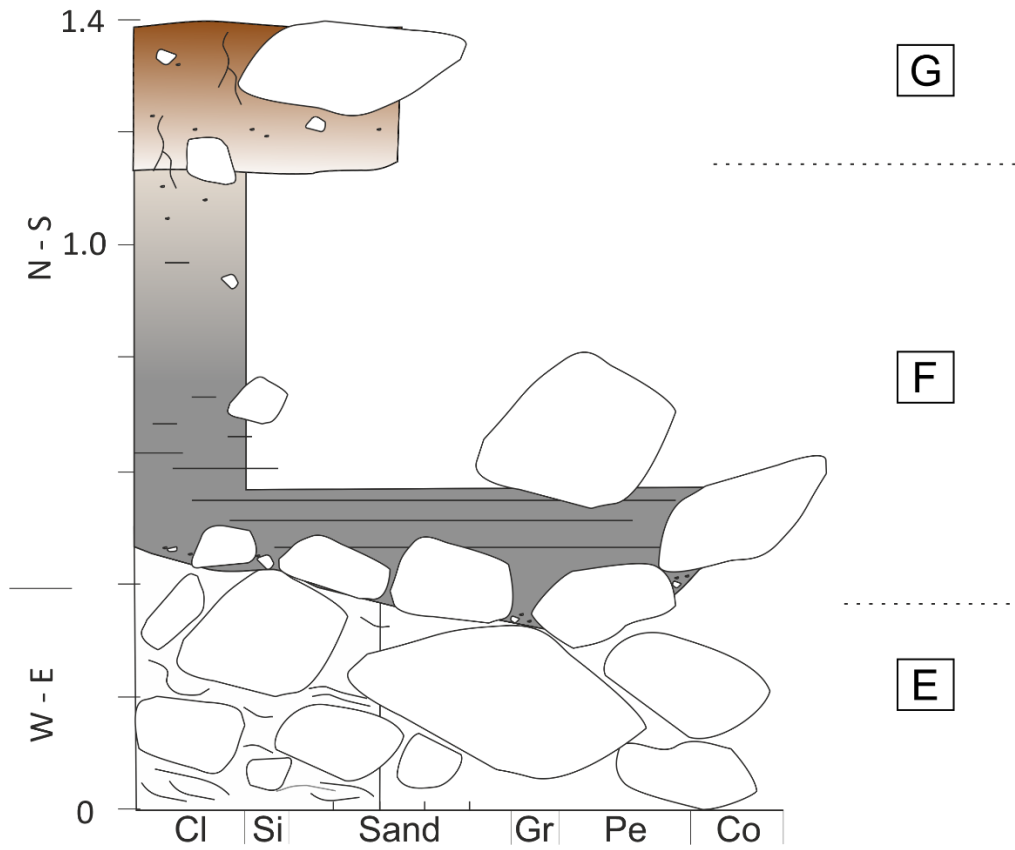
Liite 9. Myllykoski murto sedimentologinen profiilipiirros P7. (Hovikoski 2023)

Hovikoski 2023 (julkaisematon; liittyy Hovikoski et al. 2023)



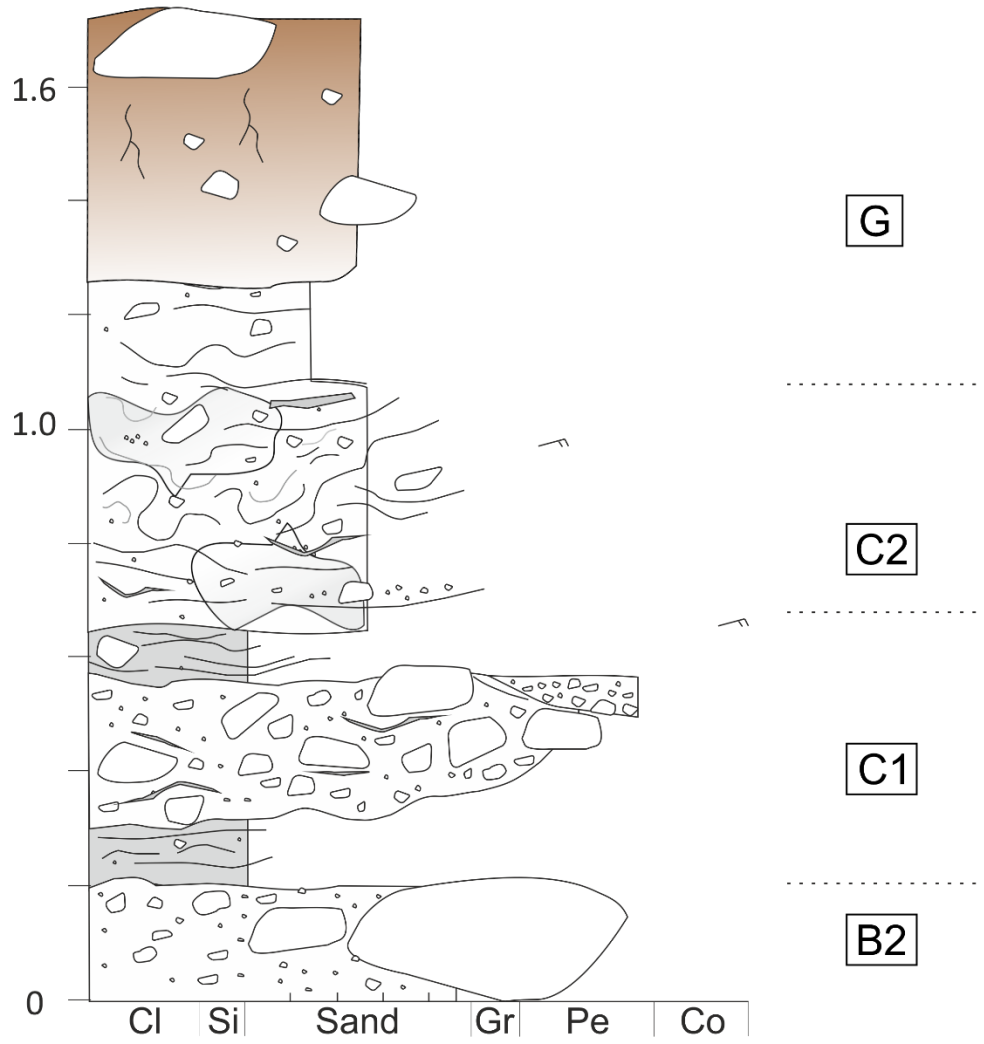
Liite 10. Myllykoski murto sedimentologinen profiilipiirros P9. (Hovikoski 2023)

Hovikoski 2023 (julkaisematon; liittyy Hovikoski *et al.* 2023)



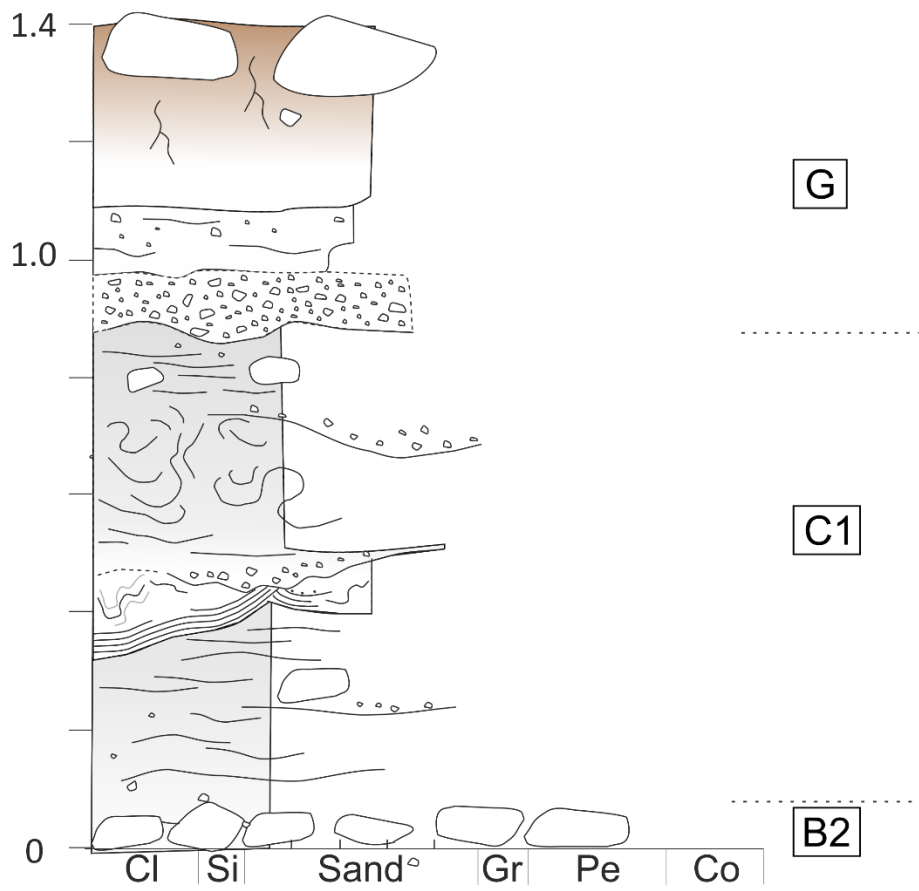
Liite 11. Myllykoski murtoo sedimentologinen profiilipiirros P10. (Hovikoski 2023)

Hovikoski 2023 (julkaisematon; liittyy Hovikoski *et al.* 2023)



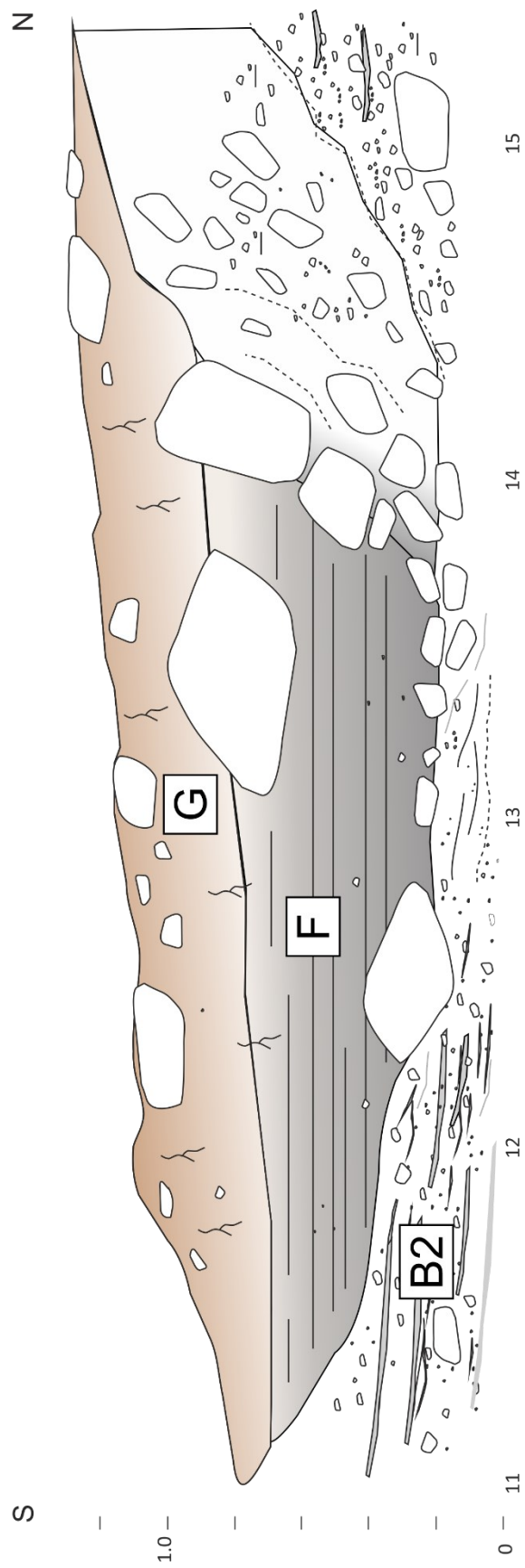
Liite 12. Myllykoski murtoo sedimentologinen profiilipiirros P11. (Hovikoski 2023)

Hovikoski 2023 (julkaisematon; liittyy Hovikoski *et al.* 2023)



Liite 13. Myllykoski murto sedimentologinen profiilipiirros P12. (Hovikoski 2023)

Hovikoski 2023 (julkaisematon; liittyy Hovikoski et al. 2023)



Liite 14. Myllykoski murto sedimentologinen profiilipiirros P14. (Hovikoski 2023)

Hovikoski 2023 (julkaisematon; liittyy Hovikoski *et al.* 2023)

