



TEKNILLINEN TIEDEKUNTA

JÄÄTIKÖITYMISVAIHEIDEN KESTO JA LAAJUUS SUOMESSA OSL-AJOITUSTEN PERUSTEELLA

Vesa Sarajärvi

Kaivannaisalan yksikkö
Geotieteiden koulutusohjelma
Pro Gradu-tutkielma
Syyskuu 2020

TIIVISTELMÄ

JÄÄTIKÖITYMISVAIHEIDEN KESTO JA LAAJUUS SUOMESSA OSL-AJOITUSTEN PERUSTEELLA

Vesa Sarajärvi

Oulun yliopisto, Geotieteiden tutkinto-ohjelma

Pro Gradu-tutkielma 2020, 72 s. + 1 liite.

Työn ohjaaja yliopistolla: Pertti Sarala

Tämä tutkimus käsittelee jäätiköitymisvaiheiden kestoa ja laajuutta Suomessa optisesti stimuloitulla luminesenssimenetelmällä (OSL) määritettyjen ikien perusteella. OSL-ajoitustulokset on kerätty alan kirjallisuudesta ja/tai julkaistuista tutkimuksista. Työssä käsitellään lyhyesti ajoitusmääritysten historiaa ja teoriaa keskittyen luminesenssiajoitusmenetelmään. Jäätiköiden kestoa ja laajuutta tutkittaessa huomio on keskittynyt kvartaarikauteen, tarkemmin määriteltynä pleistoseeni- ja holoseeniepookkeihin, joista etenkin pleistoseeniepookin ajat ovat alan kirjallisuudessa keskeisessä asemassa käsiteltäessä jäätiköiden laajuutta ja kestoa maantieteellisesti niin nykyisen Suomen valtion kuin naapurimaidenkin alueella. Tavoitteena on ajoitus- ja sijaintitietojen muodostaman aineiston perusteella selvittää jäätiköiden levinneisyyttä, laajuutta ja sijaintia käyttäen ns. käänteistä menetelmää, jossa jäätiköiden laajuutta arvioidaan jäättömien välivaiheiden kautta. Lisäksi uutena metodina työssä on tarkoituksena soveltaa monilla tieteenaloilla käytettyä ns. klusterianalyysiä. Klusterianalyysillä pyritään määrittelemään ominaisuuksien välisiä riippuvaisuuksia (yhdistäviä/erottavia tekijöitä) ja tekemään niistä havaintoja osana tutkimusaineistoa. Klusterianalyysi osoitti, että jotkut, kuten erityisesti Varhais-Veiksel-vaiheen ikätulokset sisälsivät suurta hajontaa tunnetuista ja osittain tuntemattomista syistä.

Tässä tutkielmassa saadut tulokset osoittavat, että Suomessa jäätiköitymisvaiheet olivat lähes samanaikaisia niin ajankohdiltaan kuin kestoiltaan eri puolilla Suomea ja lähes samanpituisia kuin jäättömien vaiheiden ajalliset kestot, mikä tuki hyvin eri vaiheista laadittuja kronologioita. Eri tutkimuspaikoilla kaivannoista saaduissa kaivantokohtaisissa ja kaivantojen välisissä ajoitustuloksissa ja stratigrafioissa oli nähtävissä myös paikoin ristiriitaisuuksia, jotka liittyvät jäätiköiden laajuuteen eri vaiheissa ja jotka kaipaisivat lisäselvityksiä tulevaisuudessa.

Avainsanat: Luminesenssiajoitus, kvartaarikausi, Veiksel-jäätiköitymisvaihe, OSL, klusterianalyysi, Suomi

ABSTRACT

EXTENT AND DURATION OF GLACIAL PHASIES IN FINLAND ACCORDING TO OSL-DATINGS

In this M.Sc.-thesis, a review of the duration and extent of glaciers in Finland is presented based on previously published Optically Stimulated Luminescence (OSL) ages obtained from sediment sections in Finland. First part of this study concentrates on geochronological methods applicable to Quaternary sediments with a particular interest on the OSL-dating method. Secondly, this study concentrates chronology and lithostratigraphy of the Late Pleistocene and Holocene sediments. Especially, the Late Pleistocene is favourable period to study durations and extents of glaciers in Finland, and areas nearby in Fennoscandia. In this study, an aim is to illustrate and describe ranges, extents, and localities of glaciers by using reversible method whereby is illustrated glacial areas by using locality and duration of non-glacial areas and vice versa. In addition, target is classify data material as a suitable clusters and find out unite and/or divisive effects between attributes/characteristics (dose rate, paleodose, locality, water content, grain-size) by using so called cluster analysis, which is favourite multidisciplinary, when dealing with 'Big data'. Results of the study indicated that in Finland, glacial phases existed nearly simultaneously in separate areas around Finland and durations of cold glacial and warmer non-glacial periods were both quite a short and lasted up nearly as long as with each other.

Keywords: Optical luminescence dating, Quaternary, Weichselian, Cluster analysis, Finland.

SISÄLLYSLUETTELO

TIIVISTELMÄ

ABSTRACT

SISÄLLYSLUETTELO

SISÄLLYSLUETTELO

1 JOHDANTO.....	1
1.1 KVARTÄÄRIKRONOSTRATIGRAFIA	2
1.1.1 LUOTEISEUROOPAN PLEISTOseenivaiheet	3
1.1.2 VEIKSEL-Vaiheen alavaiheet	4
1.1.3 HOLOSEENI-Vaiheet	6
1.1.4 VEIKSEL-Vaiheen jäätiköitymishistoria Fennoskandiassa	7
1.1.5 VEIKSEL-Vaihetta edeltävät ilmastovaiheet	8
1.1.6 Varhais- ja keski-veikselvaiheet Pohjois-Suomessa.....	9
1.1.7 Varhais- ja keski-veikselvaiheet Eteläisessä Suomessa	13
1.1.8 Myöhäis-veiksel Suomessa.....	16
1.1.9 Deglasiaatiovaihe Suomessa	19
2 OSL -AJOITUSMENETELMÄ	24
2.1 LUMINESENSSI-ILMIÖ	24
2.2 OPTISESTI STIMULOITU LUMINESENSSIAJOITUS	28
2.3 VIRHELÄHTEITÄ LUMINESENSSIAJOITUKSESSA	28
2.3.1 Sedimentin nollautuvuus.....	29
2.3.2 Mineraalin valinta	30
2.3.3 Vesi ja epäpuhtaudet vaimentavat säteilyä.....	30
2.3.4 Kerrostumishistoria	31
3 TUTKIMUSAINIESTO JA -MENETELMÄT.....	31
3.1 TUTKIMUSAINIESTO JA SEN KERUU	32

3.2 KLUSTERIANALYYSI.....	33
3.3 GEOGRAFINEN TARKASTELU.....	33
4 TULOKSET	34
4.1 AJOITUSPISTEIDEN SIJAINTI.....	34
4.2 KLUSTERIKAAVIOT JA -TULOSTEN TARKASTELU.....	35
4.3 GEOGRAFINEN TULOSTEN TARKASTELU	39
4.3.1 Geografinen jakauma	39
4.3.2 Korkeuden vaikutus jakaumaan	52
5. POHDINTAA	54
5.1. SYITÄ IKÄTULOSTEN HAJONTAAN.....	54
5.2 HAVAINTOAINEISTON KATTAVUUS	56
5.3 RISTIRIIDAT.....	57
5.4 TULOSTEN VERTAMINEN HYPOTEESEIHIN.....	61
6 YHTEENVETO	64
KIITOKSET.....	64
LÄHDELUETTELO.....	65
LIITE	

1 JOHDANTO

Skandinavian mannerjäätikkö (Sandinavian Ice Sheet, SIS) on peittänyt Fennoskandiaa (Norjasta Ruotsin ja Suomen kautta Luoteis-Venäjälle ulottuvan alueen) toistuvasti etenkin kvartaarikauden kylminä ajanjaksoina (Lunkka et al. 2004, Johansson et al. 2011). Ihan tarkasti ottaen ei tiedetä, kuinka monta kertaa Suomi lähialueineen on ollut mannerjäätikön peittämänä. Tämän on otaksuttu johtuvan suurelta osin siitä, että Suomi on maantieteellisesti sijainnut lähellä jäätiköitymisten keskusaluetta, jossa kunkin jäätiköitymisen etenemisvaiheen vaikutuksesta eroosio on kuluttanut aiemmin kerrostuneet glasiaali- ja interglasiaalisedimentit niin, että havaittavissa on vain ennen kvartaarikautta muodostuneen paikoin rapautuneen peruskallion pinta. Sen päällä ovat kvartaarin viimeisimmän kylmän jakson, Veiksel-vaiheen, kerrostamat sedimentit (Lunkka et al. 2004).

Suomessa, kuten muissakin maissa jäätiköiden laajuutta, sijaintia ja alueellisia vaikutuksia on arvioitu perinteisesti tutkimalla sedimenttikerroksia lito-, bio- ja kronostratigrafisin sekä geokronologisin menetelmin. Kylmien glasiaali- ja stadiaalivaiheiden sekä niiden kanssa ajallisesti vuorottelevien lämpimämpien interglasiaali- ja interstadiaalivaiheiden aikaansaamia sedimenttikerrostumia on tulkittu pääasiassa kerrostumisajankohdan ilmastoa, faunaa ja flooraa kuvaavan fossiilisisällön ja jäätikön virtausdynamiikkaa kuvaavan moreenin kivien suuntaus- ja kerrostumatutkimusten avulla sekä tarkastelemalla moreenimuodostumien suuntausta, alueellista esiintymistä ja muodostumien assosiaatiota (Nenonen 1995, Mäkinen 2005). Johansson et al. (2011) mukaan Suomi on kokenut kvartaarikauden aikana maantieteellisesti eri alueilla hyvinkin toisistaan poikkeavan jäätiköitymishistorian, joten jokaista aluetta on hyödyllistä tarkastella myös toisistaan erillään, jotta voidaan saada mahdollisimman kattava kokonaiskuva jäätiköitymishistoriasta. Mäkisen (2005) mukaan kvartaarikerrostumien ajoitusmenetelmistä merkittävimmit kehittyivät 1960-luvulla orgaanisen aineksen osalta konventionaalinen radiohiilimenetelmä (^{14}C), ja myöhemmin massaspektrometriavusteinen radiohiilimenetelmä (AMS). Radiohiiliajoituksella päästään kuitenkin luotettavasti ajoittamaan vain orgaanista materiaalia, jonka ikä on alle 40 000 radiohiilivuotta (40 000 yr BP). Mineraaliaineksen ajoituksessa käytetään yleisesti luminesenssimenetelmiä (TL, OSL ja IRSL), jolloin voidaan ajoittaa jopa liki puoli miljoonaa vuotta sitten kerrostuneita sedimenttejä. Kullekin menetelmälle on oma spesifi käyttötarkoituksensa riippuen mineraalista, sedimentistä ja sedimentin kerrostumistavasta. Esim. kvartsi on erityisen herkkä sinivihreälle

valolle, mutta ei ole infrapunaherkkä, joten sen ajoitukseen ei voi käyttää infrapunamenetelmää (IRSL). Maasälvät puolestaan ovat sensitiivisiä kaikille aallonpituuden valoalloille ja sen ajoitukseen voidaan käyttää kaikkia luminesenssiajoitusmenetelmiä. 1990-luvun loppupuolelle asti suurin osa OSL-ajoituksista perustui pelkästään maasälpjen infrapunastimulointiin (IRSL) (Wintle 1997, Aitken 1998), mutta viimeisten vuosikymmenien aikana menetelmien kehittyessä on OSL- ja TL-ajoituksissa alettu hyödyntää yhä enemmän mineraaleista sekä kvartsia että kalimaasälpää (Murray ja Olley 2002).

Murrayn ja Olleyn (2002) mukaan etenkin 1990-luvulla tapahtuneen *Single aliquot regenerative dose* (SAR) menetelmän kehityksen myötä kvartaaristratigrafiset luminesenssiajoitukset ovat yleistyneet huomattavasti.

Tässä tutkielmassa tarkastellaan tutkimuskirjallisuudessa esiintyvien luminesenssiajoitustulosten valossa jäätiköiden esiintymistä Suomessa kvartaarikauden aikana. Julkaistujen ajoitustulosten ja sijaintitietojen perusteella on tarkoitus selvittää jäätiköiden levinneisyyttä ja kestoja Suomessa keski- ja myöhäispleistoseenin sekä holoseenin aikana (Taulukot 1-3). Tässä tutkielmassa jäätömien vaiheiden sedimenttikerrostumien ikätuloksien perusteella arvioidaan Suomessa esiintyneiden jäätiköitymisvaiheiden laajuus ja kesto. Tämä tutkielma pyrkii erityisesti vastaamaan kolmeen pääkysymykseen: 1) Kuinka kauan kylmät ilmastovaiheet ja/tai jäätiköitymisvaiheet kestivät myöhäispleistoseenin Veiksel-vaiheen aikana? 2) Kuinka laajalle jäätiköt levisivät Veikselin eri vaiheissa? 3) Millaisia virhelähteitä / -mahdollisuuksia kerättyyn ajoitusaineistoon sisältyy, esim. mikä on OSL-menetelmällä saatujen tulosten luotettavuus ja havaintoaineiston riittävyys?

1.1 KVARTÄÄRIKAUDEN KRONOSTRATIGRAFIA

Jo noin 2,6 miljoonaa vuotta kestänyt kvartaarikausi (Taulukko 1) kuuluu kenotsooisien maailmankauteen ja jakautuu pleistoseeni- ja holoseeniepookkeihin. Kvartaarikausi tunnetaan ajanjaksona, jolloin ilmastoltaan lämpimän plioseenikauden jälkeen maapallon ilmasto viileni. Kvartaarikauden aikana kylmät sekä lämpimät ilmastovaiheet ovat vuorotelleet orbitaalisten syklien mukaan. Noin viimeisen 800 000 vuoden aikana interglasiaalivaiheiden väliset kylmät ilmastovaiheet ovat kestäneet noin 100 000 vuotta. Näiden kylmien ilmastovaiheiden aikana etenkin pohjoisella pallonpuoliskolla on esiintynyt laajoja mannerjäätiköitä (esim. Lunkka

2008). Maapallolla on tälläkin hetkellä mannerjäätiköiden peittämiä alueita, joten elämme jääkausiaikaa (Taipale ja Saarnisto 1991). Kvartaarikauden pleistoseeniepookin viimeisintä kylmää ilmastovaihetta kutsutaan Luoteis-Euroopassa Veiksel-vaiheeksi (Taulukot 2 ja 3), joka alkoi noin 115000 vuotta sitten ja päättyi 11700 vuotta sitten. Veiksel-vaiheen aikana mannerjäätiköiden laajuus pohjoisella pallonpuoliskolla vaihteli suuresti. Esimerkiksi Skandinavian mannerjäätikön laajuus vaihteli suuresti Veiksel-vaiheen aikana ja laajimmillaan se oli noin 22000 vuotta sitten (Svendsen et al. 2004).

Taulukko 1. Kuvassa on esitetty kvartaarikauden holoseeni- ja pleistoseeniepookin vaiheet ja numeeriset iät (ICS 2020).

Eonoteemi / Eoni		Erateemi / Maailmankausi		Systeemi / Kausi		GSSP	Numeerinen ikä (Ma)
		Sarja / Epookki		Vaihe / Aika			
Kvartaari	Pleistoseeni	Holoseeni	Meghalaya			0,0042	
			Northgrip			0,0082	
			Grönlanti			0,0117	
		Pleistoseeni	Ylä			0,126	
			Keski			0,781	
			Calabria			1,80	
			Gela			2,58	

1.1.1 LUOTEIS-EUROOPAN PLEISTOSEENIVAIHEET

Pleistoseeniepookki (2,58 Ma – 0,0117 Ma) jaetaan traditionaalisesti varhais-, keski- ja myöhäis-pleistoseenivaiheisiin. Tätä jaottelua käytetään vieläkin epävirallisesti, ja myös tässä työssä. Kansainvälisen stratigrafiakomitean mukaan pleistoseeniepookki jaetaan nykyään siten, että entistä varhaispleistoseenia vastaa Gela-vaihe (2,58-1,80 Ma) ja Calabria-vaihe (1,80-0,774 Ma) ja keskipleistoseenivaihetta Chiban-vaihe (0,774-0,129 Ma) (Gibbard ja Cohen 2020). Myöhäispleistoseenivaiheelle etsitään vielä tyyppileikkausta, joten myöhäispleistoseeni esiintyy vielä formaalisena pleistoseenivaiheena. Luoteis-Euroopan pleistoseeniepookin eri

vaiheiden luokittelu, joka perustuu kylmien ja lämpimien vaiheiden vuorotteluun, on puolestaan esitetty taulukossa 2.

Taulukko 2. Taulukossa on esitetty Luoteis-Euroopan pleistoseeniepookin kylmien glasiaalivaiheiden ja niiden välisten lämpimien interglasiaalivaiheiden luokittelu ja oletetut kestot miljoonissa vuosissa. Kylmät glasiaalivaiheet koostuvat puolestaan useista kylmistä stadiaalivaiheista ja lämpimämmistä interglasiaalivaiheista. Myöhäis- ja keski-pleistoseenin aikaisia kerrostumia on paikallistettu Suomessakin, mutta niiden rinnastaminen toisiinsa on ollut vaikeaa. Cohen et al. 2013 mukaan.

Kausi		Aika (miljoonaa vuotta sitten)
Holoseeni		0–0,0115
Pleistoseeni	Veiksel-jääkausi	0,0115–0,11
	Eem-interglasiaali	0,11–0,15
	Saale-jääkausi	0,15–0,38
	Holstein-interglasiaali	0,38–0,40
	Elster-jääkausi	0,40–0,42/0,5?
	Cromer-kausi	0,42 (0,5?)–0,85 (0,8?)
	Bavel-kausi	0,85–1,07
	Menap-jääkausi	1,07–1,20
	Waal-lämpökausi	1,20–1,45
	Eburon-jääkausi	1,45–1,80 (tai n. 1,3–1,6)
	Tiglia-lämpö	1,80–2,40
	Pre-Tiglia-jääkausi	2,40–2,588 (tai noin 2,3–2,15)
Plioseeni	Piacenza (Reuver)	2,588–3,60
	Zancla	3,60–5,332

1.1.2 VEIKSELVAIHEEN ALAVAIHEET

Eem-interglasiaalivaiheen, joka vastaa suunnilleen mariinista isotooppivaihetta 5e (MIS 5e), jälkeen alkanut kylmä Veiksel-jääkausi jaetaan tyypillisesti Varhais-Veikselin (74-116 tuhatta vuotta (ka)), Keski-Veikselin (25-74 ka) ja Myöhäis-Veikselin (11,7-25 ka) alavaiheisiin. Näistä alavaiheista Varhais-Veiksel vastaa suunnilleen MIS-vaiheita 5a-5d, Keski-Veiksel vaihetta MIS 3-4 ja Myöhäis-Veiksel vaihetta MIS 2. Myöhäis-Veikselin alavaiheen lopusta

erotetaan vielä kylmä Nuorempi Dryas-kronozooni (noin 12,8-11,7 ka), jonka jälkeen alkaa holoseeniepookki, Skandinavian mannerjäätikkö maksimivaihe on ollut noin 22 tuhatta vuotta sitten ja Suomen maantieteellinen alue on vapautunut mannerjäästä noin 10 000 vuotta sitten (Svendsen et al. 2004, Johansson et al. 2011). Varhais-Veikselin vaiheeseen sisältyy kaksi stadiaalia; (MIS 5d) (Herning) (117-105 ka) ja (MIS 5b) (Rederstall) (93-74 ka) ja kaksi interstadiaalia (MIS 5c) (Brørup) (105-93 ka) ja (MIS 5a) (Odderade) (85-74 ka). Keski-Veiksel- vaiheeseen sisältyy ainakin yksi stadiaalivaihe, Schalkholz (55-74 ka) sekä interstadiaalivaihe (MIS 3) (25-55 ka) (Taulukko 3).

Taulukko 3. Veiksel-jääkauden stadiaali- ja interstadiaalivaiheet Eem-interglasiaalista nykyisin vallitsevaan holoseeni-interglasiaaliin. Keski-Veikselin vaiheeseen sisältyvät sekä stadiaalivaihe MIS 4 että interstadiaalivaihe MIS 3. Veiksel-vaiheen jäätikkö oli laajimmillaan MIS 2 -vaiheessa n. 20 ka sitten (LGM), jonka jälkeen alkoi deglasiaatiovaihe, jota seurasi holoseeni (MIS 1).

MIS/Kronostr.

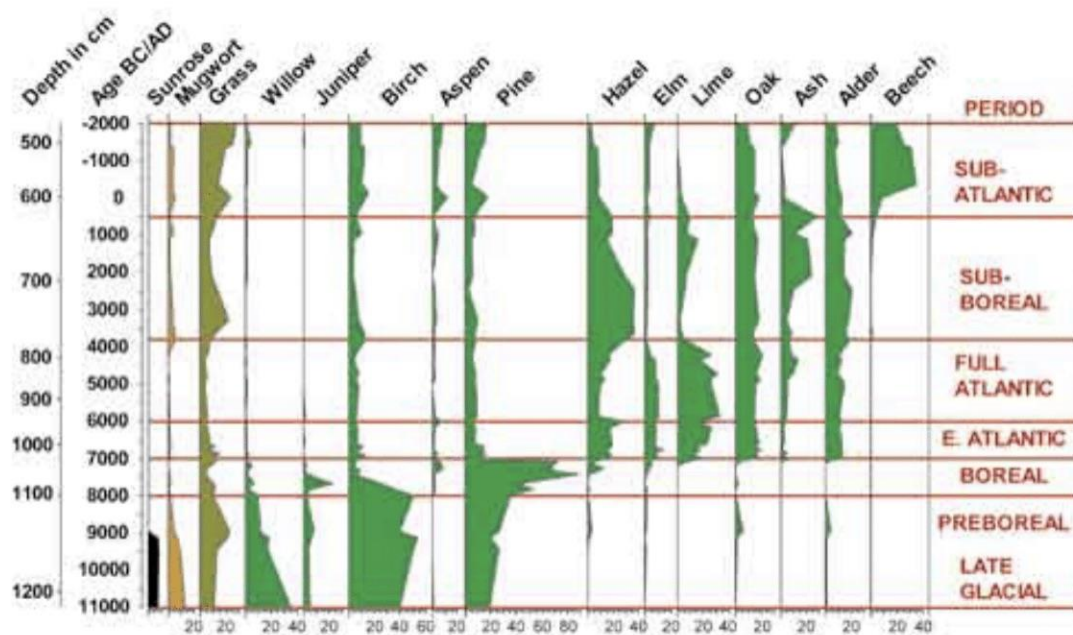
0 ka	1	degl.	Holoseeni
20	2	(Younger Dryas) LGM	Myöh.v
40	3	Interstd.	Keskiv.
60	4	Stadiaali	
80	5a	Odderade interstadial	Varhaisv.
	5b	(Rederstall stadial)	
	5c	Brørup interstadial	
	5d	(Herning stadial)	
120	5e	Eem	Eemian Interglacial

1.1.3 HOLOSEENI-VAIHEET

Kronostratigrafisesti holoseeni-epookki jaetaan Taulukon 1 mukaisesti Grönlanti-vaiheeseen (11,7 – 8,2 ka), Northgrip-vaiheeseen (8,2-4,2 ka) ja Meghalaya-vaiheeseen (4,2 ka nykypäivä). Blyttin ja Sernanderin Luoteis-Eurooppaan tarkoitetun, siitepölyihin perustuvan jaottelun mukaan meneillään oleva holoseeni-interglasiaali voidaan puolestaan jakaa alueellisesti diakronisiin preboreaali-, ja boreaalivaiheeseen, joita ovat seuranneet atlanttinen ja subatlanttinen vaiheet (Taulukko 4).

Holoseeni-interglasiaalikauden lämpötila Fennoskandiassa on vaihdellut runsaasti ja lämmennyt 1800-luvun esiteollisen ajan päättymisen jälkeen. Tämä lämpeneminen on nykykäsityksen mukaan johtunut suurelta osalta ihmisen toiminnasta (esim. Manninen et al. 2018).

Taulukko 4. Blytt-Sernanderin mukaan siitepölyhavaintojen perusteella meneillään oleva holoseeni-interglasiaali voidaan jakaa Luoteis-Euroopassa diakronisiin preboreaali-, ja boreaalivaiheeseen, joita on seurannut atlanttinen ja subatlanttinen vaihe. Kuva Schroder et al. (2004) mukaan.



1.1.4 VEIKSEL-VAIHEEN JÄÄTIKÖITYMISHISTORIA FENNOSKANDIASSA

Läpi myöhäispleistoseenin SIS ja Barents-Kara mannerjäätikkö (BIS) ovat olleet vuorovaikutuksessa ja muodostaneet Fennoskandiaan ja Pohjois-/Luoteis-Euraasiaan massiivisen jääkuoren, joka on ajoittain kattanut Norjasta Ruotsin ja Suomen kautta Luoteis-Venäjälle ulottuvan alueen (Svendsen et al. 2004). Varhais-Veiksel-vaiheessa (80-90 ka) SIS oli tilavuudeltaan ja laajuudeltaan pienempi kuin myöhemmin Keski-Veiksel- ja Myöhäis-Veiksel-vaiheessa (Mangerud 1991, Svendsen et al. 2004), mutta se laajeni koko ajan vaihe vaiheelta. 90 ka sitten BIS:n keskusalue (l. doomialue) sijaitsi pohjoisella Karan merellä ulottuen Jäämeren keskiosiin. Jäätikön länsireuna sijaitsi tuolloin Skandinavian rannikolla Suomen Lapista pohjoisluoteiseen, kun taas samaan aikaan rajoittuneempi SIS:n doomialue sijaitsi Skandinavian vuoristossa levittäytyen Ruotsin, Norjan ja Suomen Lappiin jättäen Ruotsin ja Suomen eteläosat jäättömiksi. Keski-Veiksel-vaiheen (MIS 4) alussa BIS aktivoitui uudelleen rajautuen pohjoisessa Barentsin mereen. Keski-Veiksel-vaiheessa puolestaan SIS laajeni kahdessa eri vaiheessa; 74-60 ka ja 60-50 ka, ja laajimmassa vaiheessa jäätikön eteläreuna saavutti Pohjois-Saksan sekä Tanskan ja itäreuna peitti sekä Ruotsin että luultavimmin koko Suomen jään reunan saavuttua tuolloin Vienan meren alueelle nykyiselle Suomen ja Venäjän rajalle (Svendsen et al. 2004). Kahden laajenemisvaiheen välissä oli interstadiaalivaihe (MIS 3) alkaen n. 55 ka sitten, jolloin Fennoskandiassa oli lämmin ilmastovaihe. Tähän vaiheeseen liittyy käsitys, että Suomi olisi ollut tuolloin lähes jäätöntä (Lunkka, et al. 2008, Salonen, et al. 2008, Helmens et al. 2009, Alexandersson, et al. 2009). Helmens et al. (2009) mukaan etenkin vaiheen alkuosa oli poikkeuksellisen lämmin, mutta ilmasto mahdollisesti myöhemmin viileni niin, että osa alueista olisi mahdollisesti jäätiköitynyt uudelleen MIS 3 -loppuvaiheessa ennen laajinta vaihetta ja lopullista deglasiatiovaihetta.

Veiksel-vaiheen glasiatiohistoriasta on myös esitetty huomattavastikin toisistaan poikkeavia näkemyksiä, kuten esim. ns. 'monoglasiaatiohypoteesi' Forsströmin (1984) ja Punkarin & Forsströmin (1995) esittäminä. Hypoteesin mukaan SIS olisi peittänyt Suomen suurimman osan aikaa Veiksel-jääkaudesta. Sen lisäksi stratigrafisesti Myöhäis-Veiksel moreenien alapuolella olevat orgaaniset ja lajittuneet sedimentit olisivat uudelleen työstettyä/kerrostettua ja siitä syystä stratigrafiseen analysointiin kelpaamattomia.

Räsänen et al. (2015) ovat puolestaan esittäneet olettaman, että Suomi olisi ollut jäätön Eem - interglasiaalivaiheesta Myöhäis-Veiksel-vaiheeseen. Näin ollen lopullinen jäätiköiden esiintyminen, laajuus ja dynamiikka Veiksel-vaiheessa jäisivät osin epäselviksi. Nykyään

uskotaan yleisesti läpi Veiksel-vaiheen kestäneeseen glasiaali-interglasiaali vuorottelurytmiin (esim. Boulton et al. 2001 ja siinä esitetyt viitteet).

1.1.5 VEIKSEL-VAIHETTA EDELTÄVÄT ILMASTOVAIHEET

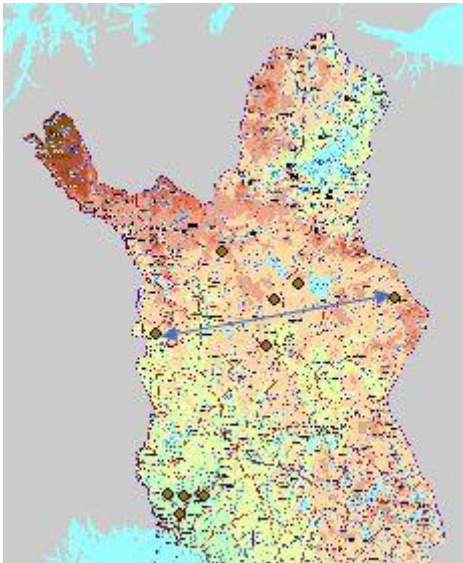
Svendsen et al. (2004) mukaan SIS peitti koko Suomen glasiaalisessa Saale-vaiheessa. Tästä huolimatta Suomessa on tunnistettu vain vähän ennen Veiksel-jääkautta muodostuneita glasiaaligeomorfologisia maaperämuotoja (Johansson et al. 2011). Ainoastaan Keski-Lapissa, jääjakajavyöhykkeen heikon eroosion alueella on todennäköisesti Saale-jääkauden aikaisia harjujen jäänteitä (Kujansuu ja Eriksson 1995). Useissa paikoissa on kuitenkin löydetty ennen Veiksel-vaihetta kerrostuneita orgaanisia ja minerogeenisiä sedimenttejä. Veiksel-vaihetta vanhempia sedimenttejä esiintyy etenkin Keski-Lapissa ja Länsi-/Lounais-Suomessa sekä Pohjanmaan jokilaaksoissa. Näillä alueilla esiintyvien sedimenttiseurantojen perusteella voidaan luoda kuva Suomen kvartaaristratigrafiasta (Johansson et al. 2011).

Suomen Lapissa Veiksel-vaihetta edeltäviä kerrostumia on paikallistettu lähinnä lähellä jääjakajavyöhykkeeseen kuuluneilta alueita, kuten esimerkiksi Kittilässä (Tepsankumpu, Naakenavaara), Kolarissa (Pohjasenvaara, Sivakkapalo) ja Savukoskella (Sokli) sekä Ivalossa (Veskonieni) (esim. Hirvas 1991, Auri et al. 2008, Alexandersson et al. 2008, Sarala et al. 2010). Kerrostumat ovat oletettavimmin Elster-, Holstein-, Saale- ja/tai Eem-vaiheissa kerrostuneita.

Hirvaksen (1991) mukaan Länsi-Lapin Rautuvaaran sedimenttisukessio edustaa noin 500000 vuoden aikajännettä aina Cromer-vaiheesta holseeniin. Lunkan et al. (2015) mukaan se on kerrostunut vasta Veiksel-vaiheessa, kun SIS laajeni alueelle viiden eri vaiheen aikana; Ainakin kerran Varhais-Veikselin MIS 5 -vaiheessa, kahdesti Keski-Veiksel-vaiheessa (MIS 3 ja 4), ja kerran MIS 2 -vaiheessa. Osasukkessioissa moreeneja peittävät jääjärvivaiheen sedimentit merkkinä jäättömistä vaiheista MIS 3 -vaiheessa.

Soklissa, Itä-Lapissa 200 km päässä Rautuvaarasta itään (Kuva 1) kairatut sedimentit edustavat luultavasti lähes katkeamatonta sedimenttisarjaa Veiksel-jääkautta edeltäneestä Eem-

interglasiaalivaiheesta holoseeniin (mm. Helmens et al. 2000, 2007, 2009, Alexandersson et al. 2008).



Kuva 1. Kuvassa on esitetty ruskeilla pisteillä myöhäispleistoseenin vaiheen kerrostumien havaintopaikkoja Pohjois-Suomen jäänjakavyöhykkeen ympäristössä. Sinisellä kaksipäisellä nuolella on esitetty Länsi-Lapin Kolarin Rautuvaaran ja Itä-Lapin Soklin n. 200 km välimatka. Soklin alueen on otaksuttu olleen jäätön vaiheessa (MIS 5d), mutta Kolarin alueelle sen sijaan jään mahdollisesti edenneen joko vaiheessa (MIS 5d) tai (MIS 5b) (Lunkka et al. 2015).

Eteläisimmässä Suomessa ei ole todistettavasti havaittu Saale-vaihetta edustavia ja/tai edeltäviä moreeneja (Lunkka et al. 2004). Helsingin ympäristössä on Nenosen (1995) ja Gibbardin (1992) mukaan ainakin yhdessä paikassa mahdollisesti Saale-vaihetta edustava moreenikerros. Etelä-/Keski-Pohjanmaalla sen sijaan on Saale-vaiheen sedimenttejä useissakin paikoissa ja yleensä ne sijaitsevat stratigrafisesti Eem-vaiheessa kerrostuneiden interglasiaalisedimenttien alapuolella (mm. Hutt et al. 1993, Pitkäranta et al. 2008, 2009, Salonen et al. 2008).

1.1.6 VARHAIS- JA KESKI-VEIKSEL-VAIHEET POHJOIS-SUOMESSA

Suomen Lapissa on havaittavissa kuusi erillistä stratigrafisesti merkittävää pohjamoreenikerrosta (I-VI), ja niiden välissä, tai seassa paikoin orgaanisia sedimenttejä ja lajittuneita minerogeenisiä sedimenttejä sisältäviä kerroksia (Hirvas 1991, Helmens et al. 2000, 2007).

Suomen Lapin stratigrafia perustuu moreenipeitteisten glasiofluviaalisten maaperämuotojen, sekä orgaanisten sedimenttikerrostumien, ja moreenikerrosten väliseen korrelaatioon (Johansson et al. 2011, Lunkka et al. 2004).

Johansson et al. (2011) mukaan kolmen ylimmän moreenikerroksen (I-III) katsotaan edustavan Veiksel-vaihetta, joista moreenit I ja II edustanevat Myöhäis-Veiksel -vaihetta, ja III yleensä joko Varhais- tai Keski-Veiksel-vaihetta. Etelä-/Lounais-Lapissa on Saralan ja Rossin (2006) mukaan poikkeuksellisesti vain kaksi Veiksel-vaiheen moreenikerrosta. Alimpana vanhempi tumma moreeni, joka on muodostunut vaiheissa MIS 4 tai MIS 5b, ja sen päällä on nuorempi Myöhäis-Veikselin moreeni. Niiden välissä esiintyy paikoin lajittuneita sedimenttejä ja orgaaninen kerros, joka edustaa vaihetta MIS 5a tai MIS 3 (Sarala 2005a). Sama seuranto on havaittu paikoin myös mm. Koillismaalla (Sutinen 1992, Aario ja Forsström 1974).

Saralan et al. (2015) mukaan tavallisimmin Pohjois-Suomen jäänjakaja-alueella on usein erotettavissa enemmän kuin kolme moreenikerrosta, koska eri suunnista virranneiden jäätiköiden synnyttämät päällekkäiset moreenit ovat säilyneet kylmäpohjaisen jäätikön alla. Hirvaksen (1991) mukaan moreeni IV edustaa Saale-vaihetta ja kaksi alinta (V ja VI) mahdollisesti edustavat Saalea edeltävää Elster-, tai jopa jotakin Elster-vaihetta edeltävää vaihetta, koska ne ovat stratigrafisesti orgaanista ainesta sisältävän Holstein-interglasiaalikerrostuman alapuolella. Kuitenkin esim. Länsi-Lapissa Kolarin Rautuvaarassa alimman moreenipatjan VI on otaksuttu kerrostuneen vasta Varhais-Veiksel-vaiheessa MIS 5b tai MIS 5d mm. sedimentin pinnalta ajoitetun hiekan OSL-iän perusteella (Lunkka et al. 2015).

Länsi-Lapissa Naakenavaarassa on paikannettu turvekerrostumalöydös, joka on stratigrafisesti yhdistettävissä Holstein -vaiheeseen (Hirvas 1991, Aalto et al. 1992). Tepsankummussa, Keski-Lapissa moreenikerrosten IV-III välissä oleva orgaaninen kerros sisältää taiga-kasvillisuuteen viittaavaa siitepölystä, joka edustanee Eem-interglasiaalivaihetta, ja sen tyyppipaikkana voidaan pitää mm. Tepsankumpua (Hirvas 1991 ja Saarnisto et al. 1999).

Lapissa ns. Maaselkä-interstadiaaliyksikkö moreenikerrosten II ja III välissä sisältää koivukasvillisuuden siitepölyjä, ja sitä pidetään ns. Peräpohjola-interstadiaalivaiheen tyyppipaikkana (Hirvas ja Nenonen 1985, Donner et al. 1986). Se on alun perin yleisesti yhdistetty Hirvaksen (1991) mukaan Brørub-interstadiaalivaiheeseen (MIS 5c).

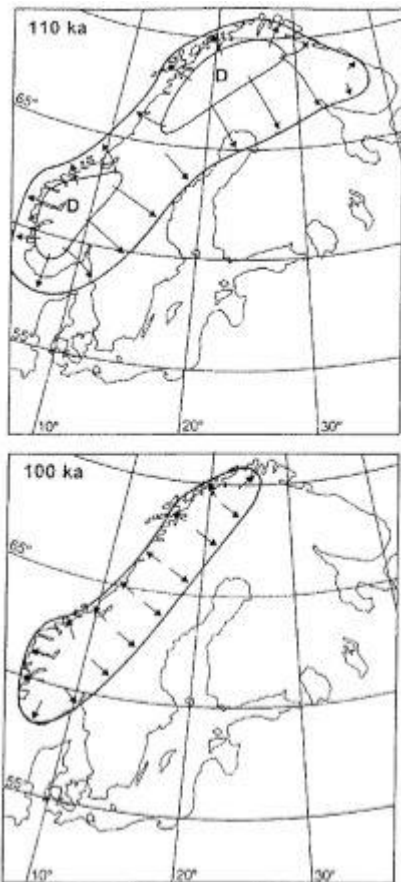
Myöhemmin Itä-/Koillis-Lapin Soklista löydetyn sedimenttisarjan tarkemmat tutkimukset (Helmens et al. 2000, 2007, 2008) osoittivat, että Varhais-Veiksel-vaiheen stadiaali (MIS 5d) sekä interstadiaalit MIS 5a ja MIS 5c olivat alueella jäättömiä jaksoja ja ilmasto luultavimmin lämmin tai lauhkea. Tämän jälkeen Peräpohjola-interstadiaalivaihe yhdistettiin Odderade-vaiheeseen (MIS 5a) ja kolmas Soklista löydetty interstadiaalikerrostuma yhdistettiin Keski-Veiksel-vaiheen interstadiaaliin (MIS 3), jonka siitepölystö viittaasi muutokseen alueella avoimesta koivumetsästä arktiseen metsään ja jopa tundravarvikkoon eli asteittain etenevään trendiin viilenevästä ilmastosta interstadiaalivaiheiden aikana (Svensson et al. 2008, Helmens et al. 2000).

Helmensin et al. (2007) mukaan Soklin alue olisi ollut n. 48 ka sitten jäätön jopa 20-25 ka saakka, ja jään reuna-alueella siitä syystä vallinneet periglasiaaliset olosuhteet. Myös muualla eri puolilla Lappia on ajoitettu jäättömän vaiheen interstadiaaleja 63-25 ka sitten; Lounais-Lappi (Kauvonkangas) (Sarala et al. 2005), Pohjois-Lappi (Veskonieni, Kaarreoja) (Sarala et al. 2010, 2016). Jäätön aika kesti kussakin paikoista Soklin tapaan n. 20-25 ka asti, mikä viittaa Pohjois-Suomessa vallinneen pääsääntöisesti jäättömät olosuhteet MIS 3 -vaiheessa ennen Myöhäis-Veikselin glasiaatiota.

Sokli lähialueineen jäätiköityi moreenikerrostumien perusteella kolme kertaa Veiksel-vaiheen aikana; Luultavimmin vaiheiden MIS 5b, MIS 4 ja MIS 2 aikaan; Varhais-Veiksel (MIS 5a) ja Keski-Veiksel (MIS 3) -interstadiaalisedimentit ovat stratigrafisesti moreenien alapuolella, ja kun tundrakasvillisuuteen viittaava silttikerrostuma erottaa Eem-interglasiaalikerrostumaa ja Brørup-interstadiaalikerrostumaa, jäätiköityminen Varhais-Veiksel -vaiheessa (MIS 5d) ei oletettavasti ulottunut Itä-Lapin alueelle (esim. Sarala 2005a). Mannerjäätikön reuna oli tuolloin luultavimmin joko Suomessa Luoteis-Lapissa, tai lännempänä jopa Ruotsin puolella, kuten Lundqvist et al. (2004) on esittänyt (Kuva 2).

Varhaisin Soklin interstadiaalikerrostuma viittaa koivuvaltaiseen kasvillisuuteen ja edustanee Brørup-vaihetta. Kerrostumaa peittää moreeni, jonka on kerrostanut Keski-Lapin alueella luoteinen jäätikkövirtaus, eli Keski-Veiksel-vaiheen moreenikerros III (Helmens et al. 2000). Alueen samansuuntaiset moreenipeitteiset harjut viittaavat siihen, että valtaosa Pohjois-Suomea jäätiköityi Varhais-Veiksel-vaiheen (MIS 5b) aikaan (Sarala 2005a), ja Soklin toinen interstadiaali-kerrostuma voidaan katsoa kerrostuneen Odderade-vaiheen (MIS 5a) aikana. Mikäli suurin osa Lappia oli jäätön MIS 5d aikana, ja moreeni III kerrostui vasta MIS 5b -

vaiheessa, on mahdollista, että Peräpohjola-interstadiaali voidaan korreloida Odderade-vaiheeseen (Sarala 2005a). Tätä tukee myös Lagerbäck & Robertssonin (1988) tekemä vastaava tulkinta Ruotsin Lapista. Lundqvistin (2004) mukaan Suomen Varhais-Veiksel -vaiheen glasiaatiohistoria poikkeaa joiltakin osin Ruotsiin verrattuna, ainakin pohjoisimmassa Lapissa, koska Ruotsin Lapissa on selvästi erotettavissa Varhais-Veiksel-vaiheen interstadiaalit MIS 5a ja MIS 5c sekä niiden kanssa vuorottelevat moreenikerrokset, jotka edustavat stadiaaleja MIS 5d ja MIS 5b. Lundqvist et al. (2004) mukaan mahdollisesti ainakin alue Tornionjoelta (Törneälv) itään voisi olla vaiheen MIS 5b vaikutusalueita niin Ruotsin kuin Suomenkin puolella. Saman tutkimuksen mukaan MIS 5d -vaiheen jään virtaussuunta oli länsiluoteesta Itämeren altaaseen ja Pohjanlahteen päin niin nykyisen Etelä- kuin Keski -Ruotsin alueilla (Kuva 2), ja pohjoisimmassa Lapissa liki etelään/eteläkaakkoon.



Kuva 2. Ruotsin Lapissa Varhais-Veiksel MIS 5d -vaiheessa jään virtaussuunta oli länsiluoteesta kohti Pohjanlahtea ja Suomen Lappia. Kuva muokattu Lundqvist et al. (2004) mukaan.

Varhais-Veiksel-vaiheen (MIS 5d) jäätikkö tiettävästi levisi alueille Oulusta pohjoiseen, mutta ei yli Perämeren nykyisen rannikon maa-alueille Lounais-Lappiin ja/tai Koillismaalle, eikä

Oulun eteläpuolisille alueille (Saarnisto ja Salonen 1995). Varhais-Veiksel -vaihetta seuranneessa MIS 5b -vaiheessa (95-85 ka) Skandinavian mannerjäätikkö todennäköisesti levisi Itä-/Koillis-Lapin lisäksi luultavimmin ainakin Lounais-Lapin Ylitornio/Tervola-alueelle (Mäkinen 1985, Johansson 1995), ja mahdollisesti Koillismaan Pudasjärveltä Keski-Lapin Kolariin ulottuvalle alueelle, josta on merkkinä MIS 5b -päätemoreenimuodostumat (Johansson 1995).

Hirvaksen (1991) mukaan Lappiin olisi jäänyt jääpeite Peräpohjola-interstadiaalin jälkeen holoseeni-vaiheen deglasiaatioon asti. Kuitenkin Soklin kolmas interstadiaalikerrostuma viittaisi siihen, että alue on kokenut deglasiaation Peräpohjola-vaiheen jälkeen ainakin kerran ennen Myöhäis-Veiksel-vaiheen maksimia n. 18-20 ka sitten (Lunkka et al. 2004).

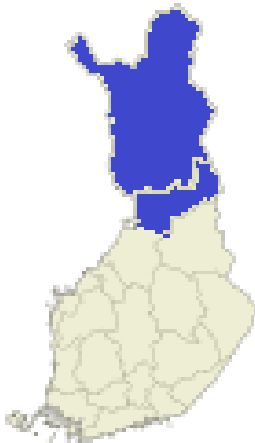
SIS jäätikön leviäminen ensimmäistä kertaa eri puolilla Lappia Varhais-Veiksel-vaiheessa on monin paikoin tuntematon, mutta Johansson et al. (2011) mukaan viimeistään Odderade -interstadiaalin (MIS 5a) jälkeen SIS ylitti Pohjois-Suomen virraten pohjoisesta/länsiluoteesta etelään Keski-Veikselin MIS 4 -vaiheessa, jonka jälkeen Länsi-, Itä-/Lounais-/Etelä-, ja Pohjois-Lapin alue luultavimmin deglasioitui MIS 3 -vaiheessa ennen Myöhäis-Veikselin jäätiköitymismaksimia (LGM).

1.1.7 VARHAIS- JA KESKI-VEIKSEL-VAIHEET ETELÄISESSÄ SUOMESSA

Vaikka Pohjois-Suomi oli jäätiköitynyt Varhais-Veiksel -vaiheessa, Etelä-Suomessa ei ole havaittu jäätikön etenemiseen liittyviä päätemoreeneja, jotka suoraan viittaisivat jäätiköitymisen laajenneen sille alueelle Varhais-, tai edes Keski-Veiksel -vaiheen aikana, joten tiedot eteläisen Suomen jäätiköistä, niiden virtauksista, ja laajuudesta tuohon aikaan perustuvat interstadiaali-, ja interglasiaalikerrostumien jakaumaan ja stratigrafiaan (Lunkka et al. 2004, Nenonen 1995, ja Gibbard 1992). Lunkan (2004) mukaan Varhais-Veikselin jää ei ulottunut Oulun eteläpuoliselle alueelle vaiheissa MIS 5b ja MIS 5d, mutta laajeni mahdollisesti Oulusta pohjoiseen, Lounais-Lappiin ja Koillismaalle vaiheissa MIS 5b (Kuvat 3 ja 4). Pitkärannan (2008) mukaan Varhais-Veikselin jää mahdollisesti eteni lounaisimpaan kolkkaan Suomea. Lunkan et al. (2008) mukaan jää ei kuitenkaan edennyt Itä-Suomeen asti vielä Varhais-Veiksel-vaiheessa.



Kuva 3. MIS 5d -vaiheessa SIS levisi Oulun pohjoispuolelle, mutta ei Perämeren rannikon yli nykyisen Lapin ja/tai Koillismaan maaperälle. Mahdollisesti jää olisi voinut levitä lisäksi Lounais-Suomen eteläisimpään kolkkaan (Jäätikön laajuus perämeren päällä esitetty pistevivalla).



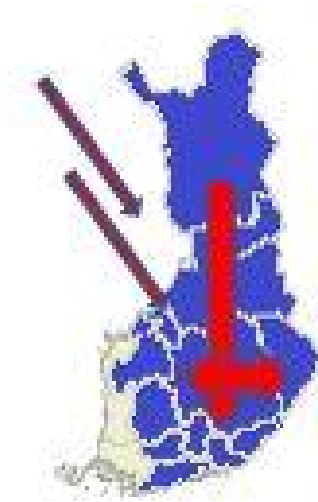
Kuva 4. MIS 5b -vaiheessa tiettävästi koko Pohjois-Suomi Oulusta pohjoiseen ja koilliseen oli jäätikön peittämä Lappia ja Koillismaata myöten Oulainen-Pudasjärvi-linjalle asti (sinen peiteväri kuvassa). Varhais-Veiksel -vaiheessa jää tiettävästi ei ulottunut Oulun eteläpuolisille alueille.

Nenosen et al. (1995) mukaan Etelä-Suomessa ja Keski-/Etelä-Pohjanmaalla olisi useassa paikassa havaittu kahden moreenikerrostuman peittävän orgaanisia kerroksia, jotka ovat kerrostuneet joko Eem-interglasiaalivaiheessa tai Varhais-Veiksel -interstadiaalivaiheissa. Lisäksi eteläisimmässä Suomessa luultavimmin Keski-Veiksel -vaiheessa muodostunut ns. Siuntion `tumma moreeni` (tulkittu MIS 4 -vaiheessa muodostuneeksi) on paikoin

stratigrafisesti Myöhäis-Veiksel-moreenien alapuolella (Bouchard et al.1990, Hirvas et al.1995). Kun Etelä-/Lounais-Suomen havainnot yhdistetään havaintoihin Etelä-/Lounais-/Keski-Lapissa ja Koillismaan alueilla tummaa moreenia merkkiorisonttina käyttäen voitaisiin korreloida toisiinsa; Kauhajoki-, Siuntio-, Kemijoki- ja Pudasjärvi-moreenit (Sarala 2005a; Sutinen 1992; Aario & Forsström 1974), ja olettaa Keski-Veiksel-vaiheen jäätikön ulottuneen niin Pohjois-Suomeen kuin Etelä- ja Länsi-/Lounais-Suomeen. SIS eteni Kaakkois-Suomeen ja Suomenlahden rannikolle asti sekä Suomenlahden yli Baltiaan ja Venäjän Karjalan puolelle (esim. Sarala ja Rossi 2016, Hirvas 1995) (Kuva 5).

Salosen et al. (2008) mukaan MIS 4 -vaiheen jää eteni Keski-Pohjanmaan Hituraan alkaen 79 ka sitten. Pohjois-Karjalaan SIS laajeni Lunkan et al. (2008) mukaan 74-50 ka alkaen niinkin myöhäisessä vaiheessa kuin n. 52 ka sitten.

SIS laajeni pohjoisluoteesta Etelä-/Lounais-Suomeen ja kokonaan alueen yli Keski-Veiksel-vaiheessa MIS 4 (Kuva 5) (Saarnisto & Salonen 1995), ja eteni edelleen Lunkan et al. (2001) mukaan maksimiasemaansa Luoteis-Venäjälle n. 20 ka sitten (Kuva 6). Huomattakoon, että useiden tutkimuksien mukaan eteläinen Suomi oli ilmeisesti Pohjois-Suomen tapaan monin paikoin jäätön useasti Keski-Veiksel-vaiheessa; Radiohiiliajoitus mammutin luista (Ukkonen et al. 1999), OSL-ajoitus Etelä-/Länsi-Suomesta (Nenonen 1995). Ilmeisesti Etelä- ja Länsi-Suomi olivat jäättömiä mm. Keski-Saalen (MIS 7) aikaan, ja Eem-vaiheesta Odderade-vaiheen loppuun (MIS 5e-MIS 5a) (Salonen et al. 1992, Nenonen 1995 ja Saarnisto & Salonen 1995), ja lisäksi jäättömiä vaiheita olisi oletettavasti ollut myös sekä MIS 3 -vaiheessa että MIS 1 -vaiheessa 10 ka sitten (Johansson et al. 2011).



Kuva 5. Keski-Veiksel -vaiheessa (MIS 3-4) SIS peitti Skandinavian ja liki kauttaaltaan myös koko Suomen. – Jää eteni pääasiassa pohjoisluoteesta etelään ja Ruotsin puolelta lännestä Pohjanlahden yli MIS 4:n alkuvaiheessa. Kuvassa esitetty jään etenemissuunnat karkeasti punaisilla nuolilla ja leviämisalue sinisellä peittovärillä).

Lunkan et al. (2016) mukaan voidaan olettaa, että Saale -glasiaalivaiheen (MIS 6) jälkeen SIS laajeni Länsi-Suomeen lännestä Pohjanlahden yli useasti; Keski-Veiksel-vaiheiden (MIS 4) ja (MIS 3) aikoina sekä vielä Myöhäis-Veiksel-vaiheen (MIS 2) aikana. Tätä tukee Lundqvistin (2004) käsitys Varhais- ja Keski-Veiksel-vaiheen jäätikön asemasta Ruotsissa, jolloin se suuntautui länsi-luoteesta Itämeren altaaseen ja Pohjanlahteen päin (Kuva 2) aiemmin.

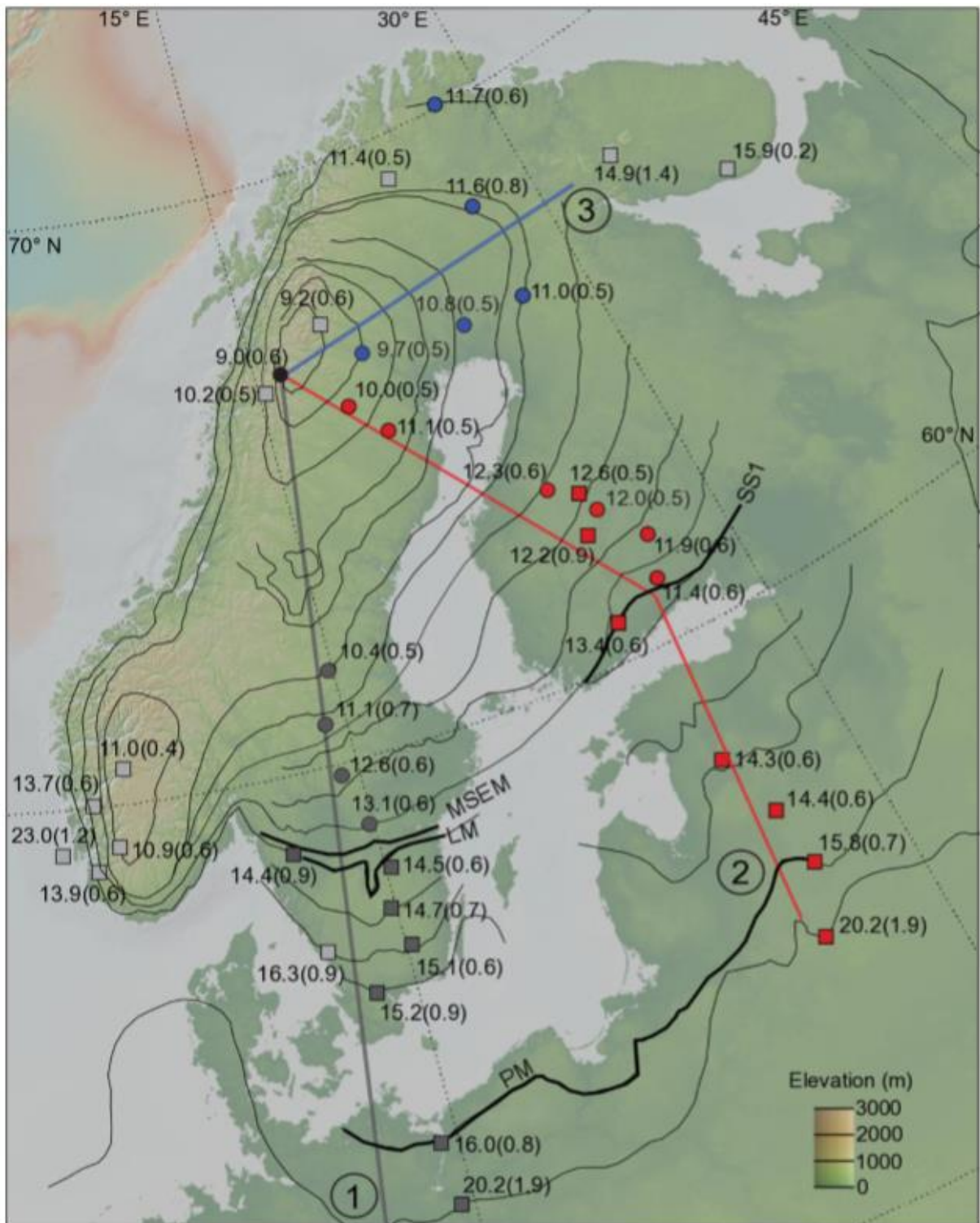
Itä-Suomeen, kuten esim. Pohjois-Karjalan Ruunaalle, SIS eteni ensimmäisen kerran samassa vaiheessa, kuin Etelä-/Länsi-Suomeen, eli Keski-Veikselin alkupuolella (MIS 4), (Ruunaaseen tosin alkaen vasta 52 ka sitten) (Lunkan et al. 2008) mukaan. Ja Jään vetäydyttyä Ruunaan alueella n. 50 ka sitten jäätikön edustalle kerrostui jäätikköjoki- ja järvisedimenttejä, joita peittää toinen, luode-kaakko suuntaisen virtauksen aikaansaama nuorempi moreeni merkkinä jäättömän vaiheen jälkeen n. 25 ka sitten kerrostuneesta Myöhäis-Veikselin moreenista.

1.1.8 MYÖHÄIS-VEIKSEL SUOMESSA

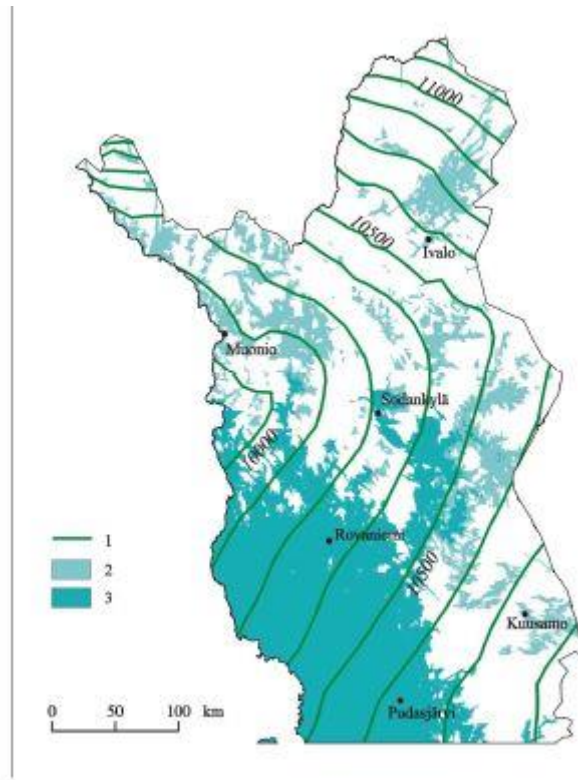
Myöhäis-Veiksel-vaiheessa SIS eteni nopeasti yli Etelä- ja Keski-Suomen alkaen n. 25 ka sitten ja lopulta maksimilaajuudessaan Luoteis-Venäjälle Kirillovin alueelle n. 18 ka sitten (Lunkka et al. 2001, Svendsen et al. 2004). Saralan et al. (2010) mukaan mm. pohjoisinta Suomea

edustava Veskoniemi jäätiköityi vasta n. 22-25 ka sitten. Pohjois-Suomen yli jäätikkö eteni tuolloin länsi-lounaasta koilliseen Luoteis-Venäjälle, Kaninin niemimaalle (Johansson et al. 2011). Maksimiasemistaan (Kaninin niemimaalta ja Kirillovin alueelta) SIS aloitti vetäytymis- eli deglasiatiovaiheen noin 18,5-17 ka sitten (Johansson et al. 2004, Lunkka et al. 2011).

SIS vetäytymisvaiheen isokrooneja ovat esittäneet mm. Cuzzone et al. (2016), Johansson et al. (2004), Lunkka et al. (2011) ja Lundqvist (1986). Isokrooneista voi päätellä, että jää sulaessaan vetäytyi vastakkaiseen suuntaan kuin se jäätiköityessään oli edennyt; toisin sanoen sulii/vetäytyi karkeasti katsoen Pohjois-Suomessa koillisesta lounaaseen, ja Länsi-/ Etelä-, ja Keski-Suomen yli kaakosta luoteeseen (Kuvat 6 ja 7). Cuzzone et al. (2016) mukaan paikallisesti jäätikön ja yksittäisten jäätikkökielekkeiden vetäytymissuunnat saattoivat poiketa yleistrendistä.



Kuva 6. Deglasiatio-isokrooni osoittaa, että SIS jäätiköityessään eteni yli Etelä-, Keski-, ja Länsi-Suomen länsiluoteesta itäkaakkoon MIS 4 ja 2 -vaiheissa (punainen viiva), (osoituksena etenemisestä päätemoreenit) ja Pohjois-Suomessa lounaasta koilliseen (sininen viiva) ja suluaan vetäytyi vastakkaiseen suuntaan. Kuva muokattu Cuzzone et al. (2016) mukaan.



Kuva 7. Pohjois-Suomen deglasiaatiokartta Johansson & Kujansuu (2008) mukaan. Käyrästä sopii hyvin yhteen esim. Pohjois-Suomen paleodyyni-iänmääritysten kanssa; Tummanvihreä viiva osoittaa jään reunan aseman tiettyyn aikaan ja värit 2= jään patoamat jäätikköjärvet, ja 3= Ancyclus-järvi -vaiheen peittoalue. Inarinjärvi on kartassa Ivalon pohjoispuolella oleva vihreänvärinen järviallas, jonka länsi- ja pohjoispuolelta on määritetty paleodyynien ikätietoja (Liite 1).

1.1.9 DEGLASIAATIOVAIHE SUOMESSA

Etelä- ja Pohjois-Suomen Myöhäis-Veikselin glasiaatiohistorian yksi yhteisistä piirteistä on Nuoremman Dryas -kauden aikaiset päätemoreenit eteläisessä Suomessa ja pohjoisimmassa Lapissa. Etelä-Suomessa Itämeren/Suomenlahden kehityksen eri vaiheisiin liittyviä päätemoreeneja ovat tutkineet mm. Lunqvist ja Saarnisto (1995), Donner (2010) ja Rainio et al. (1995). Rainio et al. (1995) mukaan muodostumilla on yhteinen ajallinen glasiaatio-, ja deglasiaatiohistoria Suomen ja koko arktisen Fennoskandian alueilla; Etelä-Ruotsi, Pohjois-Norja, Venäjän Kuola, ja Karjala.

Yhtenä deglasiaation alkamiseen liittyvänä merkkitapahtumana Etelä-Suomessa on pidetty Baltia/Yoldia-transitiota (BIL/YS), kun Baltian jääjärvi yhdistyi Atlantiin Ruotsin yli

Billingenin salmea pitkin n. 11,6 ka sitten. Tapahtuma yhdistetään yleisesti kylmän Dryas-kauden päättymiseen ja sen myötä jääkauden loppumiseen (Taipale ja Saarnisto 1991, Hyttinen et al. 2014).

Itämeren eri vaiheiden iänmääritysdata on perustunut jo pitkään ns. lustosavikronologiaan. Menetelmälle on määritetty ns. merkkiorisontti (0-vuosi) BIL/YS-tapahtumasta (Lunkka et al. 2004). Hyttinen et al. (2014) on määrittänyt OSL-menetelmällä tapahtumalle ensimmäistä kertaa suoran iän Salpausselkä I:n Yoldia-merivaiheen rantaterassikerrostumasta Renkomäellä, joka muodostui vedenpinnan tason laskettua.

Salpausselkävyöhykkeen iänmäärityksissä Ss I:n muodostumisajankohdaksi on arvioitu 12,1-12,3 ka sitten ja Ss II:n muodostumisajankohdaksi 11,6-11,8 ka sitten (Saarnisto & Saarinen 2001). Suomalaisten ja ruotsalaisten yhdistetystä deglasiatiokronologiasta on päätelty jäätikön vetäytyneen Etelä-Suomen rannikolla n. 13,1 ka sitten ja vetäytymisaste oli ollut arviolta 60 m vuodessa Salpausselkä-päätmoreenien eteläpuolella, ja jopa 260 m vuodessa niiden pohjoispuolella (Donner 1995).

Lisäksi Lunkan et al. (2004) mukaan on päätelty, että Suomenlahden pohjoisrannikon ja Ss II:n välinen alue paljastui jäästä n. 13000-11600 vuotta sitten. Vetäytyessään pohjoiseen jäätikkö jakaantui useiksi virtauskielekkeiksi, joista neljä Etelä-Suomeen muodostaen kaarevat Salpausselkä-päätmoreenit, yksi muodostaen Keski-Suomen päätmoreenit (Salonen 1998) ja yksi kielekkeistä Pohjois-Pohjanmaalle jakautuen myöhemmin Oulu- ja Kuusamo-kielekkeiksi (Kuva 8), jotka muodostivat väliinsä Pudasjärvi-Hossa interloobi-välivyöhykkeen. Jokainen kielekkeistä synnytti vaikutusalueelleen ominaiset moreenit, ja sulamisvedet muodostivat monin paikoin jääjärviä (Taipale ja Saarnisto 1991).



Kuva 8. Kuvassa on esitetty Keski-Lapin jäänjakaja-alue, sekä Etelä-, ja Pohjois-Suomen alueen deglasiaation synnyttämät jäätikkökielekkeet eli loobit, ja loobien väliset interloobialueet - Kielekkeiden vaikutusalueet on tunnistettu niiden jälkeensä jättämistä maaperämuodostumista. Piirros: Harri Kutvonen© GTK

Jäätikön reunavyöhykkeellä postglasiaaliset prosessit, kuten aallot ja tuuli kerrostivat Pohjanlahden ja Suomenlahden jäästä vapautuneelle ja koko ajan kohoavalle maa-alueelle dyynejä sitä mukaan, kun uutta maata paljastui esiin. Suomen rannikon rantakerrostumien ja dyynien luminesenssi-äänmäärityksiä ovat tehneet mm. Hyttinen et al. (2014), Jungner (1984).

Pohjois-Suomen (Lapin) deglasiaatiohistoria perustuu pääasiassa glasigeenisten kerrostumien, ja glasifluviallisten maaperämuotojen tutkimukseen (Johansson 2007, Saarnisto 2007). Pohjois-Suomessa ei ole yhtä massiivisia päätmoreeneja kuin Etelä-Suomessa, vaan ainoastaan paikoitellen deglasiaatioaikaisia jäätikkövirtauksia indikoivia pienehköjä päätmoreeniharjuja (Johansson et al. 2011). Esimerkiksi Pyhä-Luosto-tunturialueella on

lounaasta koilliseen suuntautuvat päätemoreeniharjanteet, jotka kuvaavat sikäläistä jäätikön reuna-asemaa 11300-10400 vuotta sitten (Sarala et al. 2009).

Nuoremman Dryas-kauden aikaan jäätikön keskusalue sijaitsi Keski-Lapin jäänjakajavyöhykkeellä ja aktiivinen jäätikkövirtaus jäänjakaja-alueelta pois päin vallitsi sekä koilliseen, että itä-kaakkoon muodostaen Inarin ja Kuusamon drumliinikentät (Johansson et al. 2011).

Saarniston (2007) mukaan Pohjois-Suomen deglasiaatio alkoi pohjoisimmasta osasta Suomea, kun jäätikön reuna alkoi vetäytyä nuoremman Dryas-kauden aikana muodostuneilta päätemoreeneilta n. 11600 vuotta sitten. Johansson ja Kujansuu (2008) mukaan Lapin korkeimmat huiput pistivät tuohon aikaan jääpeitteen läpi nunatakkeina, joiden rinteille vetäytyvä jää jätti kulutusmerkkejä. Jään vetäytyminen kesti noin 1600 vuotta.

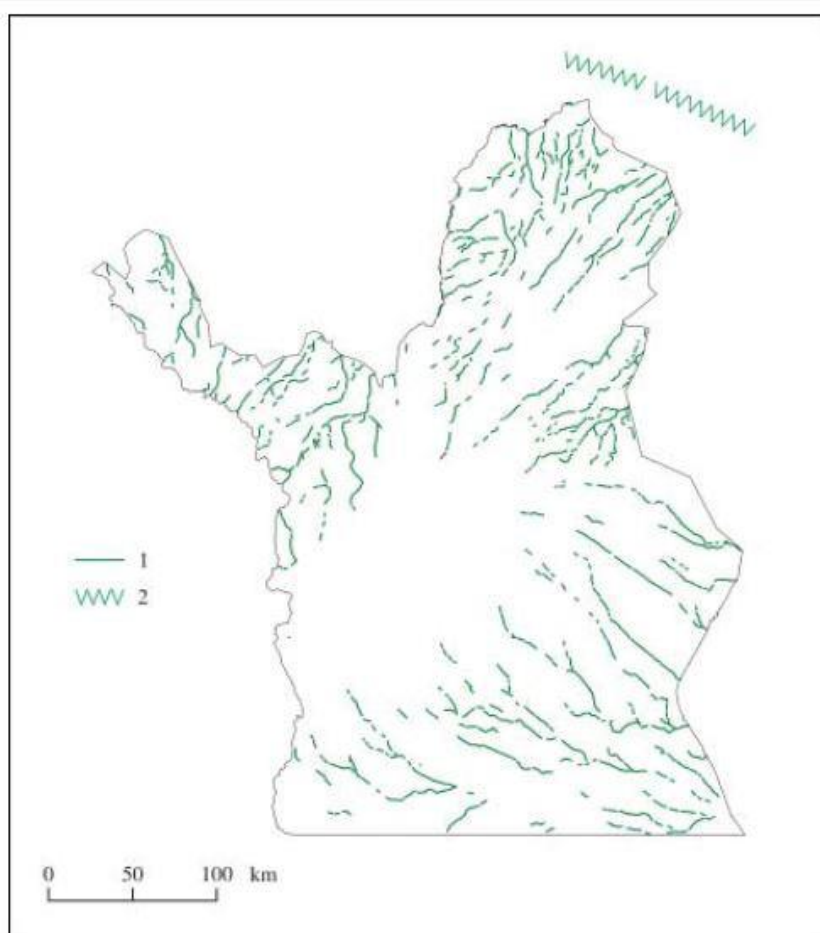
Etelä-/Lounais-Lapissa jäätikkö jakautui kahdeksi erilliseksi virtauskielekkeeksi; Oulu- ja Kuusamokielekkeiksi, ja muodosti niiden väliin Pudasjärvi-Hossa-interloobivyöhykkeen (Aario ja Forsström 1978) sekä passiivisen Kemi-Ranua-Pudasjärvi-Kuivaniemi-jäätikköalueen (Sarala 2005b). Viimeisetkin mannerjäätikön rippeet sulivat Länsi-Lapissa n. 10 ka. sitten ja jäätikön reuna vetäytyi rajan yli nykyisen Ruotsin valtion puolelle.

Kuten Etelä-Suomessa, myös Pohjois-Suomessa jäätikkö vetäytyi päinvastaiseen suuntaan, kuin oli edennyt jäätiköityessään, ja reunan vetäytyminen paljasti maan postglasiaalisten prosessien työstettäväksi. preboreaalisessa paleoympäristössä vallitsi arktisen tundran olosuhteet - Ilmasto oli kylmä, kuiva ja tuulinen (Taipale ja Saarnisto 1991).

Inarinjärven ja Enontekiön ympäristössä on tehty useita tutkimuksia dyynien muodostumis- ja reaktivaatioprosessista; (Kotilainen 2004, Käyhkö 1998, ja Matthews et al. 2013). Noilta seuduilta mitatut OSL-iät (Liite 1) sopivat hyvin Johansson & Kujansuu (2008) mukaan esitetyn Pohjois-Suomen deglasiaatiokronologian kanssa (Kuva 7).

Jäätikön vetäytyminen alkoi Luoteis-Lapin alueella Pohjois-Norjan puolella ja Koillis-Lapissa Kuolan alueella sijainneelta päätemoreenivyöhykkeiltä (Johansson 2007). Jää vetäytyi säteittäisesti kohti Keski-Lapin jäänjakajavyöhykettä. Alueen kartasta näkee selvästi, kuinka jään reunan sulamisvedet ovat muodostaneet samansuuntaisia jokiuomia ja maaperämuotoja

(kuva 9). Ilmiö johtuu siitä, että sulamisvesi jäätiköstä purkautuessaan pyrkii kohti paineminimiä eli käytännössä kohti jään reuna-asemaa (Boulton et al. 2009). Myös alueen glasifluvialiset harjut ovat samasta syystä muodostuneet säteittäin Johanssonin (2007) mukaan.



Kuva 9. Kuvassa on päätmoreenit merkitty viivalla 2= sahaviiva, ja säteittäiset jokiuomat ja harjut viivalla 1. Joet ja harjut ovat suuntautuneet joka puolelta Pohjois-Suomea säteittäin kohti Keski-Lapin jäänjakajavyöhykettä. Kuva (Johansson & Kujansuu 2008), GTK mukaan.

Jäänjakaja-alueella säteittäiset maaperämuodostumat yhtäkkiä loppuvat. Kun jää oli vetäytynyt jäänjakaja-alueelle n. 10300 vuotta sitten, se pysähtyi ja sulii paikalleen yleensä pieninä kuolleen jään jääsaarekkeina (Johansson 2007).

Muodostumien puuttuminen nimenomaan jäänjakaja-alueen itäreunalla viittaa Johansson (2007) mukaan siihen, että jään reunavyöhyke oli rikkonainen, eikä kyennyt hallitsemaan purkautuvaa vettä ja muodostamaan harjuja jääntäyteiseen matalaan sulavesialtaaseen.

Alueen länsireunan marginaali oli luultavasti riittävän ehjä patoamaan paikallisia jääjärviä, ja reuna vetäytyi edelleen kohti länttä ja lounasta päätepisteeseensä Kolariin (Johansson & Kujansuu 2008), Saarnisto 2000). Pohjois-Lapissa jää suli supra-akvaattisessa asemassa maanpäällisesti, ja Lounais-Lapin alueella Ancyclus-järvivaiheessa subakvaattisesti.

Johansson (2007) on todennut, että koska maa glasioisostasian johdosta kohosi kaiken aikaa, ja vielä nykyäänkin, Itämeren Ancyclus-järvivaiheen ylimmät rannat ovat tällä hetkellä eteläisessä Lapissa sijainnista ja topografiasta riippuen 200 m mpy eli n. 200 m korkeudessa nykyisen meren pinnan yläpuolella.

2 OSL-AJOITUSMENETELMÄ

2.1 LUMINESENSSI-ILMIÖ

Luminesenssi on kiteisillä dielektrisillä aineilla, kuten esim. kvartsilla ja maasälvillä esiintyvä ilmiö, jonka lähtökohtana on luonnonympäristön radioaktiivisen taustasäteilyn vaikutuksesta mineraalitekisiin varastoituva energia (Munyikwa 2016 ja viitteet siellä), ja tätä ilmiötä hyväksi käyttäen voidaan ajoittaa mm. myöhäispleistoseeni- ja holoseenivaiheen sedimenttien kerrostumisikiä. Saman lähteen mukaan taustasäteily on luonnonympäristöstä peräisin olevaa radioaktiivista α -, β - ja γ -säteilyä. Säteily on saanut alkunsa luonnonmineraalien (kalium, thorium, uraani) hajotessa ^{40}K , ^{232}Th ja ^{238}U isotoopeiksi (Huntley et al. 1985, Duller 2004).

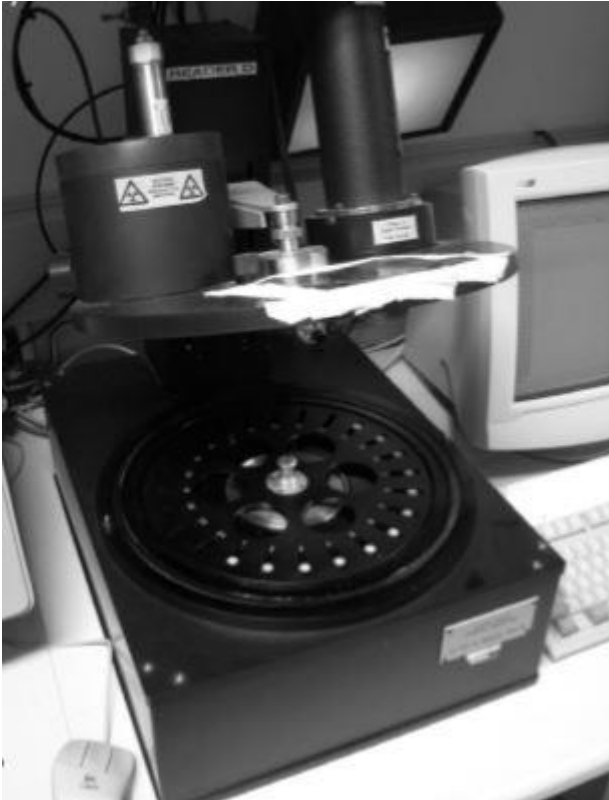
Dullerin (2004) mukaan ympäristön radioaktiivisen taustasäteilyn lisäksi avaruuden kosminen säteily myötävaikuttaa mineraalitekiteiden energisoitumiseen ja on tarvittaessa huomioitava kokonaissäteilyannosta (D_e) määritettäessä. Kosminen säteily arvioidaan tai voidaan mitata näytteenotto paikalla (Prescott et al. 2000). Saman tutkimuksen mukaan kosmisen säteilyn myötävaikutuksen suuruus riippuu muun muassa maaperän maa-aineksen tiheydestä sekä mineraalin syvyysijainnista maaperässä. Myötävaikutus kokonaissäteilyannokseen on yleisesti (1-10 %) mukaan lukien matala tunkeuma (50 cm), ja syvä tunkeuma (kymmeniä metrejä). Kosmisen säteilyn vaikutus on kuitenkin toissijainen muihin säteilylähteisiin verrattuna ja jätetään usein huomiotta (Wallinga et al. 2015).

Näiden edellä mainittujen lähteiden synnyttämä säteily vapauttaa mineraalitekissä elektroneita niiden vakiopaikoiltaan ja ilmiön yhteydessä osa atomien elektroneista jää loukkuun mineraalin kidevirheisiin kerryttäen mineraalitekisiin energiaa. Munyikwan (2016) mukaan loukkuja on paitsi eri syvyisiä, myös rajallinen määrä, ja mineraali ennen pitkää loukkujen täytyttyä saturoituu asettaen ajoitusiälle ylärajan.

Mitä kauemmin kiteinen aine on ionisoivan kokonaissäteilyn alaisena, sitä enemmän säteily ehtii täyttämään loukkuja ja kokonaisenergiaa kumuloitua ennen saturoitumista. Elektroneita puolestaan vapautuu loukuista, kun kiteet altistuvat ylimääräiselle energialle (paine, lämpö, valo).

Elektroneiden vapautuessa loukkutiloistaan syntyy valosäteilyä, jonka aallonpituus/intensiteetti vastaa aineen kokemaa energiatason laskua. Syntynttä valoa kutsutaan luminesenssivaloksi (Murray ja Wintle 2000, Duller 2004, Munyikwa 2016).

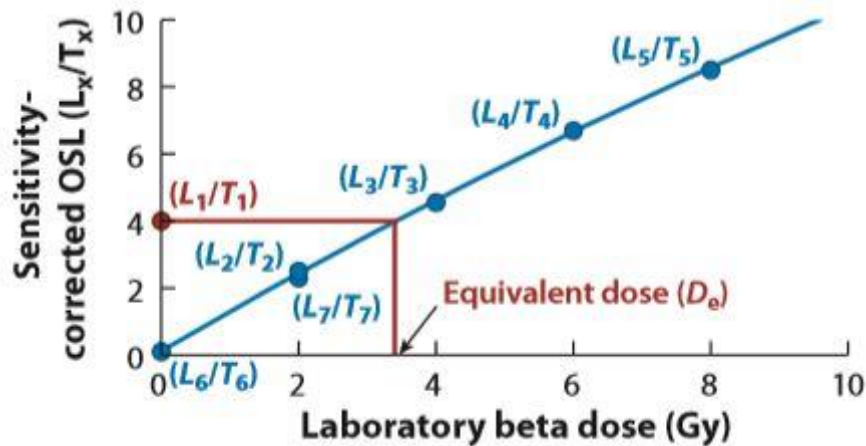
Munyikwan (2016) mukaan kiteisiin varastoitunut energia vapautuu säteillen näkyvän valon spektrin eri osien aallonpituusalueilla. Mikäli valosignaali vapautuu kuumennettaessa näytettään. 500°C:een, signaalia kutsutaan TL-signaaliksi (Thermoluminescence), ja signaalin vapautuessa sinisen/vihreän valon vaikutuksesta OSL-signaaliksi (Optical Stimulated Luminescence) tai sitten infrapunavaloa stimulointiin käytettäessä IRSL-signaaliksi (Infrared Stimulated Luminescence). Laboratoriossa luminesenssivalon intensiteetti määritellään nykyisin yleisimmin erillisellä TL/OSL-lukijalla: Risø (TL/OSL) - osana SAR-proseduuria (Single Aliquot Regenerative Dose Protocol), jossa yksittäisestä tai useampaan osaan jaetusta näyteannoksesta määritellään sedimentin kokema kokonaissäteilyannos (D_e), (Kuva 10).



Kuva 10. Kuvassa on Risø TL/OSL -lukija kansi avattuna, jolloin näkyvissä on erillisiä näytteitä sisältävä numeroitu kiekko. SAR-protokollan mukaisen mittauksen aikana näytekiekko pyörii ja näytteet vuorollaan kohdistuvat automaattisesti kuumennettaviksi, säteilytettäväksi, ja/tai intensiteetin mittaukseen. Mittausprotokollat ovat ohjelmoituja ja tiedot lähetetään automaattisesti erilliseen lukijaa kontrolloivaan tietokoneeseen. Kerrostumaa edustavan näytteen ikä lasketaan kaavan 1 mukaisesti. Kuva Johnsen (2009) mukaan.

SAR-mittausproseduurissa kokonaissäteilyannoksen (D_e), jonka laatu on Joulea kilogrammaa kohti (G_y), määrittämiseksi kukin näyte ensin esilämmitetään residuaalisignaalikomponentin poistamiseksi ja varsinaisessa säteilymittauksessa ja datakäsittelyssä testiannoksella (T_x) herkkyysskorjattua eli regeneroitua luminesenssisäteilyn intensiteettiä verrataan laboratoriossa indusoituihin säteilyannoksiin (L_x) -toistuvasti ((L_x/T_x) -optimointi), kunnes mineraalin annossaturaatiotaso tai riittävä haluttu taso saavutetaan (korjaus suoritetaan, koska luminesenssiherkkyys muuttuu kokeen aikana epälineaarisesti) (Murray ja Olley 2002). Vakioproceduurissa on yleensä seitsemän vertailuporrasta, jolloin yleensä saavutetaan kvartsin saturaatiotaso n. 400 Gy (Gray) ja/tai kalimaasälvän saturaatiotaso 500 Gy. Kun viimeisenkin, seitsemännen vertailuportaan herkkyysskorjattu säteilytaso (L_7/T_7) saadaan asetettua 'identtiseksi' aloituskierröksen ensimmäisen (L_2/T_2) kanssa riittäväällä tarkkuudella (0,9-1,1), niin kokonaissäteilyannoksen (D_e) -mittaustulosta voidaan pitää pätevänä (Murray ja Wintle 2000, Duller 2004).

Regeneroitujen luminesenssi-intensiteettiarvojen ja niitä vastaavien säteilyannosten (beta dose) perusteella muodostuu asymptoottinen funktio/kuvaaja eli ns. optimoitu annos -kasvukuvaaja (Kuva 11). Kuvaajan pystyakselilla on herkkyyskorjatun luminesenssisäteilyn intensiteettiasteikko (L_x/T_x) ja vaaka -akselilla säteilyannosasteikko (beta dose -arvo D_e). Funktion/kuvaajan D_e -arvojen perusteella voidaan määrittää kunkin näytteen ikä (Kaava 1). Huom. funktion muoto ja kaarevuus, ts. kulmakerroin vaihtelee mitattavan näytteen saturaatio-ominaisuuksien mukaisesti.



Kuva 11. Kuvassa on esitetty SAR-protokollan mukainen säteilyannos-vaste-kuvaaja, jossa pystyakselilla on herkkyyskorjatun luminesenssisignaalin intensiteettiasteikko (L_x/T_x) ja vaaka-akselilla sitä vastaavat säteilyannosasteikon (beta dose) D_e -arvot, joita hyväksi käyttäen voidaan laskea kunkin näytteen ikä (kaavasta 1). Esilämmitys-herkkyyskorjaus-sykliä toistetaan, kunnes viimeinenkin seitsemännen kierroksen suhdeluku saadaan asetettua riittävällä tarkkuudella vastaamaan aloituskierroksen ensimmäistä, ja tulosta voidaan pitää adekvaattina. Kuvassa viimeinen ja ensimmäinen vertailulukupari kuvaajalla lähes päällekkäin punaisella suorakaiteella rajattuna. Kuva Rhodes (2015) mukaan.

$$\text{Kaava 1: Ikä (ka)} = [\text{kokonaissäteilyannos (} D_e, \text{ Gy)} \div \text{Annosnopeus (} G_y \times \text{ka}^{-1}\text{)}]. \quad (1)$$

$$(1 \text{ Gy} = 1 \text{ J} \times \text{kg}^{-1}).$$

$$(1 \text{ ka} = 1000 \text{ vuotta}).$$

2.2 OPTISESTI STIMULOITU LUMINESENSSIAJOITUS

Kuten edellä on todettu, optisesti stimuloitua luminesenssi-ilmiöitä (OSL) hyväksi käyttäen voidaan määrittellä aika, joka on kulunut siitä, kun sedimenttirae on viimeksi ollut alttiina päivänvalolle (Murray ja Wintle 2000, Duller 2004, Munyikwa 2016). Sedimentin kerrostumisen/kuljettumisen aikana auringon valosäteilyn vaikutus tyhjentää mineraalitekisiin varastoituneen energian, jonka jälkeen ympäristön radioaktiivinen taustasäteily kosmisen säteilyn myötävaikutuksella alkaa kerryttää energiaa mineraalitekisiin uudelleen sedimentin uudessa kerrostumispaikassa.

Säteilyannosnopeus on tyypillisesti luonnonympäristötekijöihin liittyvä paikkasidonnainen ominaisuus. Kun luonnossäteilyn annosnopeus on mitattavissa fysikaalisesti gammaspektrometrillä tai kemiallisesti laboratoriossa alkuainekoostumuksesta mineraalin käsittelyn jälkeen määriteltävissä oleva vakio, voidaan määrittää aika, joka on kulunut mineraalisedimentin hautautumisesta, jakamalla sedimenttimineraaliin varastoituneen kokonaissäteilyannoksen määrä annosnopeudella (Kaava 1).

2.3 VIRHELÄHTEET LUMINESENSSIAJOITUKSESSA

Luminesenssiajoitukset eivät ole absoluuttisen tarkkoja ja virheettömiä ja aiheuttavat tuloksiin epävarmuutta (Wallinga et al. 2015). Virheet ovat joko laitevirheistä tai kalibroinnista johtuvia systemaattisia, jolloin määritettäessä annosnopeutta syntyy n. 3 %:n ja määritettäessä kokonaissäteilyannosta n. 2 %:n virhe. Virheet voivat olla myös satunnaisia aiheutuen esim. sedimenttien valinnasta, vesipitoisuusvaihtelusta ja kerrostumishistorian tulkinnasta. Pelkästään systemaattiset virheet aiheuttavat Wallinga et al. (2015) mukaan vähintään n. 4-5 %:n epävarmuuden iänmääritystulosten luotettavuuteen ja epävarmuus kasvaa huomioitaessa edellä mainitut satunnaiset tekijät. Sedimenttien iät ilmoitetaan yleensä standardin mukaisesti virhelähteet huomioiden harkintaa käyttäen $\pm 5-10$ % tarkkuudella (Wallinga et al. 2015).

Käytännössä luminesenssiyhteisössä on yleisesti hyväksytty tapa esittää tuloksissa ns. 1-sigman epävarmuus tarkoittaen, että 68 %:n todennäköisyydellä oikea vastaus on annetuissa rajoissa (Wallinga et al. 2015).

2.3.1 Sedimentin nollautuvuus

Luminesenssi-ikä määritys menetelmä edellyttää, että sedimentin mineraalitekiet ovat ennen hautautumistaan tyhjentäneet energiavarastonsa mahdollisimman täydellisesti, eli ns. kello on nollautunut kerrostumisen/kuljettumisen aikana (Murray ja Olley 2002). Rhodesin (2011) mukaan erityisen perusteellinen sedimentin nollautuminen tapahtuu tuulen kuljettamissa ja kerrostamissa eli eolisissa sedimenteissä, kun taas esim. jään alle tai veteen kerrostuneissa sedimenteissä päivänpaisteen vaikutus voi olla alentunut. Syvä ja samea vesi heikentävät näkyvän valon nollausvaikutusta mineraalissa, mutta esim. jatkuvassa liikkeessä huuhtoutuvat rantasedimentit voivat puolestaan nollautua erinomaisesti. Näkyvän valon vaikutus on kohtalainen metriin asti, mutta heikkenee nopeasti syvyyden ja/tai sameuden lisääntyessä.

Wallinga et al. (2015) mukaan tehokkain mineraalin varauksen nollaaja on korkeaenerginen näkyvää valoa lyhytaaltoisempi säteily (n. 430-500 nm). Korkea lämpötila puolestaan toimii ns. lämpöassistenttina eli myötävaikuttaa nollautumista.

Rhodesin (2011) mukaan on syytä huomioida, että noin 50 % sedimenttien kerrostumisesta/kuljetuksesta tapahtuu yöaikaan pimeässä, jolloin päivänvalon vaikutus sedimenttiin on alimmillaan, ja voi olla jopa täysin valotonta, kuten esim. jään alla tai jään onkaloissa.

Päivänvalossa kerrostumisalueen leveys- ja korkeusaste, auringonsäteiden intensiteetti sekä lankeavan valon paistekulma ja paisteen kesto aika vaikuttavat olennaisesti sedimentin nollautumiseen. Rhodesin (2011) mukaan kerrostumishistoriaa arvioitaessa kannattaa kiinnittää huomiota sedimentin kuljettumismatkaan ja -aikaan nollautumisen näkökulmasta. Virtaavassa pyörteisessä uomassa karkein aines liikkuu yleensä traktion avulla kohti suvantoa ja rantatörmästä erodoitunut hienoaines suspensiokuormana laskeutuen virtausuoman muihin osiin päällimmäiseksi virtauksen heikentyessä. Heikosti lajittuneet sedimentit edustavat yleensä mineraalisekoitetta, joka sisältää eriasteisesti nollautuneita sedimenttirakeita.

Sedimentin viimeinen kulkeutuminen ennen kerrostumista ei aina välttämättä ole tärkein, koska aiempi kulkeutuminen, sedimentin sekoittuminen tai siirtyminen paikasta toiseen on voinut taata riittävän päivänvalo vaikutuksen mineraalien varausten nollautumiseksi. Kerrostumishistorian arviointi on siksi olennaisen tärkeä osa ajoitusta (Wallinga et al. 2015 ja Rhodes 2011).

2.3.2 Mineraalin valinta

Paitsi tutkittavan näytteen kerrostumis ympäristön valinnalla, myös tutkittavan mineraalin valinnalla on vaikutus iänmääritys ominaisuuksiin (Wallinga et al. 2015). Esim. kvartsin nopea komponentti nollautuu nopeasti UV-säteilyn vaikutuksesta, mutta ei ole infrapunaseksitiivinen, kun taas kalimaasälvällä on sekä melko korkea OSL- että IRLS-herkkyys, että vieläpä suhteellisen nopea nollautumis ominaisuus. Korkea saturaatio taso laajentaa ajoitusaika- aluetta. Kalimaasälvän huonona puolena on kvanttimekaniikan kuvaama ilmiö: Ominaisuuksien/tulosten huojunta eli ns. *anomalous fading*, joka johtaa ikätulosten aliarviointiin. Kalimaasälvän toisena huonona puolena voidaan pitää korkeaa sisäistä säteily taso a, joka voi vääristää tuloksia. Nykyään kvartsi onkin maasälpää suositumpi iänmääritys mineraali, koska se nollautuu nopeammin varmemmin ja täydellisemmin ja lisäksi se säilyttää maasälpää paremmin varauksensa kokeen aikana (Murray ja Olley 2002).

Periaatteessa kaikki kvartsin ja maasälvän rakeet siltistä ja hiekasta soraan kelpaavat ajoitettaviksi, mutta sedimentin kerrostumis paikka a, kuljettumismatkaa ja -aika a arvioitaessa on syytä käyttää harkintaa (Wallinga et al. 2015 ja Rhodes 2011).

2.3.3 Vesi ja epäpuhtaudet vaimentavat säteilyä

Paitsi sedimentin kerrostumis ympäristön syvä ja/tai samea vesi vaikuttaa nollautumiseen, sedimentin huokosvesi vaimentaa ympäristön luonnonsäteilyn vaikutusta mineraalikiteisiin. Esim. yhden tilavuusprosentin suuruinen vesipitoisuuden lisäys hiekkasedimentissä alentaa luonnonsäteilyn annosnopeuden vaikutusta noin prosentin verran (Aitken 1998). Ilmiön vaikutus johtaisi helposti mineraalin iän virhetulkintaan, ellei sedimentin vesipitoisuutta huomioitaisi laskelmissa/tulkinnassa.

Wallinga et al. (2015) mukaan vesipitoisuuden arviointi on kuitenkin marginaalinen ja aiheuttaa alle 3 % epävarmuuden tuloksiin. Sen sijaan veteen kerrostuneet järvi-/meriallasedimentit,

kuten myös savipitoiset sedimentit, jotka helposti tuplaavat vesipitoisuutensa, voivat puolestaan vaimentaa säteilyannosnopeutta huomattavasti karkea-aineista sedimenttiä enemmän, ja aiheuttaa huomattavan, moninkertaisen epävarmuuden mittaustuloksiin (Wallinga et al. 2015). Mineraalirakeiden pinnan epäpuhtauksien mahdollisten vaimennusvaikutuksen vuoksi mineraalirakeet on käsiteltävä etsaamalla ennen mittausta, tai muuten mahdollinen ulkoinen vaikutus on määriteltävä erikseen (Wallinga et al. 2015).

2.3.4 Kerrostumishistoria

Jokaisella sedimentillä on yksilöllinen kerrostumishistoria. Sedimentin kerrostumishistoriaa arvioitaessa on syytä miettiä paitsi kerrostumispaikkaa myös oletettua kulkeutumismatkaa, jonka tuloksena kaikki sedimenttimineraalirakeet olisivat saaneet riittävän auringon valon vaikutuksen nollautuakseen mahdollisimman hyvin. Valoherkkien loukkujen varaukset harvoin purkautuvat täydellisesti (Wallinga et al. 2015). Saman lähteen mukaan, mikäli näyte sisältää heikosti nollautuneita rakeita, sen laboratoriossa mitattava keskimääräinen kokonaissäteilyannostaso (D_c) edustaa yliarviota todellisesta residuaalisignaalista. Tosin nykyään myös osittain nollautuneista näytteistä saadaan aiempaa luotettavampia ikäarvioita (Rhodes 2011). Wallinga et al. (2015) mukaan (D_c)-arvon hajontaa voi pienentää jakamalla näyte useampiin osanäytteisiin.

Munyikwa (2016) mukaan yleisesti luminesenssimenetelmällä voidaan määrittellä iästä aika-alueelta, joka ulottuu muutamista vuosikymmenistä noin sataan tuhanteen vuoteen (<129000 vuotta), mutta vanhempiakin iästä on raportoitu. Vanhempia iästä saadaan määritettyä jatkamalla exponentiaalista kasvukäyrää lineaarisella jatkeella, mutta on syytä huomioida, että iän lisääntyessä ikäarvion luotettavuus kärsii. Murray ja Olley (2002) mukaan etenkin kvartsikiteistä tehdyt OSL-iänmääritykset ovat luotettavia, mitä tukee ajoitusmenetelmän kauan jatkunut kasvava suosio kvartääritutkimuksen työkaluna. Rhodes et al. (2011) mukaan tulevaisuudessa on odotettavissa huomattava iänmääritysaika-alueen laajentuminen, jolloin lähestytään jo miljoonan vuoden iänmääritysmaksimia käyttäen ns. syviä mineraalikeloukkuja ja hitaasti nollautuvaa OSL-komponenttia.

3 TUTKIMUSAINEISTO JA -MENETELMÄT

Tutkimusaineistona tässä tutkielmassa ovat eri julkaisuista kerätyt OSL-ajoitustulokset tarkentavine havaintotietoineen (sijainti, ikä, doserate, paleodose, vesipitoisuus). Tutkimusmenetelminä on käytetty havaintoarvojen klusterianalyysiä (R-ohjelma) ja havaintopisteiden geografista tarkastelua (ArcMap). Havaintopisteiden kartalle sijoittamisen jälkeen on arvioitu jäätiköityneiden ja jäättömien alueiden laajuutta eri vaiheissa (Geografinen tarkastelu).

3.1 TUTKIMUSAINIESTO JA SEN KERUU

Tietoja aineistossa on kirjattuna noin 200 havaintopisteestä (Liite 1). Lisätietona kustakin havainnosta on kirjattu sedimenttityyppi hienoimmasta (siltti/savi) karkeampaan (hieno-, keski- ja karkea hiekka) käyttäen sedimenttikoodia (1-4), ja laboratoriossa mitattu tai paikalla määritetty säteilyarvon annosnopeus (Doserate $G_y \times Ka^{-1}$) kuten myös eri tekijöiden vaikutuksesta mineraaliin varastoitunut kokonaissäteilyannos (paleodose D_e, G_y), joiden tuloksena ikä on voitu määrittää jakamalla kokonaissäteilyannos annosnopeudella. Mikäli säteilytietoja ei ollut dokumentoitu, dokumentoitu ikätieto itsessään on kelpuutettu ja kirjattu kerättyyn aineistoon. Dokumentoitu ikä on kirjattu siinäkin tapauksessa, kun iän hajontatieto on puuttunut. Jatkoanalyysiä varten taulukkoon päivitettiin puuttuneet doserate-arvot Kaavan 1 mukaan jakamalla annettu paleodose iällä, ja puuttuneet paleodose-arvot kertomalla annettu doserate iällä. Nämä päivitykset tehtiin olettaen, että sedimentin mitattu/arvioitu vesipitoisuus on huomioitu määrityksissä asianmukaisesti. Lisätietoina tietoina on kirjattu esim. sedimentin syntyta pa ja/tai mahdollinen vedelle/pakkaselle altistus, kuten aallonmerkki-, ja/tai routa- tai virtausrakenteet (involuutio, kryoturbaatio, routavalokset), mikäli ne ovat käyneet julkaisusta ilmi.

Havaintopaikan maantieteellinen sijainti julkaisuissa on yleensä dokumentoitu, mutta ilmoitustapa on kirjavaa ja joskus koordinaatteja ei ole julkaistu ollenkaan, jolloin havaintopaikan sijainti on määritetty kartalta arvioimalla. Kaikki tiedot on koottu ja ylläpidetty Excel-taulukkoon (Liite 1).

Havaintopisteiden sijainnin määrittystavan kirjavuuden vuoksi kaikki koordinaattipisteet on muunnettu leveys- ja pituusastesijaintia kuvaaviksi desimaaliasteiksi WGS84-koordinaatistossa (World Geodetic System 1984). Kyseinen koordinaatisto on valittu siitä

syystä, että paikannuksiin on useimmiten alun perin käytetty juuri sitä tapaa ilmaista sijainti. Lisäksi se on globaali paikannustapa ja perustuu maailmanlaajuiseen geoidimalliin, jossa satelliittipaikannus on sidottu maan massakeskipisteeseen. Mannerlaattojen liikkeiden seurauksena WGS84-koordinaatisto ja sen suomalainen realisaatio (EUREF-FIN) liikkuvat ja kiertyvät toistensa suhteen siten, että ne poikkeavat toisistaan kartalla alle metrin (MML/Paikkatietokeskus), jonka vuoksi poikkeamalla ei tässä tutkimuksessa ole juurikaan merkitystä.

3.2. KLUSTERIANALYYSI

Klusterianalyysin suosio on viime vuosien aikana lisääntynyt kaikilla tutkimusaloilla. Etenkin suurten havaintoaineistojen (ns. big data) tapauksissa klusterianalyysillä pyritään määrittelemään ominaisuuksien välisiä riippuvaisuuksia (yhdistäviä ja erottavia tekijöitä) ja ryhmittelemään niiden mukaan havaintoja ja/tai muuttujia ryhmiin (klustereihin) tehden niistä myöhemmin johtopäätöksiä tutkimuksen tueksi (Darkins et al. 2013).

Tässä tutkimuksessa havaintoaineisto, jota ylläpidettiin Excel-tilaukossa, ryhmiteltiin käyttäen muuttujina aiemmin mainittuja tekijöitä ikä, ikähajonta, doserate ja paleodose. Havaintoarvojen määrän maksimoimiseksi sedimenttityyppiä eikä vesipitoisuutta ole käytetty klustereita laskettaessa, koska niitä tietoja ei ole ollut saatavilla kaikille havainnoille. Ensin numeeriset tiedot kopioitiin Excel-tilaukosta txt-tiedostoksi ja luettiin erilliseen tilastoaineiston käsittelyyn tarkoitettuun R-ohjelmaan csv-tiedostona.

R-ohjelmassa BSS (Between sum of squares) /TSS (Total sum of squares) -arvojen suhteesta pyrittiin päättämään klustereiden `oikea` lukumäärä, jotta aineiston mahdollisesta sisäisestä rakenteesta pystyttäisiin tekemään tulkintoja (Miquez 2007). Luokittelun onnistuminen oletetaan sitä paremmaksi, mitä lähempänä suhde on 100 prosenttia. Käytännössä 90 prosentin arvon ylittävät suhdeluvut ovat jo merkitseviä. Tulokset esitetään kuvaajina, joissa eri klustereihin sijoittuvat havaintoarvot on merkitty erilaisilla symboleilla tai väreillä. Kuvaajien sisältöä, jakaumaa ja hajontaa tarkasteltaessa on huomionarvoista, että klusterien lukumäärän muuttuessa sama havainto voi kuulua eri kuvaajissa eri klusterijoukkoon.

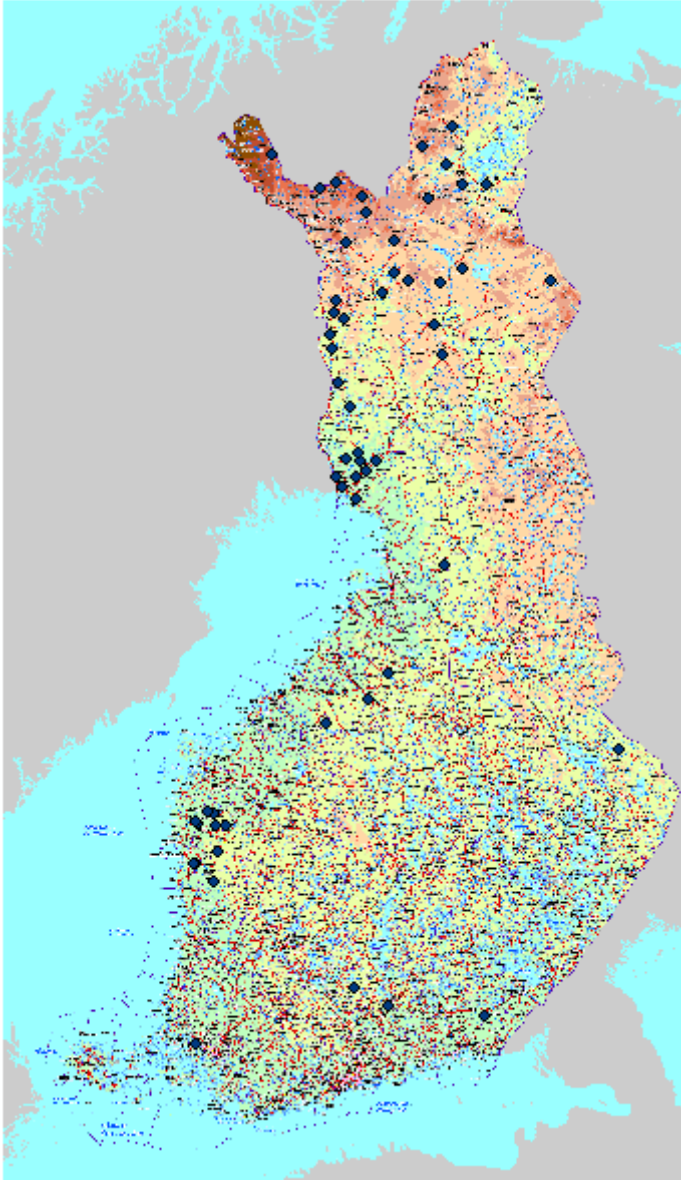
3.3. GEOGRAFINEN TARKASTELU

Havaintopisteet on tulostettu kartalle käyttäen ArcMap-ohjelmaa (Ver. 10.6). Karttojen tuottamisessa on käytetty eri klusterien mukaista jaottelua. Karttaesitysten perusteella on tarkasteltu jäätiköiden ja jäättömien vaiheiden esiintymistä ja laajuutta eri aikakausina.

4 TULOKSET

4.1 AJOITUSPISTEIDEN SIJAINTI

Havaintopisteet tulostettiin havaintopaikkojen koordinaattien perusteella kartalle käyttäen ArcMap (ver.10.6) ohjelmaa (Kuva 12).



Kuva 12. Esimerkki, kuinka havaintopisteet ovat tulostettuna kartalle ArcMap-ohjelmalla.

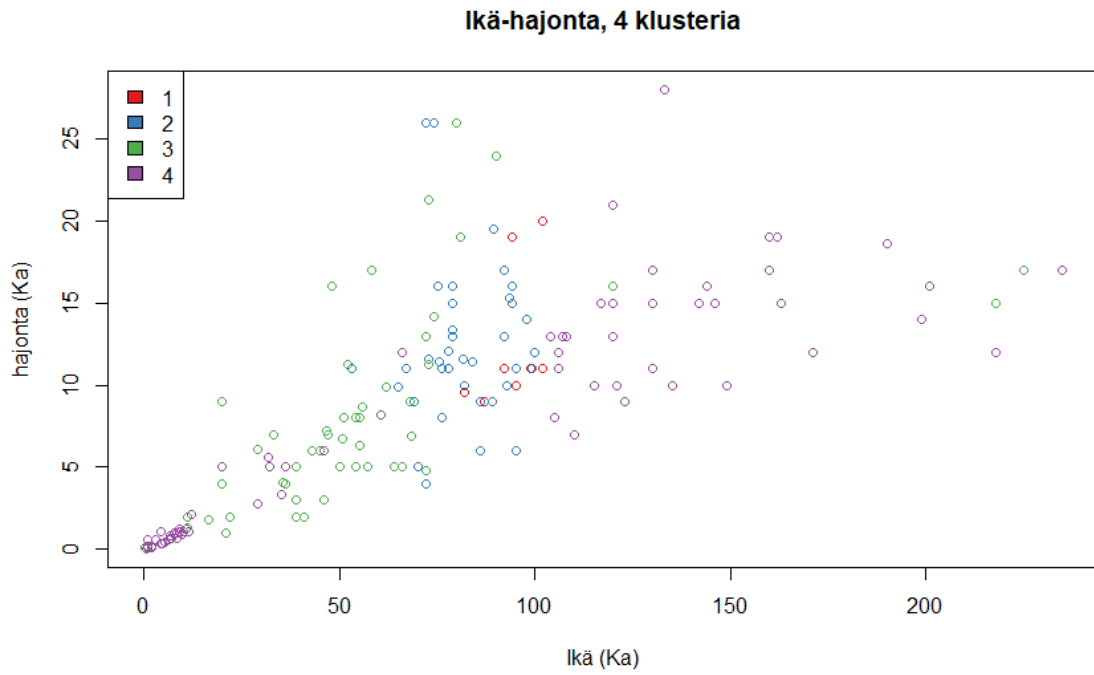
Pisteet osoittavat käytännössä sijainnin, jossa tutkitun sedimentin on oletettu nollautuneen ja sen jälkeen kerrostuneen/hautautuneen määritetyn OSL-ian antamalla ajan hetkellä. Vaikka yksittäisiä havaintopisteitä on siellä täällä ympäri Suomea, on niitä myös paikoin selvästi keskittyneinä ryhminä esimerkiksi Pohjois-, Länsi- ja Lounais-Lapissa sekä Länsi- ja Lounais-Suomessa. Ilmiö johtunee siitä, että yleisen glasiaalitutkimuksen kannalta tietyt paikat ovat olleet toisia kiinnostavampia joko stratigrafisesti ja/tai maantieteellisesti. Kääntäen tämä tarkoittaa, että glasiaalihistorian tietämyksen täydentämiseksi ikätietoa jäätikön liikkeistä ja sijainnista eri ajankohtana kaivattaisiin tulevaisuudessa enemmän myös nimenomaan keskittymien ulkopuolisilta alueilta. Toisaalta myös tähän mennessä kerätystä tutkimusaineistosta on saatavissa irti enemmän, ja uuden tarkastelun valossa se voi tuottaa uusia

näkökulmia; aiemmat käsitykset voivat muuttua; joko vahvistua tai ääritapauksessa muuttua perinpohjaisestikin.

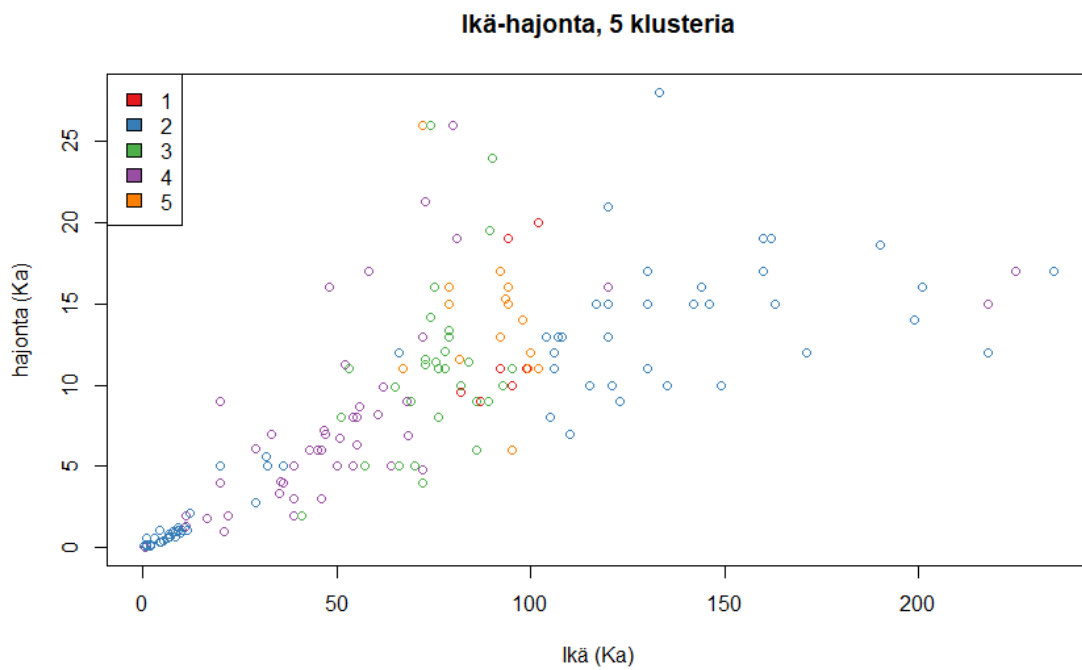
4.2 KLUSTERIKAAVIOT JA -TULOSTEN TARKASTELU

Klusterianalyysissä aineiston mahdollista sisäistä rakennetta selvitettiin R-ohjelman funktiolla kmeans. Tarkastelun ensimmäisessä vaiheessa keskityttiin suhdeluvussa BSS/TSS tapahtuviin muutoksiin klusterien lukumäärän vaihtuessa. Tulokset olivat seuraavat: Kolmen (3) klusterin tapauksessa saatiin suhteeksi 82,1 %, neljän (4) klusterin tapauksessa 92,5 %, viiden (5) klusterintapauksessa 94,9 %, kuuden (6) klusterin tapauksessa 95,2 % ja seitsemän (7) klusterin tapauksessa 96,2 %, minkä jälkeen muutos oli vähäistä. Tästä pääteltiin, että aineisto jakautuisi hyvin 4-7 ryhmään. Tarkastelemme jatkossa esimerkkinä seitsemän (7) klusterin jakoa (Kuva 16), sillä se on suhdeluvun mielessä parhaiten onnistunut. Oikea määrä klustereita voi kuitenkin poiketa tästä.

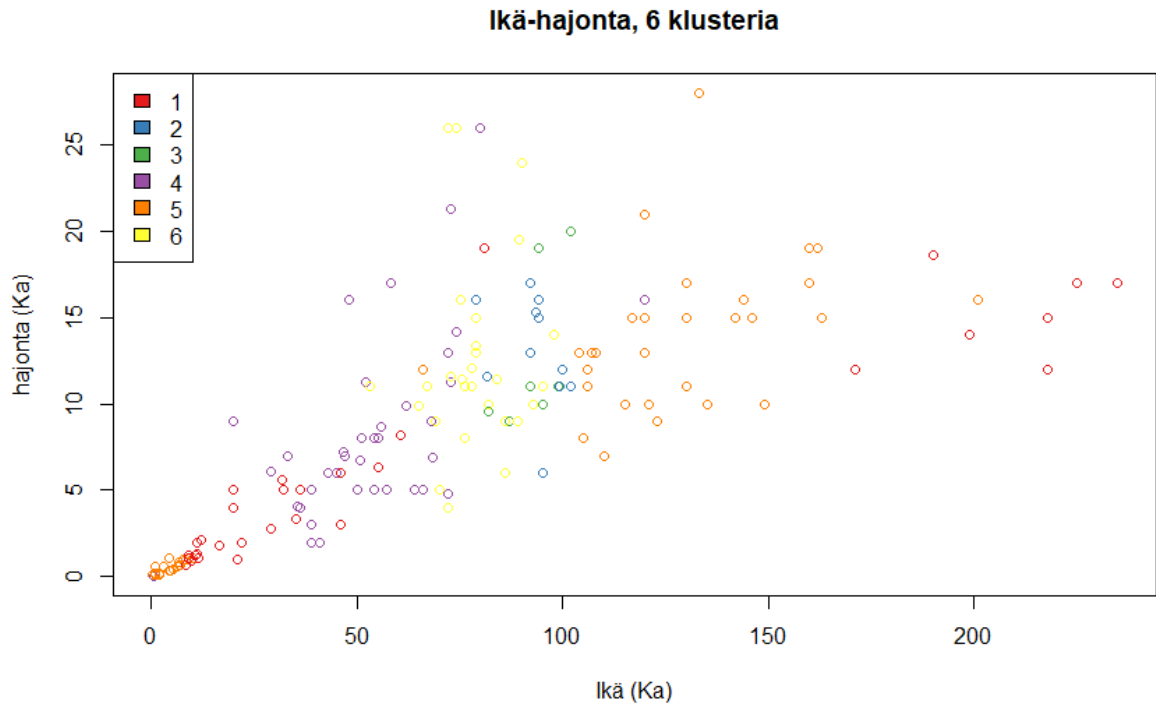
Tarkasteltaessa kuvaajia havaittiin, että kunkin tekijän (esim. ikä) hajonta vaihtelee klustereihin kuuluvien näytteiden iän/hajonnan muuttuessa ja/tai päinvastoin (kuvat 13-16). Esim. tarkasteltaessa eri klusterijoukkojen ensimmäisen klusterin ikäjakaumaa ja hajontavaihtelua eri klusterilukumäärien tapauksissa, saadaan seuraava tulos: Neljän (4) klusterin joukossa klusteri 1 muodostuu 7 kpl 175-230 ka ikäisistä näytteistä hajonnan ollessa 10-20 ka, viiden (5) klusterin tapauksessa klusteri 1 muodostuu 13 kpl 150-230 ka ikäisistä näytteistä ikähajonnan ollessa 12-15 ka. Kuuden (6) klusterin joukossa klusteri 1 muodostuu 14 kpl 110-150 ka ikäisiä näytteitä hajonnan ollessa 5-23 ka, ja lopuksi kattavimmassa seitsemän (7) klusterin tapauksessa klusteri 1 muodostuu 26 kpl 80-110 ka ikäisistä näytteistä, joiden ikähajonta on 5-24 ka.



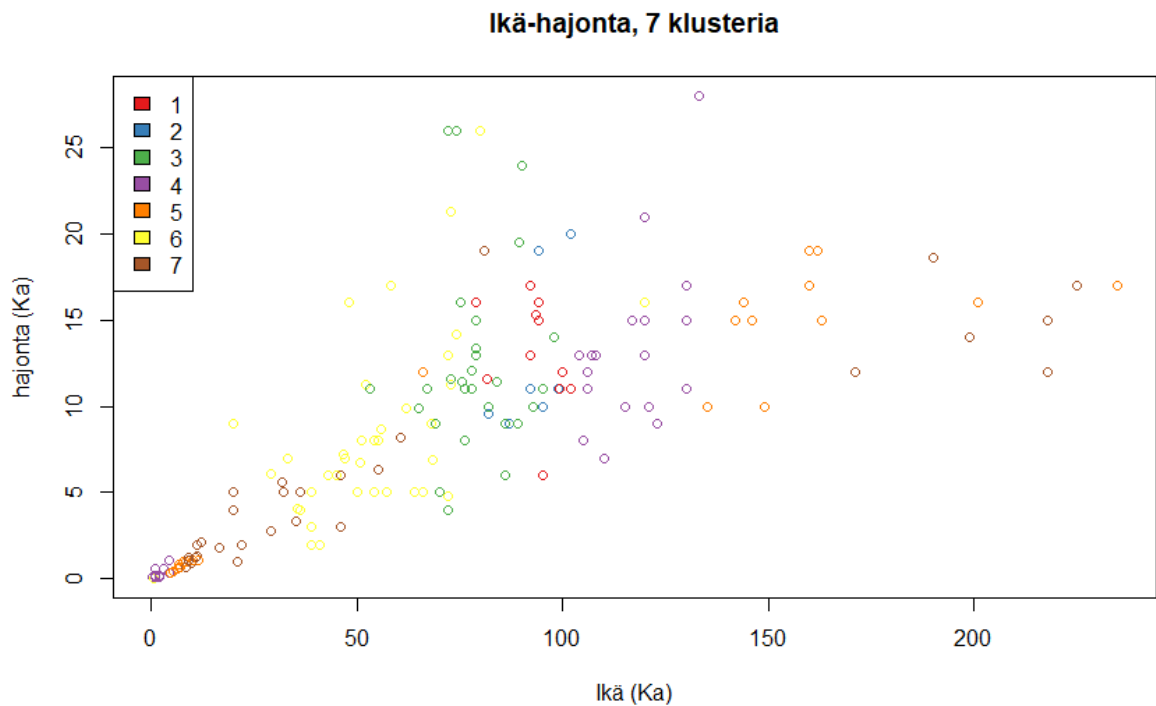
Kuva 13. Neljän (4) klusterin luokittelun lopputulos.



Kuva 14. Viiden (5) klusterin luokittelun lopputulos.

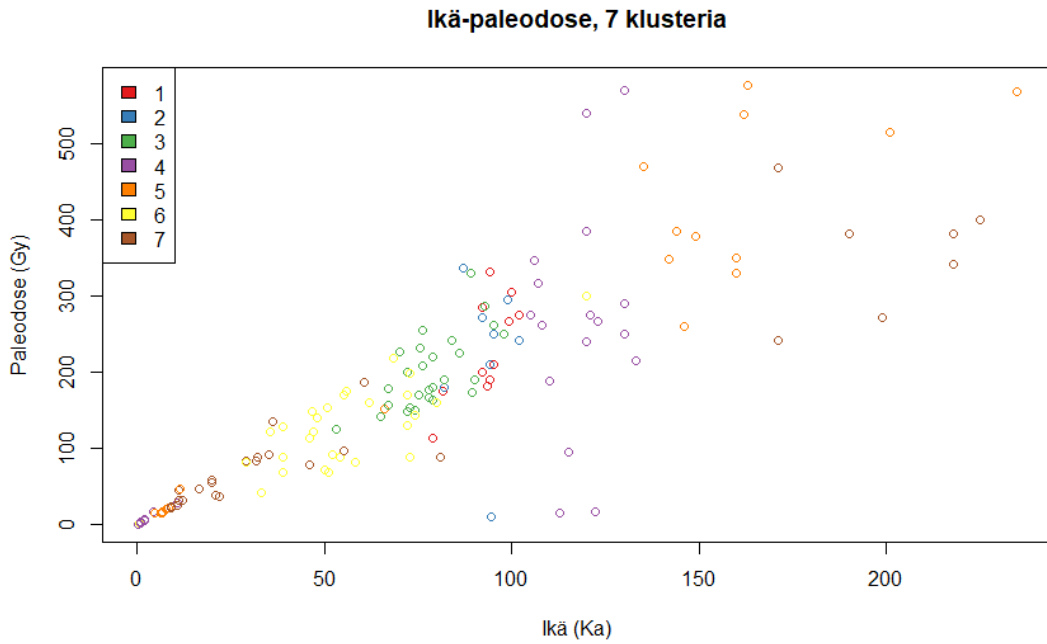


Kuva 15. Kuuden (6) klusterin luoittelem lopputulos.

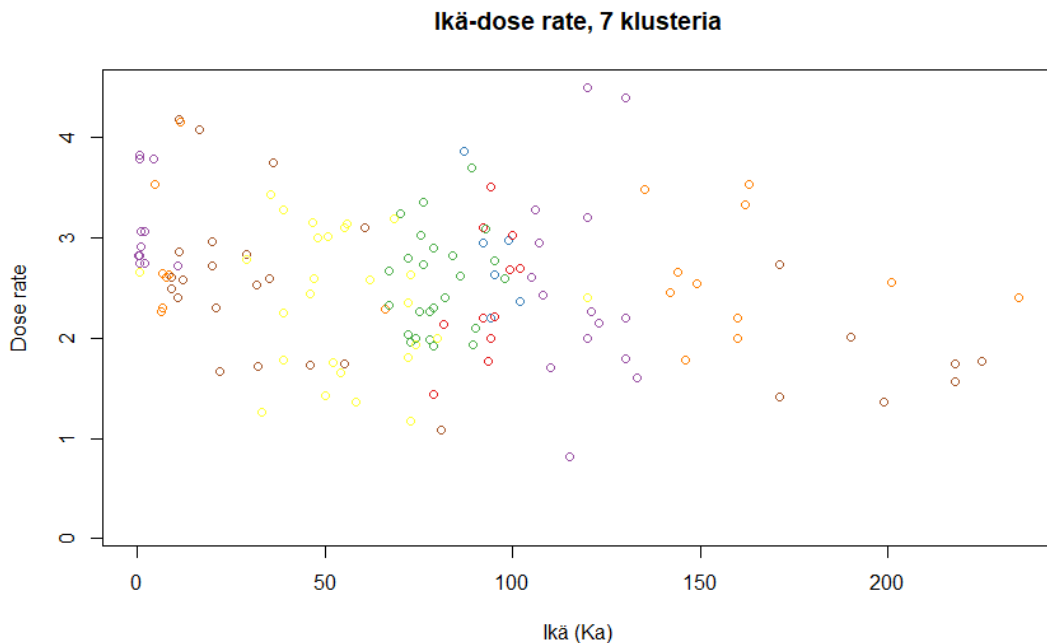


Kuva 16. Seitsemän (7) klusterin luokittelu. Esimerkiksi, ryhmän 3 alkioita sijoittuu Varhais-Veiksel-vaiheen aikakaudelle. Huomioitavaa on melko suuri vaihtelu alkioiden iän hajonnassa.

Ikä-hajonta -ryhmittelyn lisäksi samat klusterit tarkasteltiin iän suhteessa säteilyannosnopeuteen (dose rate) ja kokonaissäteilyannokseen (paleodose) (kuvat 17 ja 18).



Kuva 17. Kuvaajan mukaan kokonaissäteilyannoksen (Paleodose) kasvaessa ikä kasvaa, kuten sen luonnollisesti kuuluukin, koska säteilyä varastoituu sedimenttiin suhteessa kuluneeseen aikaan. Ja lisäksi, koska Paleodose on iänmäärityskaavassa (Kaava 1) jakolaskun osoittajana.



Kuva 18. Säteilyannosnopeus (dose rate) on sedimentin sijainnin luonnonympäristöolosuhteisiin sidonnainen tekijä ja tässä tutkimuksessa/havaintoaineistossa (tyypillisesti 0-5 Gy/ka) kaikissa ikäluokissa.

Ikä-Hajonta -kuvaajista voidaan nähdä yleistrendi, jossa kaikkia pisteitä tarkasteltaessa hajonta lisääntyy iän lisääntyessä, ts. loiva suora on piirrettävissä pistejoukon yli lineaarisesti alavasemmalta oikealle ylös. Näin ei välttämättä kuitenkaan näytä olevan yksittäistä klusteria tarkastellessa, koska havaintopisteet niissä tapauksissa usein kasaantuvat suppealle tai hajoavat laajemmalle alueelle. Hajonnan syitä ei aina voi täsmällisesti tietää, koska hajontaa aiheuttavat useat satunnaiset ja systemaattiset tekijät, joita käytiin aiemmin läpi luminesenssi-ilmiötä ja ajoituksen virhelähteitä käsittelevässä kappaleessa (kappale 4). Esim. jostakin syystä pisteet kasautuvat/hajaantuvat mm. Varhais-Veiksel -vaihetta kuvaavan ajankohdan sisälle (Kuva 23). Myös muita mielenkiintoisia eri vaiheita kuvaavia pistejoukkoja/ryhmiä on havaittavissa samassa kuvaajassa, kuten esim. Keski-Veiksel- ja Eem-vaiheet.

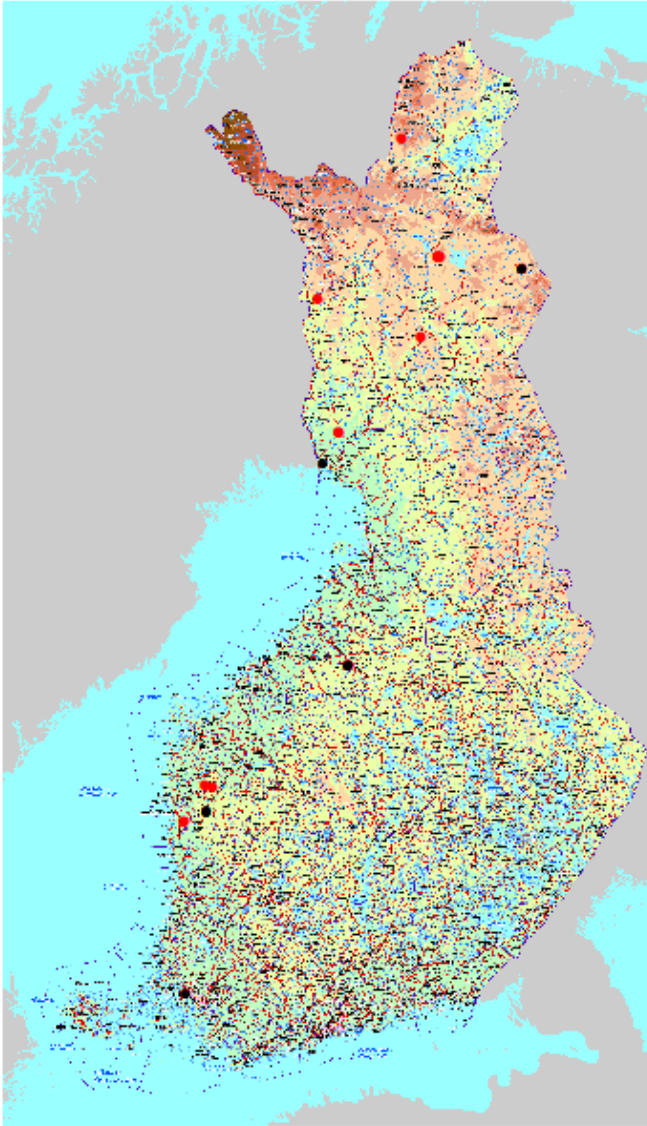
Säteilyannosnopeudet vaihtelevat kerätyn aineiston perusteella kaikissa ikäluokissa tyypillisesti 0-5 Gy/ka (kuva 18). Kokonaissäteilyannos puolestaan korreloi iän kanssa, koska säteilyä varastoituu eli energiaa sitoutuu sedimenttiin suhteessa kuluneeseen aikaan.

4.3 GEOGRAFINEN TULOSTEN TARKASTELU

Kun havaintopisteet esitetään kartalla jaoteltuna kvartaarikauden eri ajanjaksoihin Saalekaudesta holoseenikauteen, nähdään miten pisteet sijoittuvat aikakausittain maantieteellisesti eri puolille Suomea (Kuvat 19-24). Ikäryhmittelyssä on käytetty hyväksi Johanssonin et al. (2011) mukaista glasiaalivaiheiden ja jäättömien vaiheiden jakoa Suomessa.

4.3.1 Geografinen jakauma

Havaintopisteet tulostettiin kartalle aikakausittain Saalesta holoseniin ja samassa yhteydessä tulkittiin jakauman syitä ja seurauksia. Tarkoituksenmukaisuussyistä pisteitä aikakausia on myös yhdistetty.



Kuva 19. Kuvassa on Eem-vaiheen (116-130 ka; musta piste) ja sitä ajallisesti edeltäneen Saale-vaiheen (130-240 ka; punainen piste) havainto-/ajoituspisteet samalla kartalla. Useat havainnoista on tehty samoista kaivannoista/havaintopaikoista, ja havaintopisteet ovat tulostuneet kartalla vierekkäin tai jopa päällekkäin.

Havaintoaineistossa Saale-vaiheen ikätiedoista vanhimmat ovat Putkisen et al. (2020) Sodankylän Ruosselästä mittaamat OSL-iät 225 ka (Kuusi1,2) ja 235 ka (Kuusi 1,3). Koko havaintoaineiston Saale-vaiheen ikäkeskiarvo on 159,9 tuhatta vuotta ja se ajoittuu Cohen et al. (2013) mukaan happi-isotooppi-vaiheeseen (MIS 6), Warthe-vaihe). Ikähajonta-arvojen keskiarvo puolestaan on 15,2 ka eli hieman isompi kuin Varhais-Veiksel -vaiheen 12,7 ka. Se on sinänsä loogista, koska kuvaaja osoitti hajonta-arvojen yleensä kasvavan iän lisääntyessä.

Stratigrafisesti Eem-vaiheen orgaanispitoiset kerrostumat esiintyvät tyypillisesti Veiksel-vaiheen sedimenttien alapuolella ja peittävät yleensä Saale-vaiheen minerogeenisiä sedimenttejä. Kuten kartta osoittaa, Saale- ja Eem-vaiheiden havaintopisteet ovat lähellä toisiaan joko vierekkäin tai päällekkäin eri puolilla Suomen Lappia, sekä Pohjois-, Keski- ja Länsi-Suomessa. Yksi ensimmäisistä Saale-deglasiaatiota edustavan kerroksen peittävä Eem-

kerrostuman OSL-ajoitus on Suomessa tehty Salosen (2008) mukaan Keski-Pohjanmaan Hiturassa (Hitura_Unit (2-12; Liite 1).

Kvartaarikautta edustavat kerrostumat ovat monin paikoin pyyhkiytyneet pois aiempien jäätiköitymisten aiheuttaman eroosion vaikutuksesta. On olemassa useita syitä, että kvartaaristratigrafiaa edustavia kerrostumia/sedimenttejä on löydetty Suomessa ja kerrostumat/sedimentit ovat säilyneet edeltävien jäätiköitymisvaiheiden eroosiolta tähän päivään asti. Tärkein koko Suomea koskeva perussy s sedimenttikerroksien säilymiselle on, että Suomi on sijainnut viimeisimmän jääkauden ja mahdollisesti jopa sitä edeltävien jääkausien glasiaali/integlasiaali-syklien ajan lähellä Skandinavian mannerjäätikön jäänjakaja-alueen keskusaluetta, jossa kylmän jään alla jäätikön liike ja sen pohjan eroosiovoima on heikko, jopa liki olematon (Johansson et al. 2011, Stroeven et al. 2002). Lähes liikkumaton kylmäpohjainen jää on yleisempi jäätikön keskusalueella kuin sen laidoilla (Boulton & Clark 1990, Stroeven et al. 2002). (Stroeven et al. (2002) mukaan tuolloin jäätikön liike on paitsi heikko, myös loittoneva, eli keskeltä ulospäin suuntautuva ja erodointikyky vähäinen. Lisäksi jäätikön pohjan sulaminen ja sulamisveden muodostuminen on muita alueita vähäisempää, mikä minimoi eroosion (Stroeven et al. 2002). Eräs huomionarvoinen asia säilymisen kannalta on, että osa alueista, kuten mm. Eteläpohjanmaan Suupohja on viimeisimmän jäätiköitymisen aikana sijainnut passiivisella jäätikkökielekkeiden välialueella ns. interloobi-vyöhykkeellä, jossa jäätikön liike, kuten myös sen eroosiovaikutus on rajoittunut (Punkari 1997a,b). Tämä on osaltaan suojannut sedimenttejä viimeisimmän, Myöhäis-Veiksel-vaiheen jäätikön eroosiovaikutukselta.

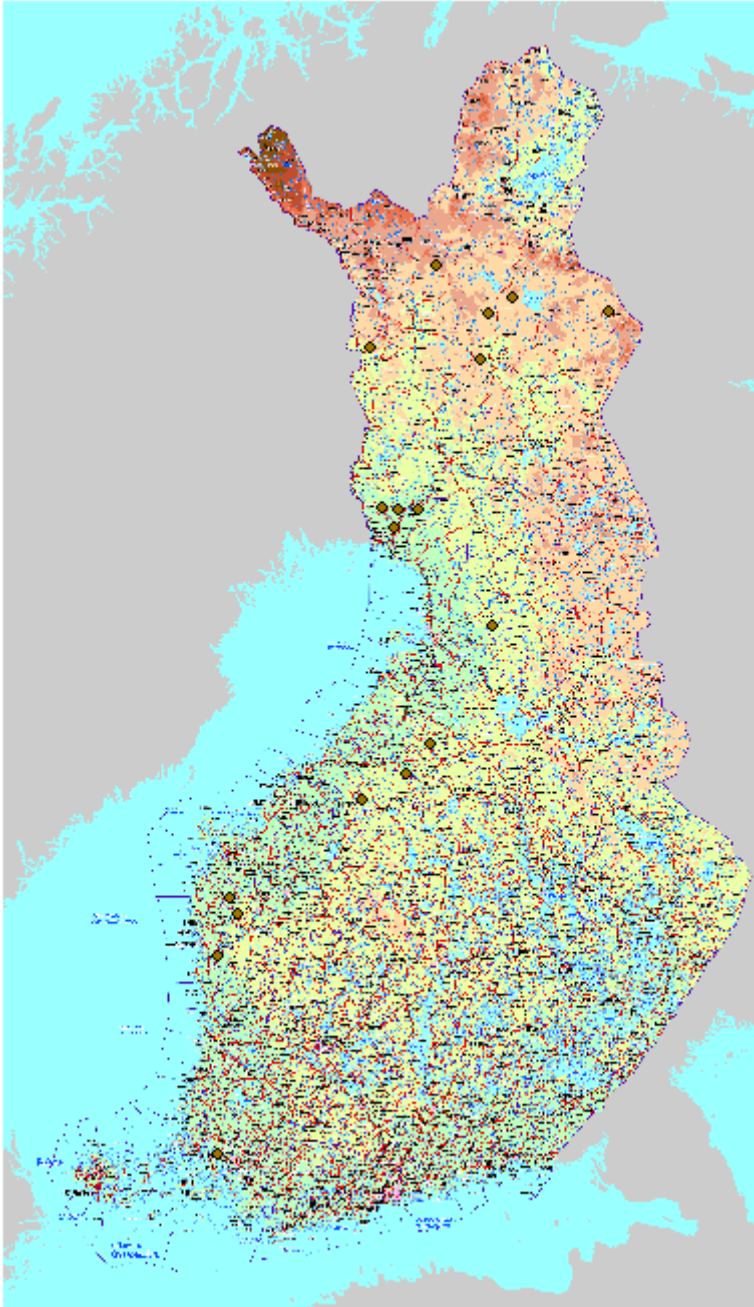
Jäätikön ja erityisesti sen pohjan hydrologialla on tärkeä vaikutus jäätikön dynamiikkaan (Benn & Evans 2010). Kvartaarikauden sedimentit yleisesti, kuten myös tutkimusalueen ajoitetut kvartaarisedimentit ovat kerrostuneet rapautuneen kallioperän ja/tai halkeilleen sedimenttikiven päälle (Johansson et al. 2011, Pitkäranta et al. 2008), jonka vuoksi sillä on erityinen vaikutus jään ja alustan dynamiikkaan. Benn & Evans (2010) mukaan huokoinen hyvin vettä läpäisevä jäätikön alusta parantaa veden kulkeutumista jäätikön pohjalla. Veden kyky kulkeutua laajalla alueella alustallaan/pohjasedimentissä kuivattaa jäätikön eri osia ja etenkin sen pohjaosaa tehokkaasti pitäen sen enemmän tai vähemmän kuivana, mikä osaltaan vähentää sen liukumista ja samalla alustan abraasiota (Boulton et al. 2009). Hydrologia on yksi merkittävimmistä jäätikön eroosio- ja deformaatiokäyttäytymistä sääntelevistä tekijöistä (Benn & Evans 2010). Vesi jäätikön pohjalla saa yleensä alkunsa sulamisesta, jonka aiheuttaa sekä auringon säteilyn aikaansaama pinnan sulaminen että jäätikön ja kiinteän alustan välinen kitka

pohjalla (painesulamien) geotermisen lämmön myötävaikutuksella. Sulamisvesi kulkeutuu gravitaatiovetenä eri osista jäätikköä kohti pienempää painegradienttia, eli jäätikön pohjaan ja reuna-asemaan (Boulton et al. 2007). Kun vesi kykenee pakenemaan ja tunkeutumaan pinnalta syvemmälle pohjaan ja alustansa, sen nesteytymis-, ja voitelukyky voi yhtäkkisesti kadota (Boulton et al. 1995, 2009). Ilmiö kääntäen helposti pysäyttää jään liikkeen ainakin pohjalla, eikä erodoivaa abraasiota enää tapahdu (Clayton et al. 1985).

Monet kvartäärikerrostumien havaintopaikoista Pohjois-Suomessa ja Pohjanmaalla sijaitsevat peruskalliopainanteissa, joissa ympäröivät kohoumat suojaavat sedimenttejä kulumiselta ja toimivat samalla poiskuljettumisen esteinä edistäen kerrostumien säilymistä (Pitkäranta 2013).

Merkkejä ikiroudasta ja sen deformaatorakenteista maaperässä ovat (kryoturbaatio, involuutio ja erilaiset valokset/jääkiilarakenteet). Niitä esiintyy paikoin tutkimusalueella Lapissa ja Eteläpohjanmaalla, kuten esim. Kauhajokimoreenin alla Suupohjassa (Pitkäranta et al. 2009) ja Inarijärven eteläpuolella Veskoniemellä (Sarala et al. 2010). Ikirouta ja sen deformaatorakenteet indikoivat, että maa oli syvälle jäässä ennen Myöhäis-Veiksel-vaiheen glasiaatiota (Sarala ja Rossi 2006, Pitkäranta 2013, Sarala et al. 2010). Jäätynyt maa esti tehokkaasti eroosiota ja deformaatiota viimeisimmän jäätiköitymisen alkuvaiheessa (Eyles et al. 1983, Drewey 1986). Eyles et al. (1983) mukaan ilmiö myös osaltaan myötävaikuttaa kylmäpohjaisen jään syntymistä/säilymistä eliminoiden edelleen deformaatiota ja edistäen sedimenttikerrosten säilymistä, kuten Eyles et al. (1983) mukaan voi olettaa tapahtuneen myös Skandinavian mannerjäätikön keskusalueella ja sen lähiympäristössä.

Vielä eräs ainakin eroosiota hillitsevä ominaisuus on hienoainesmoreeni jäätikön ja alustan välissä, joka voi toimia ikään kuin liukasteena vähentäen eroosiovaikutusta (Punkari 1997a). Esim. Pitkäranta (2013) mainitsee jään ja alusta väliin kerrostuneen tummanharmaan hienoaineisen moreenin mahdollisesti osaltaan suojanneen Suupohjan Kauhajoki-moreenin erodoitumista viimeisimmän jäätiköitymisen aiheuttamalta eroosiolta.



Kuva 20. Varhais-Veiksel- vaiheen (110-74 ka) näytteet/havaintopisteet sijoittuvat pääasiassa Keski-Lappiin ja Länsi-/Lounais-Suomeen.

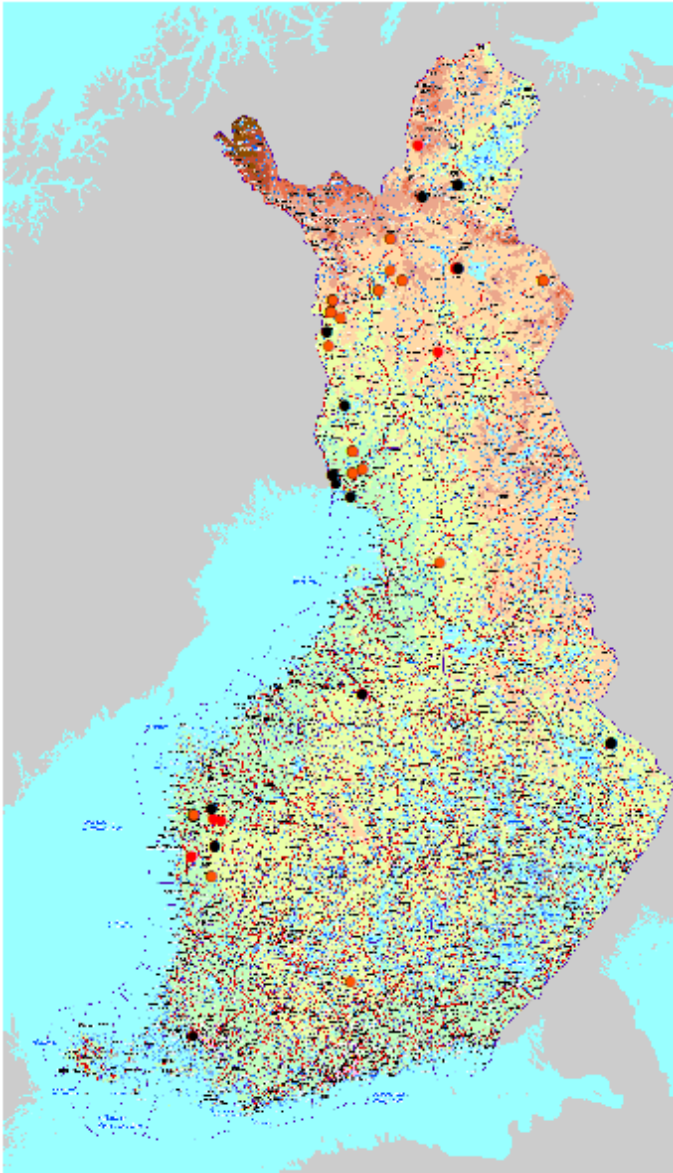
Varhais-Veiksel-vaiheen havaintopisteet hajaantuvat eri puolille Suomea, pääasiassa Keski-Pohjanmaalle sekä Lounais- ja Keski-Lappiin. Vaikka kaikilta puolilta Suomea ei ollut saatavilla Varhais-Veiksel-vaiheen dokumentoituja OSL-ikätietoja, alueiden litostratigrafiasta on julkaisuja paljonkin viitteellisine ikäarvioineen. Julkaistuissa Varhais-Veikselin ikätuloksissa keskimääräinen ikä on 102,5 ka ja hajonta on keskimäärin 12,8 ka eli ikätulokset

hajautuvat odotetusti Eem-interglasiaalivaiheen (MIS 5e) jälkeisiin isotooppivaiheisiin MIS 5a-MIS 5d.

Kuten aiemmin kuvattiin, Veiksel-vaihe oli paleoilma-olosuhteiltaan levotonta aikaa Pohjoisella pallonpuoliskolla: Meren pohjasedimenttien happi-isotooppisuhteet ennustaa suhteellisen laajaa globaalia jäätikkölaajuutta happi-isotooppi-vaiheissa MIS 4-2 (Helmens 2009, Mangerud 1991). Mangerudin (1991) mukaan laajat alueet Fennoskandiaa olisivat olleet SIS-jäätikön peittämänä läpi MIS 4-2, alkaen ~70 ka sitten ja kestäen mahdollisesti jopa deglasiatiovaiheeseen n. 15-10 ka sitten. Lisäksi suhteellisen laajamittainen jääkuori Fennoskandian päällä on arveltu merisedimenttidatan perusteella olleen lisäksi sekä vaiheissa MIS 5d (n. 110 ka sitten) että MIS 5b (n. 90 ka sitten) (Mangerud 1991).

Ikähajonta on jokseenkin suuri johtuen mahdollisesti mm. nopeasta ilmastovaihtelusta tuohon aikaan ja siitä aiheutuvista muutoksista jäätikön dynamiikassa ja maa-aineksen sedimentaatioissa. Sedimenttityypin vaikutus iän hajonta-arvojen keskiarvoon on havaintoaineiston perusteella kuitenkin melko pieni. Koko aineistossa hienoimman aineksen (siltti/savi) hajontakeskiarvo on 11,4 ka ja sitä karkeampien, kuten hiekan (hieno/keski/karkea) hajontakeskiarvo on puolestaan 11,26 ka. Sen mukaan ikien hajonta-arvo kasvaisi karkeasta hienompaan sedimenttiin siirryttäessä. Näytesyvyyskyksiä oli dokumentoitu melko heikosti, joten sen vaikutus ikähajontaan jää teorian/tulkinnan varaan: Säteilyenergian kertyminen mineraalitekiteisiin on paikkasidonnainen lukuun ottamatta kaikkialla vaikuttavaa kosmista säteilyvaikutusta, joka kuitenkin teoriankin mukaan on jo itsessään pieni tekijä verrattuna muihin tekijöihin kokonaissäteilyannosta määritettäessä. Teorian mukaan kosmisen säteilyn vaikutus kokonaissäteilyannokseen on n. (1-10 %), ja suurempi pintarakenteisiin (0-50 cm) kuin maaperän syvärankenteisiin (kymmeniä metrejä). Näin tulkittuna esim. dyynihiekat paitsi nollautuvat tehokkaasti, saivat myös syväsedimenttejä suuremman kokonaissäteilyannosvaikutuksen. Samoin heikon virtauksen uomassa, jossa hienoin aines lopuksi laskeutuu karkeamman päälle päällimmäiseksi saaden sekä tehokkaimman auringon valovaikutuksen että kosmisen säteilyvaikutuksen. Sedimentin syvyysijaintia/kosmista säteilyvaikutusta tärkeämmäksi hajontatekijäksi muodostunee todennäköisemmin muut tekijät; Heterogeeninen sedimentaatio, sedimentin nollautumisaste (täydellisyys/epätäydellisyys), veden vaikutus kerrostumishistorian aikana jne.

Kuten mainittiin, aineistossa on mainittu erikseen sedimentin geneesi, ja mikäli näytteenotto paikassa on havaittu veden vaikutuksen erityispiirteitä; virran-, tai aallonmerkkirakenteita etenkin hienoaineisissa kerrostumissa. joista voi arvioida mahdollista sedimentin kuljettumis/kerrostumistapaa. Veden ja vesipitoisuuden vaikutus sedimentin iän hajontaan lienee syvyysijainnin/kosmisen säteilyn sijasta uskottavampi selitys ikähajonnan vaihteluun sedimentin raekoon suhteen.



Kuva 21. Keski-Veiksel- vaiheen (74-25 ka) näytteet/havaintopisteet sijoittuvat pääasiassa eri puolille Lappia ja Etelä-Suomea. kuvassa (MIS 3) = musta havaintopiste) ja (MIS 4) = punainen havaintopiste).

Keski-Veiksel-vaiheessa, etenkin varhaisessa MIS 3 -vaiheessa (63-28 ka) sitten Suomi oli monin paikoin jäästä vapaa. Siihen viittäviä interstadiaalisedimenttejä on ajoitettu monin paikoin Itä-, Länsi-, Pohjois- ja Etelä-Suomessa, kuten karttakuva osoittaa. Kartan mukaan Keski-Suomessa Jyväskylän liepeillä ei jostakin syystä juuri ole ollut saatavilla MIS 3 -vaiheen

dokumentoituja OSL -ikähavaintoja - joko kerrostumia ei ole etsitty, löydetty/ajoitettu, tai sitten kerrostumat ovat joiltakin alueilta kuluneet pois. Koska litostatigafiatietoa siltä alueelta oli kuitenkin jonkin verran saatavilla viitteellisine ikätietoineen, kerrostumia on tallella ainakin paikoittain.

Havaintoaineiston Keski-Veiksel -vaiheen ikäkeskiarvo on 52000 vuotta ja hajonta-arvojen keskiarvo 6,7 ka eli havaintopisteiden iät painottuvat MIS 3 -vaiheen alkupuolelle edustaen lämmintä vaihetta ennen laajinta LGM-vaihetta. Ikätulosten hajonta on jostakin syystä selvästi pienempi Keski-Veiksel-vaiheen havainnoissa kuin Varhais-Veiksel-vaiheessa. Eron syyksi kelpaa mieluummin hajonnan kasvaminen iän suhteen, kuin ilmasto-olosuhteiden vaihtelu koska, paleoilmastodatan perusteella paitsi Varhais-Veiksel-vaiheessa, myös Keski-Veiksel-vaiheessa oli merkittäviä muutoksia ilmasto-olosuhteissa (Helmens 2009, 2013), (Wohlfarth 2009).

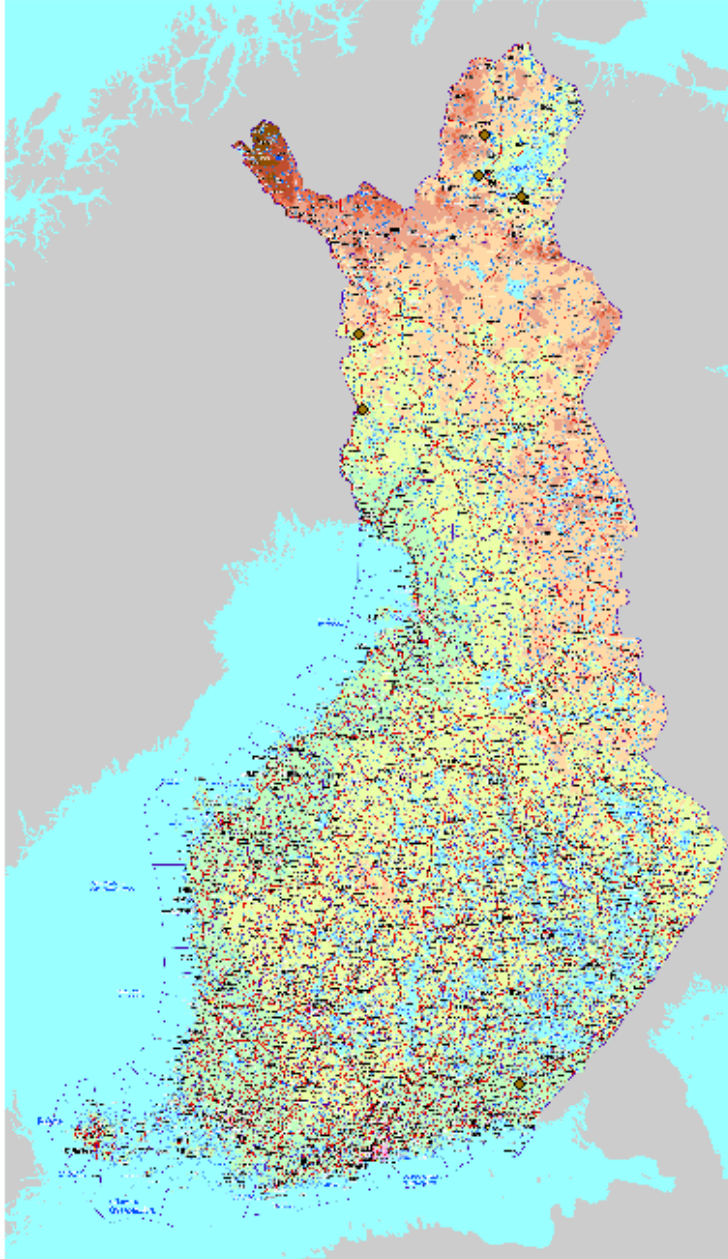
Johansson et al. (2011) mukaan yleisesti Keski-Veiksel MIS (3-4) jakaantuu kylmään MIS 4 -vaiheeseen ja lämpimämpään MIS 3 -vaiheeseen, jolloin on mahdollisesti esiintynyt paitsi jäätikön koon vaihtelua, myös jäätikön reunan oskillointia (vetäytymistä ja uudelleen aktivoitumista niin Pohjois- kuin Etelä/Lounais-Suomessa (Johnsen et al. 2001, Sarala 2005a, Helmens 2013, Pitkäranta 2013)). Samojen tutkimusten mukaan merkkejä jään oskilloinnista ovat Soklin ja Keski-Lapin alueiden MIS 4 -vaiheen jään vetäytyminen lämpimässä ilmastovaiheessa heti (MIS 3) vaiheen alussa (n. 60 ka) siten ja uudelleen eteneminen sen jälkeen ilmaston kylmettyä, jolloin esim. ns. Dagmars-moreeni muodostui Lounais-Suomessa Räväsensissa välillä (55-35) ka (Pitkäranta 2009), kuten myös reunamoreenisarja Keski/Lounais-Lapissa (Saralan (2005a) mukaan. Pohjois-Euroopassa ja Skandinaviassa on vallinnut MIS 3-4 -vaiheessa ainakin yksi stadiaali (Schalkholz; 74-60 ka), jota seurasi interstadiaalivaihe; rinnastettavissa Pohjois-Euroopassa ja Skandinaviassa Oerel/Bø/Tulppio-vaiheisiin (Grabowska 2008, Helmens 2013, Wohlfarth 2009). Helmensin (2013) mukaan osassa Pohjois-, Keski- ja Luoteis-Eurooppaa on käytössä lisäksi toinen MIS 3-4 -vaiheen stadiaali, Oerel-vaiheen jälkeinen Ebersdorf (n. 51-55 ka sitten), mutta vaikka se sopiikin ajankohdaltaan em. MIS 4 -vaiheen jäätikön reaktivaatioajankohtaan MIS 3 -vaiheeseen, ei Keski-Veikselin toisen stadiaalin nimitys ole yleisesti käytössä Skandinaviassa ja/tai Suomessa.

Kun pohjoisen pallonpuoliskon meriveden lämpötila ja korkeus olivat olleet suhteellisen suuria sekä Varhais-Veiksel-vaiheeseen että MIS 4 -vaiheeseen, oli jäätiköiden laajuus puolestaan

suhteellisen pieni MIS 3 -vaiheessa (60-28 ka sitten) (Helmens 2013, Mangerud 1992). MIS 3 -vaihe vastaa suurin piirtein Grönlannin mannerjäätikön poranäytteiden perustella NGRIP-vaiheita GIS 16-GIS 14 (Shackleton 1987). Lisäksi on osoitettu tuolloin kokonaisuudessaan Veiksel-vaiheessa vallinneen huomattavia muutoksia ilmastossa ja merivirtojen kiertokulussa, jota kuvaa ns. DO-tapahtumat (Dansgaard-Oeschger) (Danskaadr et al. 1993). Myös Helmens et al. (2009) mukaan MIS 3 -vaiheen alkuosa (60-28 ka sitten) oli Suomessakin ilmastoltaan poikkeuksellisen lämmin. Tuolloin Suomessa on vallinnut Oerel- ja Bø-interstadiaaleihin verrannollinen ns. Tulppio-interstadiaali noin 50 ka sitten ja esim. Itä-Lapin Soklin alueen ilman heinäkuun keskilämpötila (12,8 °C) oli lähellä nykyistä (13 °C). GIS 14 kesti noin 2500 vuotta (Huber et al. 2006) ja monin paikoin MIS 4 -vaiheen jäätikön reuna alkoi vetäytyä muodostaen jään reunaan jääjärvisedimenttejä mm. Itä-Lapin Soklissa (Alexandersson et al. 2009), Itä-Suomen Ruunaassa (Lunkka et al. 2008) ja Länsi-Suomen Hiturassa (Salonen et al. 2008). Alexandersson et al. (2009) mukaan MIS 4 -vaiheen jään reuna alkoi vetäytyä ilmeisesti jo vaiheessa GIS 16, mutta vasta GIS 14 oli riittävän pitkäkestoinen jään reunan vetäytymiseksi Soklin, kuin myös Hituran ja Ruunaan alueilta.

Jäätön aika kesti kussakin em. paikoista n. 20-25 ka ja mikrofossiilidatan perusteella jään reunan edustalla vallitsi tietävästi periglasiaalinen ilmasto. Lämpimän jäättömän vaiheen OSL-ikä tietoja on määritetty ympäri Suomea lisäksi n. 54-25 ka ennen jääkauden laajinta vaihetta (LGM), kuten osoittavat esim. Mäkisen (2005) raportoimat OSL-iat 39-27 ka Lounais-Lapissa Kauvonkankaalla ja Helmens et al. (2009) mittaamat OSL-iat Itä-Lapissa n. 48 ka sitten (näytteet Sokli (A-L). Pohjoisimmassa Suomessa Veskoniemellä (Sarala et al. 2010) ovat raportoineet jäättömän vaiheen OSL-iat 32-46 ka ja Petäjäselällä OSL-ikä 32 ka (Sarala ja Eskola 2011). Muun muassa nämä ikähavainnot ovat vahva osoitus Pohjois-Suomessa Lapissa vallinneen jäättömiä jaksoja Keski-Veiksel-vaiheessa (MIS 3) sen jälkeen, kun SIS oli ylittänyt Pohjois-Suomen MIS 4 -vaiheessa. Kuten aiemmin todettiin, jäättömiä vaiheita ilmeni samaan ajankohtaan MIS 3 -vaiheessa niin Pohjois-, kuin Etelä-Suomessa. MIS 4 -vaiheen jäätiköityminen oli puolestaan kestoltaan ilmeisesti kutakuinkin samanmittainen edellä mainittujen jäättömien vaiheiden keston kanssa; Esim. Lounais-Lapissa Saralan ja Rossin (2006) mukaan MIS 4 -vaiheen jäätiköityminen kesti n. 20-25 ka alkaen 74 ka sitten ja n. 200 kilometriä etelämpänä Hiturassa Keski-Pohjanmaalla n. 10 ka (75-65 ka sitten) Salonen et al. (2008) mukaan. Helmens (2013) mukaan Veiksel-vaiheen lämpimämmät GIS-vaiheet olivat kestoltaan yleisesti 500-4000 tuhannen vuoden pituisia (vrt. Tulppio 2500 vuotta). Esim. MIS

3 -vaiheen n. 30000 vuoden jaksoon sisältyi noin 9 GIS-vaihetta, jonka mukaan Grönlannin jäätiköstä

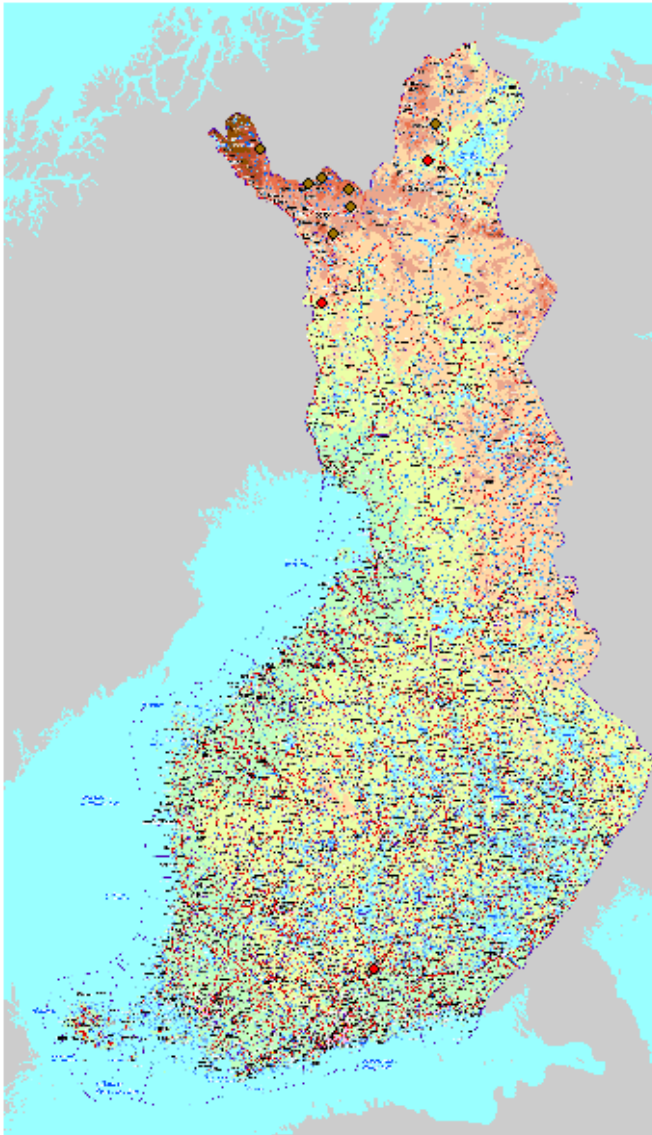


Kuva 22. Myöhäis-Veiksel -vaiheen (25-11,7 ka) havaintopisteitä aineistossa on eniten Pohjois- ja Länsi-Lapissa.

mitattujen interstadiaalivaiheiden keskimääräiseksi kestoksi saadaan noin 3300 vuotta. Myös Wohlfarth (2009) mukaan GIS-vaiheiden keston vaihtelu MIS 4-3 -vaiheissa oli lyhytkestoisimmista, kuten GIS 4 (n. 500 v) pitkäkestoisimpiin, kuten GIS 16-14 (4000 v.) Interstadiaalien

väliset stadiaalit olivat puolestaan n. 1000 vuoden pituisia jaksoja. Wohlfarth (2009) mukaan kylmiä interstadiaalijaksosarjoja seuraa ns. Heinrichin tapahtuma, jolloin makean veden pulssi sotkee merien termohaliinikiertoa aiheuttaen ilmaston nopean viilenemisen ja jäätiköiden kasvun/sulaveden lisääntymisen, joka voi muuttaa ilmastoedelleen jne. (Wohlfarth 2009, Helmens 2013). Grönlannin mannerjäätiköstä porattu jäänäyte, joka edustaa 60000 vuotta pitkää MIS 3 ja MIS 2 -vaiheisiin ajoittuvaa sarjaa, edustaa interstadiaalivaiheita GIS 1-17 ja Heinrich-vaiheita H1-H5 (Wohlfarth 2009, kuva 2-1/ s. 8) osoittaa, että GIS-vaiheiden keskimääräinen kesto on n. 3500 vuotta ja H-tapahtumat esiintyvät aina kylmien interstadiaalijaksosarjojen jälkeen ja stadiaalien kylmimmissä vaiheissa. Havaintoaineiston

Myöhäis-Veiksel-vaiheen ikäkeskiarvo on 20,5 ka ja hajontakeskiarvo 4,2 ka eli aineisto sisältää sekä etenemis- että vetäytymisvaiheessa muodostuneiden kerrostumien ajoitustuloksia.



Kuva 23. Kuvassa deglasiaatiovaiheen (11,7-10 ka) pisteet (pun.) ovat pääasiassa Pohjois- ja Etelä-Suomessa. holoseenivaiheen (rusk.) ajoituspisteet ovat pääasiassa pohjoisimman Lapin ja käsivarren Suomen postglasiaalisista dyneistä mitattuja ikätuloksia. Eteläisin punainen piste on BIL/YS-transition havaintopiste Renkomäellä, jonka

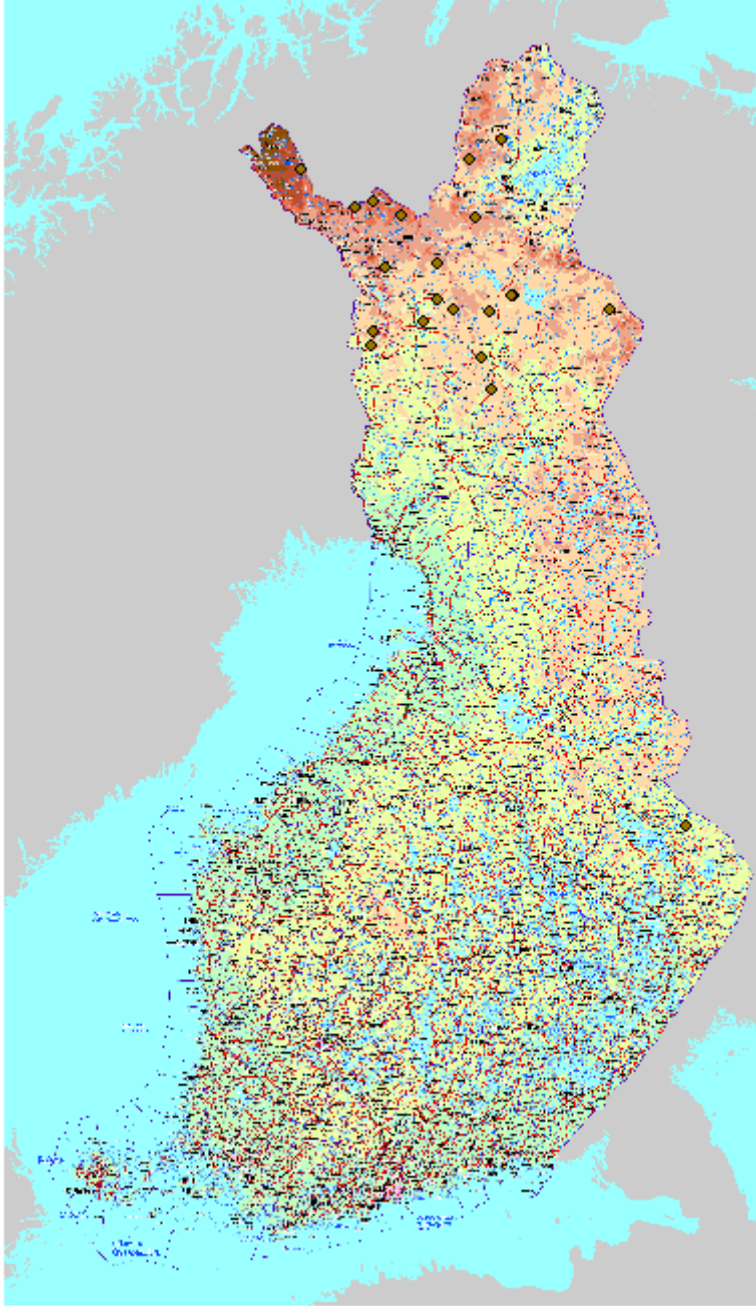
Myöhäis-Veiksel-vaiheessa SIS laajeni nopeasti luoteesta kaakkoon yli Etelä- ja Keski-Suomen alkaen n. 25 ka sitten, ja lopulta maksimilaajuudessaan Luoteis-Venäjälle Kirillovin alueelle n. 18 ka sitten (Lunkka et al. 2001 ja Svendsen et al. 2004). Kuten aiemmin todettiin, Pohjois-Suomessa jää eteni puolestaan länsilounaasta pohjoiskoilliseen Kaninin niemimaalle. Saralan et al. (2010) mukaan mm. pohjoisinta Suomea (Inari) edustava Veskonieni jäätiköityi vasta n. 22-25 ka sitten.

Maksimiasemistaan (Kaninin niemimaalta ja Kirillovin alueelta) SIS aloitti vetäytymis-, eli deglasiaatiovaiheen noin 18,5-17 ka sitten (Johansson et al. 2011, Lunkka et al. 2004). Havaintoaineiston ikätiedoissa (Liite 1) on sekä etenemis- että vetäytymisvaiheessa

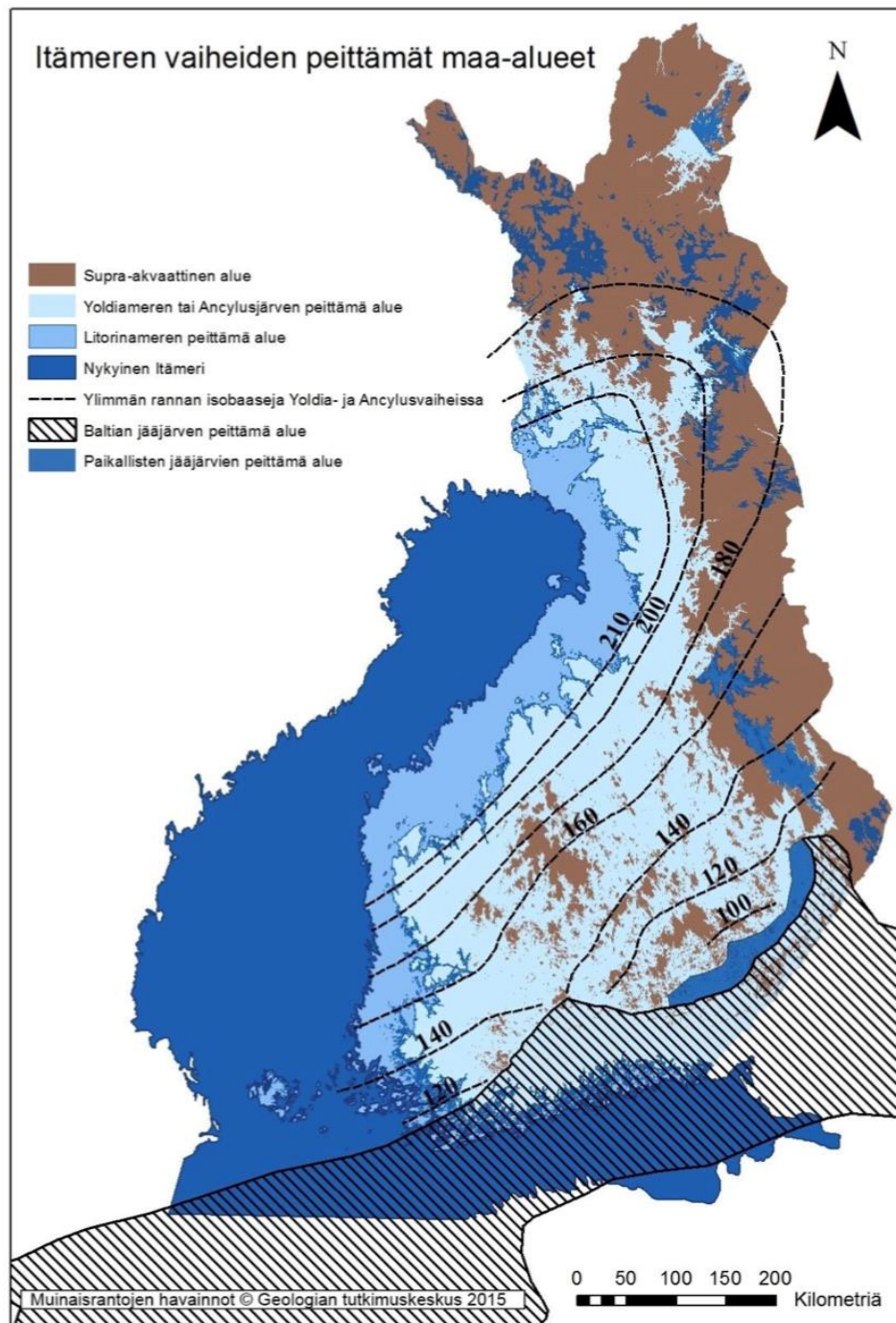
syntyneiden sedimenttien ajoitustietoja, kuten esim. sekä Veskoniemellä (Vesko 1.1-1.4; Sarala et al. 2010) sekä Ruunaassa (OSL 003237-003239; Lunkka et al. 2008) ja Hiturassa (Unit 1-20; Salonen et al. 2008) ja Kolarin Hannukaisessa (Salonen et al. 2013).

Veiksel-jääkauden laajimman vaiheen (LGM) jälkeen jäätikkö alkoi vetäytyä kylmän Nuoremman Dryas-kauden jälkeen, kuten edellä jo todettiin. Tapahtumaa voidaan siis pitää Veiksel-jääkauden päättymisajankohtana eli pleistoseenikauden vaihtumisena holoseeni-kauteen. Pleistoseeni- ja holoseenivaiheiden transition osoittavan havaintopisteen sijainti Renkomäellä on eteläisin punainen havaintopiste kartalla (Kuva 23). OSL-ajoitus antoi sedimentille iän suurin piirtein 11600 vuotta sitten (Liite 1), mutta varsinaiseksi iäksi hyväksyttiin arvo $(11,400 \pm 1,100)$ ka, koska muut näytteen tulkittiin vain osittain, tai heikosti nollautuneiksi kerrostumisvaiheissaan (Hyttinen et al. 2014).

Havaintoaineiston holoseenivaiheen (0-10 ka) ikäkeskiarvo on 5,1 ka ja hajonta-arvojen keskiarvo n. 1100 vuotta. Vetäytyvän jäätikön edustalla vallitsi periglasiaaliset (kuiva ja kylmä) olosuhteet. Postglasiaaliset prosessit (aalto/tuulet) lajittelivat ja kerrostivat jään alta paljastuneen maan sedimenttejä dyyniksi jäätikön edustalle. Suurin osa havaintoaineiston holoseeniajan pisteitä on pohjoisimmassa Suomessa Inarijärven ympäristössä ja Suomen Lapin käsivarren alueella. Nuorimmat dyynit ovat satoja vuosia vanhoja ja vanhimmat paleodyynit tuhansien vuosien ikäisiä (Liite 1). Ikäkeskiarvo 5,1 ka viittaa, että nuorempien mobiilien dyynien joukossa on myös vanhempia paleodyynejä. Tuulen kerrostamia sedimenttejä pidetään nopean ja täydellisen nollautumisilmiön näkökulmasta ajoittamiseen ideaalisina, joten iät olisivat sen perusteella niiltä osin melko tarkkoja verrattuna monista muista sedimentaatioympäristöstä määritettyihin ikätuloksiin, mikä voi olla yhtenä syynä poikkeuksellisen pieneen ikähajontaan. Ikätulokset myös selvästi korreloivat alueelta laadittujen deglasiaatio-isokroonikarttojen kanssa.



Kuva 24. Ajoitusaineiston havaintopaikat, jotka ovat vähintään 200 m merenpinnan yläpuolella sijaitsevat paria poikkeusta lukuun ottamatta Lapin tunturialueella ja yleisesti sisältävät eri Itämerivaiheiden, kuten Ancylusjärvi-/Litorina-merivaiheiden sedimentaatioympäristöjä/ajoitussedimenttejä.



Kuva 25. Itämeren vaiheiden peittämät maa-alueet. Kuva Geologian tutkimuskeskus (2015) mukaan.

Kuva 25. Kuvassa on esitetty veden ylimmän rannan korkeus eri Itämerivaiheissa. Pohjois-Suomen (Lapin) paleorantaympäristön sedimentit kerrostuvat isokroonien 180-200 m seutuville. Kuva Geologian tutkimuskeskus (2015) mukaan.

4.3.2 Korkeuden vaikutus jakaumaan

Ajoitusaineiston havaintopaikat/-pisteet, jotka sijaitsevat vähintään 200 metriä nykyisen merenpinnan yläpuolella (200 m mpy) ovat pääasiassa Keski-/ Varhais-Veiksel- ja Saale-

vaiheen ikätuloksia ja sijoittuvat pohjoisimpaan Suomen Lappiin ja Länsi-Suomeen. Havainnoissa oli luonnollisesti myös Keski-Veiksel -vaiheen ikäisiä sedimenttejä.

Varhais-Veiksel (200 m mpy) ikätulokset ovat keskimäärin $105,6 \pm 14,3$ ka (vrt. koko aineisto ilman korkeusrajausta $102,53 \pm 12,8$ ka) ja Saale (200 m mpy) $174 \pm 15,5$ ka (vrt. koko aineisto $159,9 \pm 12,7$ ka). (Keski-Veiksel (200 m mpy) ikätulokset ovat keskimäärin $44,41 \pm 5,95$ ka (vrt. koko aineisto ilman korkeusrajausta $52 \pm 6,65$ ka).

Saale- ja Varhais-Veiksel- hajonnat ja iät kasvavat korkeussijainnin kasvaessa (ts. sedimentaatioympäristön muuttuessa korkeammalla sijaitseviksi rantakerrostumiksi). Syyinä tähän voi olla vanhimpien sedimenttien sijainti/säilyminen jäänjakajavyöhykkeellä nimenomaan Lapin tunturialueella, josta vanhimpia ikätietoja on eniten raportoitu. Hajonnan kasvaminen voi johtua siitä, että vanhempien sedimenttien ikähajonta on yleensäkin suurempi, kuten aiemmin on todettu, mutta yhtenä tekijänä voi olla sedimentaatioympäristön vaihtuminen.

Eri Itämerivaiheissa korkeiden vaarojen rinteille muodostui kulloistakin veden korkeutta indikoivia rantakerrostumia, kuten jään puskemia lohkare- ja kivivöitä ja Ancyclus-järvivaiheessa vaarojen päällysmoreeneja (kalottimoreenit) (Johansson ja Kujansuu 2015).

Johanssonin ja Kujansuun (2015) mukaan vaarojen ympäristöön alavammille maille muodostui proglasiaalisia jäätikköympäristön kerrostumia, kuten jäätikköjoki- ja jääjärvisedimenttejä. Kyseiset havaintopaikat tarjoavat hyviä OSL-ajoitukseen soveltuvia minerogeenisiä sedimenttejä (Sarala 2011). Proglasiaaliset (jäätikköympäristön) sedimentit ovat hyvin sekalainen joukko eri sedimentaatioympäristön sedimenttikerrostumia ja tulokset ovat usein heterogeenisiä johtaen suureen ikähajontaan (Helmens et al. 2013, Sarala 2011, Lunkka et al. 2015).

Proglasiaalisessa vaihtelevan sedimentaation ympäristössä nuoremmat ja vanhemmat sedimentit ovat usein sekoittuneet ilman, että nollautuvat kerrostumisen aikana. Ts. esim. sulavan perääntyvän jään päältä voi valua löysän betonin omaista moreenia ('kuraa') ns. valumoreenina, joka nollautuu epätäydellisesti lisäten ikäarvion epävarmuutta (Sarala 2011).

5 POHDINTAA

5.1 SYITÄ IKÄTULOSEN HAJONTAAN

Kuten aiemmin todettiin, tarkasteltaessa seitsemän (7) klusterin näytepisteiden ikätuloksia suhteessa ikätulosten hajontaan, voidaan nähdä, että selkein pisterypäs hajaantuu Varhais-Veiksel-aikakaudelle (74-110 ka) (Kuva 16). Maantieteellisesti pisteet ovat eri puolilla Lappia ja Länsi-Suomea.

Havainto-aineiston Varhais-Veiksel-vaiheen ikätulosten keskiarvo on 102,53 ka ja ikähajonta on keskimäärin 12,8 ka. Iät siis hajaantuvat Eem-interglasiaalivaiheen jälkeisiin MIS 5a-MIS 5d -vaiheisiin. Syitä, miksi havaintopisteiden keskittyminen ja ikähajonta on suuri nimenomaan Varhais-Veiksel -aikakauden ajoitustuloksissa, lienee useita ja niitä on syytä pohtia tarkemmin. Yleisesti tiedetään, että ikähajonta kasvaa iän lisääntyessä, minkä osoitti myös aiemmin esitetty ikä -ikähajonta-kuvaaja. Se ei selitä kaikkea. Ikähajontaan vaikuttavat useat eri tekijät, kuten sedimenttien kerrostumisympäristö ja ympäristömuutokset koko kerrostumishistoriahistorian aikana.

On huomionarvoista, että vaikka aineiston Varhais-Veiksel -ikätuloksissa keskimääräinen ikä on 102,53 ka ja hajonta on keskimäärin 12,8 ka, jo joukon 10 suurinta hajonta-arvoa ovat välillä 16-26 ka, joiden vesipitoisuuden vaihtelu on niinkin korkea, kuin (21,5-30,6) %. Kyseiset jäätikön alla, päällä, sisällä ja ympärillä muodostuneet ja kerrostuneet paikallistetut ja mitatut sedimentit (näissä tapauksissa raekooltaan hiesusta karkeaan hiekkaan/soraan) ovat olleet täysin tai lähes saturoituneita, ja ovat sijainneet luultavimmin pohjaveden pinnan alapuolella parhaimmillaan koko hautautumishistorian ajan. Sedimentin vesipitoisuudella näyttäisi siis olevan iso merkitys ajoitustulosten tarkkuuteen/epätarkkuuteen ja/tai ikähajonnan suuruuteen. Sedimentin raekoko, huokoisuus ja tiiviyys liittyvät vesipitoisuuteen niin, että yleensä korkein vesipitoisuus saadaan pohjaveden pinnan alapuolella kyllästyneestä hienoaineisesta sedimentistä (savi/siltti). Esim. Alexandersson et al. (2005) saivat Soklissa näytesarjan Sokli (A-L) näytteen F iäksi yli 125 ka, joka stratigrafian perusteella oli selvästi liian korkea verrattuna muihin sarjan ikätuloksiin. Syyksi Alexandersson et al. (2005) mukaan osoittautui nimenomaan muita korkeampi poikkeuksellisen korkea vesipitoisuus (100 %) koko kerrostumishistorian aikana.

Eem-lämpökauden jälkeisen Varhais-Veiksel -vaiheen suuren ikähajonnan yksi syy voi piillä geologisesti verrattain lyhyeen ajanjaksoon (n. 40000 vuotta) sisältyvissä useissa peräkkäisissä/vuorottaisissa stadiaali-/interstadiaalivaiheissa. Niiden aikana sedimentit vuoroin jäätyivät ja sulivat, josta oli seurauksena, että sedimentti, josta ikä on määritetty, on voinut kulkeutua paikasta toiseen joko irrallaan `multitransitiassa` tai yhtenäisenä jäätyneenä lohkarena/linssinä, jolloin sedimenttien muodostumis- ja kerrostumispaikkaa sekä sedimentin kokemaa auringon valon vaikutusta eli sedimenttirakeiden (`nollautumisastetta`) ei voida varmuudella tietää. Lisäksi jään sulamisesta aiheutuneet ajoittaiset vesipitoisuuden vaihtelut (kasvut ja/tai laskut) vääristävät iänmäärittystuloksia aiheuttaen tuloksiin hajontaa. Myös luonnonsäteilyn annosnopeus (doserate) on paikkasidonnainen tekijä, jolla oli vaihtelua tässä tutkimusaineistossa välillä (0-5) Gy/ka (Kuva 18) aiemmin. Eräs syy ikähajontaan on mahdollinen nuorempien sedimenttien sekoittuminen vanhempiin esim. deformaation seurauksena niin, että sedimentit eivät ole päässeet nollautumaan kerrostumisen aikana. Lisäksi etenkin eri Itämerivaiheissa (Ancyclus, Yoldia, Litorina) muodostui erilaisissa jäätikköympäristöön liittyvissä olosuhteissa joki- ja järvisedimenttejä, jotka antavat hyvin heterogeenisiä ajoitustuloksia, kuten edellä todettiin, ja erityisesti (pohja) veden korkeuden vaihtelu sai aikaan sedimentin vesipitoisuuden vaihtelua, joka on yksi oleellisimmista ajoitustulosten vaihtelua aiheuttavista tekijöistä.

Huokosvesi alentaa luonnonsäteilyn vaikutusta sedimenttiin (1 %:n vesipitoisuuden kasvu hiekkasedimentissä alentaa luonnonsäteilyn vaikutusta 1 % verran; Aitken et al. (1998)). Ilmiö aiheuttaa poikkeaman ikätulokseen, ellei sitä huomioitaisi asianmukaisesti laskelmissa.

Sedimentin raekoko vaikuttaa huokosveteen ja sedimentin kosteuspitoisuuden tasapainottumiseen (mitä pienempi raekoko, sitä hitaampaa sedimentin vesipitoisuus muuttuu verrattuna karkeisiin sedimentteihin). Kuten edellä todettiin, aineiston sedimentit luokiteltiin hienoimmista (savi/siltti) karkeimpiin (hieno-/keski-/karkea) hiekka arvoilla (1-4). Ja tulokset osoittivat selvän vaikkakin hienoisen vaikutuksen hajonnan ja sedimenttityypin välillä. Hienoimpien sedimenttien ikähajontakeskiarvo oli suurempi (11,4 ka) ja sitä karkeampien (11,26 ka). Ja voi olla merkki siitä, että hienoaines ei siis ole mahdollisesti ehtinyt tasapainottaa kosteuspitoisuuttaan ympäristöolosuhteiden muuttuessa.

Vaikka oletettaisiin vesipitoisuuden otetun huomioon iänmäärittäshetkellä, ongelmaksi muodostuu, ettei sedimentin vesipitoisuuden vaihtelua hautautumishistorian aikana voida täsmällisesti tietää. Pohjaveden pinnan välillä laskettua sedimentti on voinut olla hyvinkin

kuivissa olosuhteissa ja korkeamman luonnonsäteilyn (dose rate) alaisena kuin kuivan vaiheen jälkeen pohjaveden noustua uudelleen. Sedimenttirakeiden nollautumisen ohella sedimentin vesipitoisuuden vaihtelu hautautumishistorian aikana lienee suurimpia syitä ikätulosten hajontaan (Helmens et al. 2000, 2007, 2009, 2019; Lunkka et al. 2015; Sarala 2011). Lopuksi on muistettava, että luminesenssiyhteisön mukaan kaikki epävarmuustekijät huomioiden 1 sigman todennäköisyys ikätulosten oikeellisuudessa tarkoittaa, että `vain` 68 %:n todennäköisyydellä määritetty ikä on annetussa vaihteluvälissä ja kohtuullisen iso osa aiheutuu systemaattisista ja satunnaisista tekijöistä, sekä laitevirheistä että kalibroinnista.

Tämän tutkimuksen ajoitusdataa on kertynyt pitkältä ajanjaksolta. Sen etuna on, että tutkimukset täydentävät toisiaan ja stratigrafinen tietämys on lisääntynyt matkan varrella. Toisaalta ajan kulumisen on otettava huomioon myös siitä näkökulmasta, että sillä on vaikutusta tulosten tarkkuuteen ja hajontaan. 1990-luvun loppupuolelle asti suurin osa OSL-ajoitustuloksista perustui pelkästään maasälpäin infrapunastimulointiin IRLS-menetelmällä (Wintle 1997; Aitken 1997) ja vasta viimeisten vuosikymmenien aikana menetelmien kehityttyä on OSL- ja TL-ajoituksissa alettu hyödyntää yhä enemmän mineraaleista sekä kvartseista kalimaasälpää. Mäkisen (2005) ja Murrayn ja Olleyn (2002) mukaan etenkin 1990-luvulla tapahtuneen SAR-menetelmän kehityksen tuloksena kvartäär stratigrafiset luminesenssijaoitukset ovat tarkentuneet ja yleistyneet huomattavasti. Havaintoaineistossa on tutkimuksia tasaisesti vuodesta 1993 tähän päivään 2020. Kehitystä on tuona aikana tapahtunut paitsi menetelmissä itsessään, myös näytteen otossa havaintopaikoilla ja niiden käsittelyssä havaintopaikoilta laboratorio-olosuhteisiin. Näytteiden käsittely vaatii tietämystä ja kokemusta ja on jo inhimillisistä syistä virheherkkää. Tämän perusteella uudemmat OSL-ikä tulokset olisivat luotettavimpia verrattuna aiemmin tehtyihin, mikä on epäilemättä yksi hajontaan vaikuttavista tekijöistä.

5.2 HAVAINTOAINEISTON KATTAVUUS

Havaintoaineiston kattavuus, laatu ja laajuus ovat sinänsä riittävän suuri 200 havainnolla, mutta olisi voinut olla suurempi etenkin tilastollisten tunnuslukujen merkitsevyyden näkökulmasta. Klusteroinista on eniten hyötyä suurta datamäärää käsiteltäessä, kun eri ominaisuuksiin liittyvien tekijöiden riippuvuussuhteita (yhdistäviä/erotavia) yhdistellään ristiin toistensa suhteen. Datamäärän lisäksi puutteita oli muun muassa liittyen sedimenttien

dokumentointitietoihin (vesipitoisuus, doserate, paleodose) -arvot hajontatietoineen ja tekijöiden laadun ilmoittamisesta kulloinkin eri tavoin; joko SI-järjestelmän laatuyksiköin, tai siitä poiketen, jolloin laadut piti paitsi tarkistaa, myös muuttaa vastaamaan toisiaan. Aineiston koon riittävyyden ja laadun voi arvioida kukin lukija oman käyttötarkoituksensa näkökulmasta.

Vaikka yksittäisiä havaintopisteitä on siellä täällä ympäri Suomea, on niitä myös paikoin selvästi keskittyneinä ryhminä; kuten Pohjois- ja Länsi-/Lounais-Lappi sekä Länsi-/Lounais-Suomi. Ilmiö johtunee siitä, että yleisen glasiaalitutkimuksen kannalta tietyt paikat ovat olleet toisia kiinnostavampia joko stratigrafisesti ja/tai maantieteellisesti. Kääntäen tämä tarkoittaa, että glasiaalihistorian tietämyksen täydentämiseksi ikätietoa jäätikön liikkeistä ja sijainnista eri ajankohtana kaivattaisiin tulevaisuudessa enemmän myös nimenomaan keskittymien ulkopuolisilta alueilta sekä, sieltä minne/mihin kullakin suurimmat kiinnostuksen kohteet suuntautuvat.

Havaintopaikat/-ajoituspisteet yhtäältä keskittyivät suppealle alueelle ja toisaalta joistakin osista Suomea, kuten Etelä-, Keski- ja Itä -Suomesta sekä etenkin Koillismaalta niitä olisi saanut olla runsaammin. Useilta em. alueilta saattoi löytyä litostratigrafiaan liittyvää aineistoa, mutta ei dokumentoituja OSL-ajoitustuloksia. Joiltakin alueilta saattoi löytyä tästä tutkimuksesta pois rajattuja radiohiili- ja TL -ajoitustuloksia, joita saattoi käyttää lähinnä pelkästään OSL-tietoja täydentävinä.

5.3 RISTIRIIDAT

Varhais- ja Keski-Veiksel-vaiheeseen sijoittuvissa OSL-ikätuloksissa, ja niistä tulkituissa stratigrafioissa esiintyi paikoittain ristiriitaisuuksia, jotka synnyttävät erityiskysymyksiä.

Ristiriita 1

Tumman moreenin esiintyminen (muodostuminen ja havainnointi) eri puolilla Suomea Etelä-Suomesta Pohjois-Suomeen Varhais-Veiksel ja Keski-Veiksel-vaiheissa.

Tummanharmaan moreenin sulfidipitoisuus ja väri johtunee siitä, että siihen on sekoittunut Eem-interglasiaalivaiheen sedimenttejä subglasiaalisissa, nimen oman jääkuoren keskiosien

olosuhteissa sen jälkeen, kun Itämeren altaan eri osien, kuten esim. Suomenlahden Pohjanlahden pohja oli isostaattisesti palautunut, eli noussut Saale-jääkauden jälkeen takaisin entiseen asemaansa (Nenonen 1995, Hirvas 1995, Bouchard et al. 1990). Samojen lähteiden mukaan tarkkaa absoluuttista ikää sille on miltein mahdotonta määrittää, mutta kyseisellä moreenilla on tumman värin ja geneesin lisäksi paljon ominaisia tyypillisiä ja tunnistettavia tekijöitä kuten esim. Eem-interglasiaalikauden aikaisia olosuhteita ilmentävä mikrofossiilisisältö. Näiden ominaisuuksien perusteella sitä voi käyttää merkkiorisonttina kuvatessa Eem-vaiheen jälkeen muodostuneiden kerrostumien levinneisyyttä arvioitaessa/kuvatessa.

Yhtäältä ns. 'tumma moreeni' yhdistetään Keski-Veiksel-vaiheessa (MIS 4) muodostuneeksi, kuten Etelä-Suomessa (Hirvas et al. 1995; Bouchard et al. 1990) tai jo Varhais-Veiksel-Vaiheessa (MIS 5b) muodostuneeksi, kuten Johansson (1995), Aario & Forsström (1979) ja Sutinen (1992) tulkitsivat. Ongelma tuntuu kulminoituvan mm. Koillismaan Pudasjärvellä, Viinivaarasta koilliseen sijaitseviin reunamoreeniharjanteisiin; Ovatko ne (MIS 5b) -etenemis-/vetäytymisvaiheen reunamoreeneja (Johansson 1995), vaiko mahdollisesti (MIS 4) -vaiheen vetäytymisen yhteydessä muodostuneita, kuten Sarala (2005) pitää mahdollisena.

(MIS 4) -vetäytymisvaiheen puolesta puhuu se, että reunamoreenit eivät olisi mahdollisesti säilyneet etenemisvaiheen kulutukselta sekä arvio siitä, että Saralan (2005) mukaan SIS olisi Eem-vaiheen jälkeen Varhais-Veiksel-vaiheessa laajentunut pohjoisimmassa Lapissa oletettua pienemmälle alueelle jättäen Etelä-Lapin jäättömäksi. Ja jäätikkö olisi ulottunut vasta sen jälkeen Etelä-Suomeen Keski-Veiksel-vaiheessa MIS 4 (74-50 ka sitten). Saralan (2005) mukaan Pudasjärveltä Länsi-Lappiin ulottuva harjajaksoarja olisi tuon jäätikön ennen varsinaista MIS 3 -interstadiaalivaihetta tapahtuneen vetäytymisvaiheen jäännös n. 50-55 ka sitten. Pudasjärven reunamoreenisysteemistä (Viinivaara/Katosharju) mitatut OSL-iät (näyte POS2005-00007) viittaavat Varhais- ja Keski-Veikselin taitekohtaan, kuten myös Sutisen (1992) siitepölyanalyysi. Seikka, että Lunkka et al. (2004) ja Lundqvist et al. (2004) mukaan Varhais-Veiksel-jäätiköityminen ei edennyt Oulun eteläpuolelle, mutta mahdollisesti laajeni Oulun pohjoispuolelle, sisältää mahdollisuuden, että Pudasjärven reunasysteemi olisi muodostunut jo MIS 5a/MIS 5b etenemis-/vetäytymisvaiheessa, eli joko kylmässä MIS 5b -etenemisvaiheessa tai jään vetäytyessä olosuhteiden alettua muuttua siirryttäessä kohti lämmintä jäätöntä MIS 5a -vaihetta. Mutta herättää myös epäilyksen onko jää edennyt välttämättä MIS 5b -vaiheessa ollenkaan Koillismaalle Pudasjärvelle/Kuusamoon rajoittuen

tuohon aikaan vain pohjoisimpiin osiin Suomen Lappia, kuten Sarala (2005) on pitänyt mahdollisena. Näin 'tummat' Siuntio-, Kauhajoki-, Kemijoki-, ja Pudasjärvimoreenit Etelä-Suomesta ja Lounais-Lapista Koillismaalle asti olisivat moreenin geneesiä ja sijaintia merkkiorizonttina käyttäen yhdistettävissä Keski-Veiksel -vaiheeseen MIS 4. Huomattakoon, että mm. Lundqvistin (2004) mukaan myös Etelä-/Kaakkois-Ruotsissa 'tummanharmaa' moreeni (rinnastettavissa Suomen vastaavaan), on tulkittu muodostuneeksi MIS 4 -vaiheessa.

Ratkaisuksi kävisi, että mahdollisesti SIS eteni niin Koillismaalle kuin Pohjois-, Itä- ja Etelä-Lappiin ensin MIS 5b -vaiheessa muodostaen mm. Pudasjärven päätemoreenin ja sulii/vetäytyi Pudasjärveltä sen jälkeen MIS 5a -vaiheessa. Ilmaston kylmettyä se mahdollisesti laajeni uudelleen myös MIS 4 -vaiheessa, jolloin mm. Pudasjärveltä Länsi-Lappiin ulottuva reunamoreenisarja syntyi MIS 4 -vetäytymisvaiheessa ja/tai jään oskilloidissa MIS 3 -vaiheessa n. 55-50 ka (kuten edellä todettiin mahdollisesti tapahtuneen mm. Lounais-Suomessa, ja Itä-Lapissa viileämmän ilmastovaiheen keskeyttäessä lämpimämmän vaiheen). Ja Pudasjärven Katosharjun reunamoreenisysteemi säilyi MIS 4 -jäätiköitymisvaiheen ajan mahdollisesti passiivisen kylmäpohjaisen jään alla. Tai sitten mahdollisesti MIS 5b -vaiheessa jää ei edennyt Koillismaalle ollenkaan, vaan alue jäi jäättömäksi Varhais-Veiksel -vaiheessa ja alueen kaikki jään liikkeen suuntaiset ja sen vastakkaiset moreenit ovat MIS 4-3 ja/tai MIS 2 -vaiheissa syntyneitä. Katosharjulta mitatut sedimentit ovat mahdollisesti uudelleen kerrostuneet, jonka tuloksena OSL-iät voivat heittää tuhansia vuosia. On lisäksi huomionarvioista, miksi Viinivaaran kaltaisia reunamoreenisysteemejä ja stratigrafiaa ole havaittu Keski-Suomen alueella, kun MIS 4 -vaiheen jää on edennyt ja vetäytynyt alueen yli. Ne ovat voineet joko kulua pois tai niitä ei yksinkertaisesti ole löydetty. Myöhemmät tutkimukset mahdollisesti tuovat lisävalaistusta asiaan.

Ristiriita 2

Toinen epävarmaksi jäänyt asia on MIS 5d -vaiheen levinneisyys Itä-Lapin Soklin ja Länsi-Lapin Kolarin alueella, sekä Itä-Suomen Ruunaan ja Lounais-Suomen Suupohjan alueilla.

Mm. Saarnisto & Salonen (1995) mukaan SIS ei olisi laajentunut Etelä-/Länsi-/Lounais-Suomeen, eikä Lunkka et al. (2008) mukaan myöskään Pohjois-Karjalaan Ruunaan alueelle vielä Varhais-Veiksel-vaiheessa. Kuitenkin mm. Pitkäranta (2013) on raportoinut Eem-

kerrostumaa peittävän hiekan OSL-ikäksi 94+15 ka Lounais-Suomen Räväsensissa, mikä viittaisi Varhais-Veiksel-vaiheen MIS 5d(?) jään edenneen alueelle.

Itä-Lappi (Soklin alue) oli tiettävästi jääpeitteetön MIS 5d -vaiheessa (Alexandersson et al. 2007, Helmens et al. 2009). Kuitenkin melkein vastaavalla leveyspiirillä Länsi-Lapissa Kolarin Rautuvaarassa Lunkka et al. (2015) mukaan Moreeni VI (välikerroksen OSL-ikä 92+11ka) olisi mahdollisesti kerrostunut MIS 5d -vaiheessa ja viittaisi Varhais-Veiksel-vaiheen MIS 5d -jäätikön (Herning) edenneen alueelle, kuten myös kolmen kilometrin päässä Kolarin Hannukaisessa (Salonen et al. (2013) ovat arvelleet; siis pitävät mahdollisena, että stratigrafian perusteella siellä paikannetun alimman moreenin muodostumisajankohta voisi sijoittua Varhais-Veiksel -vaiheeseen. Lisähavainnot Ruunaan ja Suupohjan väliseltä kuin myös Kolarin ja Soklin välisiltä alueilta voisivat tulevaisuudessa antaa lisävalaistusta asiaan.

Yleisen käsityksen mukaan Varhais-Veiksel-vaiheessa SIS/BIS-jääkuori peitti pohjoisimman osan Suomea; (Svendsen 2004, Mangerud 1991, Johansson 2011). Ja SIS ei ollut niin iso tilavuudeltaan ja laajuudeltaan kuin Keski-Veiksel- ja Myöhäis-Veiksel-vaiheissa, mutta kuitenkin SIS laajeni progressiivisesti vaihe vaiheelta BIS-jäätikön kustannuksella, eli massiivisen jääkuoren tilavuus/massa eli läpi myöhäispleistoseenin. Pohjoisimmasta Lapista ei ole löydetty varmuudella Varhais-Veiksel-vaiheen MIS 5b/MIS 5d moreeneja, joten ne voivat olla myös Keski-Veiksel-vaiheessa muodostuneita, tai sitten niitä ei siellä ole/ilmenevät muualla SIS/BIS-alueilla.

Mikäli SIS laajeni Varhais-Veiksel-vaiheessa vain pohjoisimpaan Lappiin esim. Kolari/Soklinlinjalle, on mahdollista, että Itä-Lappi on ollut jäätön MIS 5d -vaiheessa, vaikka jää olisi edennyt Länsi-Lapissa Kolarin Rautuvaaran ja Hannukaisen alueelle. Niin ikään on mahdollista, että SIS eteni Länsi-Suomessa Suupohjan alueelle MIS 5d -vaiheessa, mutta ei Itä-Suomeen asti. Molempia tapauksia tukee seikka, että Varhais-Veiksel -vaiheessa MIS 5d -jäätikön virtauksen suunta oli Ruotsissa länsiluoteesta kohti Suomea, Itämeren allasta ja Pohjanlahtea, josta on lyhyt matka sekä Lounais-Suomeen että Länsi-Lappiin, mutta huomattavasti pidempi Itä-Suomeen ja Itä-Lappiin.

Molemmilla alueilla kyseisten paikkojen välillä on etäisyyttä n. 200 km. Jos ajatellaan jäätikön etenevän keskimäärin n. 200 m vuodessa, jää etenisi 200 km matkan `vain` 1000 vuodessa, mikä ei ole geologisessa kalenterissa/kellosa pitkä aika. Jää olisi mahdollisesti voinut edetä

Ruotsista Rautuvaaraan, mutta ei enää sieltä Soklin alueelle. On myös mahdollista, että jää eteni tuolloin Ruotsin puolelta Suupohjaan, mutta ei enää Pohjois-Karjalaan. Tai sitten vaihtoehtoisesti alueet jäätiköityivät ensimmäisen kerran vasta Keski-Veiksel -vaiheessa ja Varhais-Veiksel -vaiheeseen sijoittuvat ajoitustulokset voisivat olla epätasällisiä johtuen aiemmin mainituista epävarmuustekijöistä.

5.4 TULOSTEN VERTAAMINEN HYPOTEESEIHIN

Kuten alussa todettiin, Veiksel -vaiheista on esitetty useita paljonkin toisistaan poikkeavia hypoteeseja, kuten esim. monoglasiaalihypoteesi ja/tai jäättömän Veiksel-vaiheen hypoteesi. Lisäksi on ehkä yleisin, `multihypoteesi` jäättömien ja lämpimien vaiheiden vuorottelusta läpi Veiksel - jääkauden (esim. Boulton et al. 2001). Ongelman ratkaisua vaikeuttaa, että vaikka tiedetään paljon teorioista; Kuinka lämpimät ja kylmät ilmastovaiheet muodostuvat/ovat muodostuneet, niiden täsmällistä ajoitusta (alkua/loppua) ja sen myötä kestoa on mahdotonta aukottomasti todistaa. Boulton et al. (2001) mukaan olisi nykyään kaksi koulukuntaa (A ja B). Ryhmän (A) mukaan Jää oskilloi voimakkaasti Veiksel-vaiheessa ja jää vetäytyi eri interstadiaalivaiheiden aikana, mutta aiemmin muodostuneet kerrostumat (Saale- ja Varhais-Veiksel-vaihe) säilyivät jään alla. Toisen ryhmän, (B):n mukaan yksi jäätiköityminen kehittyi pitkäaikaisesti kohti MV/LGM-vaihetta ilman mainittavaa oskillointia LGM-vaihetta edeltävissä vaiheissa ja jäätikön alapuoliset orgaaniset välikerrostumat olisivat interstadiaalien sijasta uudelleen kerrostunutta interglasiaalisedimenttiä. Yleisen käsityksen mukaan (esim. Mangerud, 1991, Svendsen, 2004), Veiksel-vaiheessa on Luoteis-Euroopassa esiintynyt selvästi ainakin kolme toisistaan erikseen havaittavaa jäätiköitymisvaihetta: (1) Varhais-Veiksel (MIS 5b; 85-95 ka), ja sitä seuranneen Peräpohjola-/Odderade-interstadiaalin (MIS 5a) jälkeen 74 ka sitten alkanut (2) Keski-Veikselin MIS 4 -vaihe, joka kesti n. 15-20 ka, ja kolmantena (3) laajimpaan vaiheeseen (LGM) johtanut Myöhäis-Veiksel-glasiaatio (MIS 2) alkaen n. 25 ka sitten. Keski-veikselin MIS 3 -vaiheessa ennen LGM-vaihetta oli ainakin suurimmaksi osaksi jäätön välivaihe, jolloin jää vetäytyi tiettävästi lähes koko Suomen alueelta. Tämän tutkielman mukaan MIS 3 -vaiheessa on mahdollisesti ollut jäätön vaihe heti MIS 3 alussa (57-55 ka) ja sen lisäksi vielä ennen laajinta vaihetta n. 35-50 ka sitten. Jonka jälkeen seurasi laajimpaan vaiheeseen (LGM) johtanut jäätiköityminen alkaen n. 25000 vuotta sitten (Lunkka et al. 2001, Svendsen et al.2004). Johansson et al. (2011) mukaan pääasiassa jäätöntä Suomessa on ollut myös läpi holoseenivaiheen MIS 1 n. 10 ka.

Tämän tulkinnan mukaan jään vetäytyttyä monin paikoin Suomessa MIS 3 -vaiheessa Suomi näin ollen olisi ollut jäätön vaiheet MIS 5e-MIS 5a eli Eem-vaiheesta Keski-Veiksel-vaiheeseen (74 ka sitten) yhteensä n. 60 ka. Ja eteläisin Suomi vaiheeseen 25 ka sitten, eli oli jäätön jopa 95 ka. Kaiken kaikkiaan Etelä/Lounais-Lapissa MIS 4 -vaiheen jäätiköityminen on puolestaan oletettavasti kestänyt alkaen 75 ka sitten vain n. 15-25 ka (Svendsen et al. 2004) mukaan, mutta on hieman enemmän, kuin n. 200 km etelämpänä sijaitsevan Keski-Pohjanmaan Hituran alueen MIS 4 -vaiheen glasiaatio (74-65 ka), joka Salonen et al. (2008) mukaan kesti vain noin 10 ka. Molemmat arviot kestosta vastaavat hyvin Veiksel-vaiheesta laadittuihin kronologia -määrittäisiin (Mangerud 1974); (Lasberg 2014). Myöhäis-Veiksel oli yksi pitkäkestoisimmista jäätiköitymisistä, kestäen n. 15-20 ka Helmens (2013) mukaan. Interstadiaalivaiheet olivat puolestaan lyhyempiä, alle 10 ka kestäneitä lämpimiä välivaiheita. Jäätiköitymisvaiheet olivat siis kuitenkin pääasiassa lyhytkestoisia, kuten myös niiden väliset interstadiaalivaiheet. Jäätiköityminen yleensä alkoi nopean ilmaston viilenemisen johdosta (vrt. Heinrich-tapahtuma) ja päättyi hitaaseen ilmaston lämpenemiseen. Vaikuttimena muutokseen Fennoskandian alueella olivat pääasiassa muutokset Pohjois-Atlantin merivirtojen kiertokulussa, joita ilmentävät DO-vaiheet sekä niistä johdetut NAC (North-Atlantic Cold stage)/NAW (North-Atlantic – Warm Stage) -vaiheet (Helmens 2013, Wohlfarth 2009).

Jos lasketaan/oletetaan koko Veiksel-jääkauden (MIS 5e- MIS 1) kestäneen n. 104 ka, on jäätömien vaiheiden osuus verrattain suuri, mutta ei yhtäjaksoinen, koska kestoiltaan lämpimiä vaiheita vastaavia kylmiä, jäätiköitä muodostaneita ilmastovaiheita on aineiston perusteella havaittu Suomessa useita. Helmens (2013) mukaan Pohjois- ja Luoteis-Euroopan paleoilmastoa on rekonstruoitu jääkairanäyttein (GIS-vaiheet) ja merivirtojen vaihtelua ilmentävien DO-tapahtumien perusteella sekä niistä johdettujen (NAC/NAW) -vaiheiden avulla. Kuvaajista voi tulkita, että Veiksel-jääkauden stadiaali- ja interstadiaalivaiheiden rekonstruointi koostuu useista ajallisesti perättäisistä, osin päällekkäisistä GIS-vaiheista sekä NAW/NAC-vaiheista. Analyysi kuvastaa hyvin olosuhteiden kompleksisuutta ja toisaalta vaikeutta rekonstruoida tuhansia vuosia (ts. 100000 vuotta) kestänyttä mennyttä ilmastovaihetta. Vaihtelua ilmastossa on joka tapauksessa ollut, mikä on johtanut jäätiköiden laajuuden vaihteluun joko hitaasti muuttuen tai välillä edeten/vetäytyen eli oskilloiden. Tämän tutkielman tulosten perusteella Veiksel-vaihe ei ole ollut yhtäjaksoisesti jäätön tai jäässä, vaan jäätiköityminen on mieluummin vallinnut välillä edeten ja peräytyen. Jään alla olevat sedimentit ovat voineet paikoin sekoittua ja kerrostua uudelleen. Mutta monin paikoin niitä on myös kuitenkin täytynyt paikallisesti säilyä, ja ainakin osan niistä on oltava kerrostunut niille sijoilleen (*in situ*), jolloin eri

havaintopaikkojen tietoja vertaamalla/yhdistelemällä on voitu luoda paras mahdollinen näkemys kokonaisuudesta. Jäätikköympäristön sedimenttien ajoituksessa on epätarkkuutta monesta syystä (vesipitoisuuden vaihtelu tuntemattoman kerrostumishistorian aikana ja sedimentin epätäydellinen nollautuminen) Tarkkaa eri jäätiköitymis- ja jäättömien vaiheiden ajallista kestoa ja jäätiköiden laajuutta ei voi varmuudella todistaa, eli kysymyksessä on aina eri tutkijoiden joko erikseen tai yhdessä muodostama käsitys tapahtuneesta.

6 YHTEENVETO

Opinnäytetyö käsittelee jäätiköitymisvaiheiden kestoa ja laajuutta Suomessa OSL-ajoitusten perusteella. OSL-ajoitustulokset on kerätty alan kirjallisuudesta ja/tai julkaistuista tutkimuksista. Työssä käsitellään lyhyesti ajoitusmääritysten historiaa ja teoriaa keskittyen luminesenssi -ajoitusmenetelmään. Jäätiköiden kestoa ja laajuutta tutkittaessa huomio on kiinnittynyt kvartääriaikaan ja tarkemmin määriteltynä pleistoseeni- ja holoseeni-epookkeihin, joista etenkin pleistoseenikauden eri vaiheet ovat alan kirjallisuudessa keskeisessä asemassa käsiteltäessä jäätiköiden laajuutta ja kestoa maantieteellisesti niin nykyisen Suomen valtion kuin naapurimaidenkin alueella. Pohjoismaat Suomi mukaan lukien on ollut sekä Skandinavian, että Barentsin alueen jäätiköiden vaikutuspiirissä vähintäänkin välillisesti läpi kvartäärin kestävänsä glasiaalihistorian. OSL-ajoitustulokset eivät ole tarkkoja vaan sisältävät lukuisia virhelähteitä ja -mahdollisuuksia, joita on käsitelty omana kappaleenaan. Kyseinen menetelmä on kuitenkin parhaita viime vuosikymmeninä, ja tällä hetkellä tunnettuja ajoitusmenetelmiä etenkin tutkittaessa/ajoitettaessa sedimenttikerrostumia, jotka ajoittuvat viimeiseltä vuosisadalta 350 ka sitten ulottuvalle aika-alueelle (100-350) ka. Tämä johtaa siihen, että on mahdollista käyttää ns. käänteistä menetelmää. Tutkimalla yhtä aikaa stadiaalikerrostumia (kylmät jääkaudet) ja interstadiaaleja (jäättömät välivaiheet) saadaan parempi näkemys jäätiköiden kestosta ja laajuudesta kuin tutkimalla pelkästään toista vaiheista. Tutkimuksessa on lisäksi käytetty nykyään yleisesti eri tieteenaloilla käytettyä niin kutsuttua klusterianalyysiä, jossa data-aineiston eri tekijöitä ryhmittelemällä, yhdistelemällä ja erottelemalla osatekijöitä etsitään havaintoja tutkimusanalyysin tueksi. Klusterianalyysin tulokset osoittivat, että eri aikakausien, kuten Varhais-Veiksel-vaiheen ajoitustuloksissa on hajontaa tietyistä ja mahdollisesti tuntemattomista syistä, jotka johtavat lisäpohdintaan ja -selvityksiin myös tulevaisuudessa. Suurimpia hajontaan vaikuttavia tekijöitä arveltiin olevan sedimentin

vesipitoisuuden vaihtelu koko (ennalta tuntemattoman) kerrostumishistorian aikana ja sedimentin epätäydellinen nollautuminen.

Kävi ilmi, että tulokset tukevat melko hyvin vallalla olevaa käsitystä kvartaarin eri kausien glasiaalihistoriasta Suomessa. Tulokset paljastivat myös joitakin ristiriitaisuuksia, joita on pohdittu erikseen omassa kappaleessaan. Joissakin tapauksissa myös kirjallisuus itsessään antoi ristiriitaisuuksille vaihtoehtoisia selityksiä. Noin 200 havaintopisteen tuloksissa oli paikoin laadullisia ongelmia mitä tulee tutkinnan kohteena olleiden arvojen dokumentointiin (paleodose, doserate, vesipitoisuus) ja etenkin niiden hajonta-arvoihin. Parhaat olivat dokumentoituna helppolukuisiksi taulukoiksi SI-järjestelmän laatuja noudattaen, kun taas toisten selvittämiseen piti käyttää runsaasti aikaa muuttaessa laadut vastaamaan toisiaan. Tuloksista kävi ilmi, että jäätiköitymisvaiheet olivat ajankohdiltaan lähellä toisiaan yhtä aikaa eri puolilla Suomea ja kestoiltaan paitsi melko lyhyitä, kutakuinkin samaa luokkaa kuin jäättömien vaiheiden kestot, mikä tuki hyvin eri vaiheista laadittuja kronologioita.

KIITOKSET

Kiitokseni haluan osoittaa ennen muuta ohjaajalleni professori Pertti Saralalle sekä ohjaukseen ja arviointiin keskeisesti osallistuneelle professori J.P. Lunkalle. Lisäksi kiitän FM Olli Saralaa klusterointiin liittyvästä teoria- ja graafiikkaosuudesta. Kiitän myös useita kokeneita tutkijoita (esim. FT Reijo Pitkäranta ja FT Sakari Salonen) avusta työhöni liittyvien viimeisimpien OSL-ajoitustulosten hankkimiseksi.

LÄHDELUETTELO

- Aalto, M., Donner, J., Niemelä, J. & Tynni, R., 1983. An interglacial beaver dam deposit at Vimpeli, Ostrobothnia, Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 348, 34 s.
- Aalto, M., Eriksson, B. & Hirvas, H., 1992. Naakenavaara interglacial- a till-covered peat deposit in Western Finnish Lapland. Bulletin of the Geological Society of Finland 64, 169-181.
- Aario, R., 1971. Consolidation of Finnish sediments by loading of ice-sheet. Bulletin of Geological Society of Finland 43, 55-65.
- Aario, R. & Forström, L., 1979. Glacial stratigraphy of Koillismaa and North Kainuu, Finland. Fennia, 157:2, 1-49.
- Aario, R., Peuraniemi, V. & Sarala, P., 1997. The Sihtuuna moraine at Tervola, southern Lapland. Sedimentary Geology 111 (1-4), 135-145.
- Aitken, M.J., 1985. Thermoluminescence dating. Academic Press, London, 359 s.
- Aitken, M.J., 1998. An introduction to optical dating of Quaternary sediments by the use of photon luminescence. Oxford, University press, 267 s.
- Alexandersson, H., Eskola, K.O. & Helmens, K.F., 2008. Optical dating of a Late quaternary sediment sequence from Sokli, Northern Finland. Geochronometria 32, 51-59.
- Alexandersson, H., Johnsen, T. & Murray, A.S., 2010. Re-dating the Pilmgrimstad interstadial with OSL: a warmer climate and a smaller ice-sheet during the Swedish Middle Weichselian (MIS 3)? Boreas 39, 367-376.
- Andersen, B.G. & Mangerud, J., 1990. The last interglacial-glacial cycle in Fennoscandia. Quaternary international 3/4, 21-29.
- Andersen, B.G., Lundqvist, J. & M. Saarnisto, M., 1995. The Younger Dryas margin of the Scandinavian ice sheet- an Introduction. Quaternary International 28, 145-146.
- Anjar, J., Adrielsson, L., Bennike, O., Björck, S., Filipsson, H.L., Groeneveld, J., Knudsem, L.K., Larsen, N.K. & Möller, P., 2012. Paleoenvironments in southern Baltic Sea basin during marine isotope stage 3: a multi-proxy reconstruction. Quaternary Science Reviews 34, 81-92.
- Anjar, J., Alexanderson, H., Larsen, E. & Lyså, A., 2018. OSL dating of Weichselian ice-free periods at skorgenes, Western Norway. Norwegian Journal of Geology
- Arnold, N.S., et al., 2002. Extent and Dynamics of the Scandinavian ice-sheet during oxygen isotope stage 3. (65000-25,000) yr BP. Quaternary Research 57, 38-48.

- Auri, J. & Räsänen, M., 2006. Early Weichselian interstadial lake deposits at Björkö Island, Kvarken Archipelago, Finland. Teoksessa: Peltonen, P. ja Pasanen, A. (toim.). The 27th Nordic Geological Winter Meeting, January 9–12, 2006, Oulu, Finland, abstract volume. Bulletin of the Geological Society of Finland, Special issue 1, s. 11.
- Auri, J., Räsänen, M., Klap, A., Huitti, J., Nenonen, K. & Breilin, O., 2006. A continuous Early Weichselian, lake record covering Brörup and Odderade interstadials at Björkö Island, Ostrobothnia coast, western Finland. Teoksessa: Johansson, P. Lunkka, J.-P. ja Sarala, P. (toim.). Late Pleistocene glacial deposits in the central part of the Scandinavian ice sheet, the INQUA Peribaltic Group Field Symposium in Finland, September 11.–15.2006, abstracts. Rovaniemi, Geological Survey of Finland, s. 6. Elektroninen julkaisu, saatavana: <http://arkisto.gsf.fi/ej/ej55.pdf>.
- Auri, J. et al., 2008. Tiedonanto eräiden myöhäispleistoseenikerrostumien avainkohteiden ajoittamisesta Suomessa. *Geologi* 60, 68-74.
- Battarai, S., 2014. Pleistocene organic deposits in Harrinkangas, Ostrobothnia, Western Finland. Pro gradu, Turun yliopisto.
- Bos, J.A.A., Helmens, K.F., Bohncke, S.J.P., Seppä, H. & Birks, H.J.P., 2009. Flora, Vegetation and climate at Sokli, North-eastern Fennoscandia, during the Weichselian Middle Pleniglacial. *Boreas* 38, 335-348.
- Boulton, G.S., Dongelmans, P., Punkari, M. & Broadgate, M., 2001. Paleoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews* 20, 591-625.
- Boulton, G.S., Hagdorn, M., Maillot, P.B. & Zatsepin, S., 2009. Drainage beneath ice sheets: Groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 28, 621-638.
- Cohen, K.M., Finney, S. & Gibbard, P.L., 2013. International chronostratigraphic chart, 2013. International commission on stratigraphy.
- Coletti, A.J., 2015. A GCM Comparison of Pleistocene Super-interglacial periods in relation to Lake El'Gygytgyn, NE Arctic Russia, *Climate of the past* (Open access), 2005.
- Cuzzone, J.K., Clark, P.U., Carlson, A.E., Ullman, D.J., Rinterknecht, V.R., Milne, G.A., Lunkka, J.P., Wohlfarth, B., Marcott, S.A. & Caffee, M., 2016. Final deglaciation of Scandinavian ice sheet and implications for the Holocene sea-level budget. *Earth and Planetary Science Letters* 448, 34-41.
- Dansgaard, W., 1993. Evidence for general instability of past climate from 250 Kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
- Darkins, R., Cooke, E.J., Ghahramani, Z., Kirk, P.D.W., Wild, D.L. & Savage, R.S., 2013. Accelerating Bayesian hierarchical clustering of time series data with randomised algorithm. *PLoS ONE* 1 (4), e59795.
- Duller, G.A.T., 2004. Luminescence dating of Quaternary sediments: Recent advances, *Journal of Quaternary Science* 19(2), 183-192.
- Eskola, K.O. & Lunkka, J.P., 2008. Middle Weichselian glacial event in the central part of the Scandinavian Ice Sheet recorded in the Hitura pit, Ostrobothnia, Finland. *Boreas* 37(1), 38-54.
- Gibbard, P., 1989. Pleistocene stratigraphy at Harrinkangas, Western Finland. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A150*, 36 s.

- Hellemaa, P., 1999. The development of Coastal Dunes and Their Vegetation of Finland. University of Finland, Helsingin yliopiston verkkojulkaisu.
- Helmens, K.F., Räsänen, M.E., Johansson, P.W., Jungner, H. & Korjonen, K., 2000. The Last interglacial-glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland). *Quaternary Science Reviews* 19, 1605-1623.
- Helmens, K.F., Bos, J.J.A., Engels, S., Meerbeeck van, C.J., Bohncke, S.J.P., Renssen, H., Heiri, O., Brooks, S., Seppä, H., Birks, H.J.P. & Wohlwarth, B., 2007. Present-day temperatures in Northern Scandinavia during the Last Glaciation. *Geology*.
- Helmens, K.F., Johansson, P.W., Räsänen, M.E., Alexandersson, H. & Eskola, K.O., 2007. Ice-free intervals continuing into Marine isotope stage 3 at Sokli in the central area of Fennoscandian glaciations. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 79, 17-39.
- Helmens, K.F., Risberg, J., Jansson, K.N., Weckström, J., Berntsson, A., Kaislahti-Tillman, P., Johansson, P.W. & Wastegård, S., 2009. Early MIS 3 glacial lake evolution, Ice-marginal retreat pattern and climate at Sokli (Northern Fennoscandia). *Quaternary Science Reviews* 28, 2880-1894.
- Helmens, K.F., 2009. Climate, vegetation and lake development at Sokli (Northern Finland) during early MIS 3 at 50 Kyr. Technical report BKB AB. TR-09-16, August 2009.
- Helmens, K.F., Väiliranta, M., Engels, S. & Sahala, S., 2011. Dramatic shifts in vegetation and climate during Early Weichselian (MIS 5d-c) inferred from multi-proxy evidence at Sokli (Northern Finland). *Quaternary Science Reviews*.
- Helmens, K.F., 2013. The last Interglacial-Glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. *Quaternary Science Reviews* 86, 115-143.
- Helmens, K.F., Katrantsiotis, C., Salonen, J.S., Shala, S. & Bos, A.A., 2018. Warm summers and rich biotic communities during N-Hemisphere deglaciation, *Global and Planetary Change* 167, 61-73.
- Hilgers, A.S., Murray, N., Schlaak, N. & Radtke, U., 2001. Comparison of Quartz OSL protocols using late glacial and Holocene dune sediments. 2001. *Quaternary Science Reviews* 20, 731-736.
- Hirvas, H., 1991. Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland. Geological Survey of Finland, Bulletin 354, 123 s.
- Hirvas, H., Lintinen, P., Lunkka, J.P., Eriksson, B. & Grönlund, T., 1995. Sedimentation and Lithography of the Vuosaari multiple till sequence in Helsinki, Southern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 67, 51-64.
- Howett, P.J., Salonen V.-P., Hyttinen, O., Korkka-Niemi, K. & Moreau, J., 2015. Hydrostratigraphical approach to support environmentally safe siting of a mining waste at Rautuvaara, Finland. *Bulletin of the Geological society of Finland* 87, 52-66.
- Huntley, D.I., Godfrey-Smith & Thewalt, M.L.W., 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 313, 105-107.
- Hutt, G. & Jaek, J., 1989. Infrared stimulated photoluminescence dating of sediments. *Ancient TL* 7 (3)
- Hutt, G., Jungner, H., Kujansuu, R. & Saarnisto, M., 1993. OSL and TL-dating of buried podsoles and overlying sands in Ostrobothnia, Western Finland, *JQS* 8, 125-132.

- Hyttinen, O., Kotilainen, A. & Salonen, V.-P., 2011. Acoustic evidence of a Baltic Ice lake drainage debris in the Northern Baltic Sea. *Marine Geology* 284, 130-148.
- Iisalo, E., 1992. Observations of the stratigraphy of Weichselian tills and subglacial eskers Central Ostrobothnia, Finland. Geological Survey of Finland, Report of investigation 112.
- James, G., Witten, D., Hastle, T. & Tibshirani, R., 2013. An introduction to statistical learning with applications in R. Springer texts in statistics.
- Johansson, P., 1995. The deglaciation in the eastern part of the Weichselian ice divide in Finnish Lapland. Rovaniemi, Geological Survey of Finland. 113 p. + app. map.
- Johansson, P., 2007. Late Weichselian deglaciation in Finnish Lapland. Geological Survey of Finland, Special paper 46, 47-54.
- Johansson, P., 2007. Weichselian and Saalian esker systems in North Finland. Teoksessa: XVII INQUA Congress, The tropics, heat engine of the Quaternary, Cairns 2007. Quaternary International supplement 167-168, 195.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A.E. & White, J., 2001. Oxygen and paleotemperature of six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GRISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16, 299-307.
- Johnsen, T.F., 2010. Late Quaternary ice sheet history and dynamics in central and Southern Scandinavia. Dissertations from the Department of Physical geography and Quaternary Geology No 22, Stockholm University.
- Jungner, H., 1982. Some experiences from an attempt to date post-glacial dunes from Finland by thermoluminescence, *Science Direct, Nuclear tracks and radiation measurements* Vol 10 (4-6), 749-756.
- Jungner, H., 1987. Thermoluminescence dating of sediments from Oulainen and Vimpeli, Ostrobothnia, Finland. *Boreas* 16, 231-235
- Kalm, V., 2004 Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, Southern Sector of the Scandinavian Glaciation, *Quaternary Science Reviews* 25, 960-9675.
- Kolfschot, T., & Gibbard, P.L., 1998. The Dawn of Quaternary. Proceedings of the SEQS EuroMam symposium 1996 (Mededelingen Nederlands instituut voor toegepaste Geowetenschappen TNO 60), 13-18.
- Kolstrup, E., Murray, A. & Possnert, G., 2007. Luminescence and radiocarbon ages from laminated Lateglacial aeolian sediments in western Jutland, Denmark. *Boreas* 36, 314-325.
- Kortekaas, M., Murray, A., Sandgren, P. & Björck, S., 2006. OSL chronology for sediment core from the southern Baltic Sea: A continuous sedimentation record since deglaciation. *Quaternary Geochronology* 2, 95-101.
- Lambeck, K., Purcell, A., Funder, S., Kjær, K.H., Larsen, E. & Möller, P., 2006. Constraints on the Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling. *Boreas*, 539-575.
- Lambeck, K., Purcell, A., Zhao, J. & Svensson, N.-O., 2010. Scandinavian ice-sheet from MIS 4 to the end of the Last Glacial Maximum. *Boreas* 39, 410-435.
- Larsen, E., Lyså, A., Demidov, I., Funder, S., Houmark-Nielsen, M., Kjaer, K. H. & Murray, A. S., 1999, Age and extent of Scandinavian ice sheet in the Northwestern Russia. *Boreas* 28, 115-132.

- Lunkka, J.P., Saarnisto, M., Gey, V., Semidov, I. & Kiselova, V., 2001. Extent and age of the last Glacial Maximum in the Southeastern sector of the Scandinavian ice Sheet. *Global and Planetary Change* 31, 407-425.
- Lunkka, J.P., Murray, A. & Korpela, K., 2008. Weichselian sediment succession at Ruunaa, Finland, indicating a Mid-Weichselian ice-free interval in eastern Fennoscandia. *Boreas* 37, 234-244.
- Lunkka, J.P., Sarala, P. & Gibbard, P.L., 2015. The Rautuvaara stratotype section, western Finnish Lapland revisited – new age constraints on the sequence indicate complex Scandinavian Ice Sheet history in northern Fennoscandia during the Weichselian Stage. *Boreas* 44:1, 68-80.
- Lunkka, J.P., Lintinen, P., Nenonen, K. & Huhta, P., 2016. Stratigraphy of Koivusaarenneva exposure and its correlation across central Ostrobothnia, Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 88, 53-67.
- Manninen, M.A., Tallavaara, M. & Seppä, H., 2018. Human responses to early Holocene Climate variability in eastern Fennoscandia. *Quaternary International* 465, 287-297.
- Miquez, F., 2007. Introduction to R for Multivariate Data Analysis. Electronical source, available at <http://miguezlab.agron.iastate.edu/OldWebsite/Teaching/MultivariateRGGobi.pdf>
- Mirorlaw-Grabowska, J., Niska, M., Roman, M., 2018. Long (MIS 5e-3) environmental history of a paleolake in central Poland recorded in the succession from Kublowo. *Quaternary International* 467, 36-42.
- Munyakwa, K., 2006. Luminescence dating: Applications in Earth Science and archaeology, Luminescence - An Outlook on the Phenomena and their Applications, Jagannathan Thirumalai, IntechOpen, DOI: 10.5772/65119. Available from: <https://www.intechopen.com/books/luminescence-an-outlook-on-the-phenomena-and-their-applications/luminescence-dating-applications-in-earth-sciences-and-archaeology>
- Murray, A.S., & Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz and improved single-aliquot regenerative protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73.
- Murray, A. & Olley, J.M., 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz. *Geochronometria* 21, 1-16.
- Mäkinen, K., 1979. Interstadiaalinen turvekerrostuma Tervolan Kauvonkankaalla. Summary: An interstadial peat layer at Kauvonkangas, Finnish Lapland. *Geologi* 31 (5), 82-87.
- Mäkinen, K., 1985. The Kauvonkangas interstadial peat deposit, Tervola. Teoksessa: Kujansuu, R. ja Saarnisto, M. (toim.). INQUA till symposium Finland 1985, excursion guide, field workshop August 20-29, 1985. Espoo, Geological Survey of Finland, 117-119.
- Mäkinen, K., 2005. Dating the Weichselian deposits of southwestern Finnish Lapland. Teoksessa: Ojala, A.E.K. (toim.). Quaternary studies in the northern and Arctic regions of Finland, proceedings of the workshop organized within the Finnish National Committee for Quaternary Research (INQUA), Kilpisjärvi Biological Station, Finland, January 13-14th 2005. Geological Survey of Finland, Special Paper 40, 67-78.
- Mäkinen, K., 2006. Interstadial peat deposit at Kauvonkangas, Tervola. Teoksessa: Sarala, P., Johansson, P. ja Lunkka, J.-P. (toim.). Late Pleistocene glacial deposits in the central part of the Scandinavian ice sheet, the INQUA Peribaltic Group Field Symposium in Finland, September 11. – 15.2006, excursion guide. Rovaniemi, Geological Survey of Finland, 56-58.[Elektroninen julkaisu, saatavana: <http://arkisto.gsf.fi/ej/ej56.pdf>].

- Nenonen, K., 1995. Pleistocene stratigraphy and reference sections in southern and western Finland. Kuopio: Geological Survey of Finland. 205 p.
- Nenonen, K., 2007. Jääkausikäsitteen muutos – kutistuvatko jäälliset jaksot luultua lyhyemmiksi? *Geologi* 59 (1), 9–14.
- Nenonen, K., Johansson, P., Sallasmaa, O., Sarala, P. & Palmu, J.-P., 2018. The inselberg landscape in Finnish Lapland: a morphological study based on the LiDAR data interpretation. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 90:2, 239-256.
- Niemelä, J. & Jungner, H., 1991. Thermoluminescence dating of Late Pleistocene sediments related to Till-covered eskers from Ostrobothnia, Finland. Geological survey of Finland, Special paper 12, 135-138.
- Ojala, A.E.K. & Palmu, J.-P., 2007. Sedimentological characteristics of Late-Weichselian-Holocene deposits of the Suurpelto area in Espoo, Southern Finland. Geological Survey of Finland, Special paper 46, 147-156.
- Ojala, A.E.K., 2013. Development of an ancient shoreline database to reconstruct the Litorina sea maximum extension and highest shoreline of the Baltic Sea basin in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 85, 127-144.
- Olsen, L., 1988. Stadials and interstadials during the weichselian glaciation on Finnmarksvidda, Northern Norway. *Boreas* 17, 517-539.
- Olsen, L., Mejdahl, V. & Selvik, S., 1996. Middle and Late Pleistocene stratigraphy, chronology and glacial history in Finnmark, North Norway. *Norges Geologiske Undersökelse Bulletin* 429, 1–111.
- Pitkäranta, R., 2008. Litostratigraphy and age estimations of the Pleistocene erosional remnants near the centre of the Scandinavian glaciations in Western Finland. *Quaternary Science Reviews* 28, 166-180.
- Pitkäranta, R., 2009. Pre-Late Weichselian podzol soil, permafrost features and litostratigraphy at Penttilänkangas, Western Finland. *Bulletin of Geological Society of Finland* 81, 53-74.
- Prescott, J. R., et al., 2000. Cosmic ray dose rates for luminescence and ESR dating: Measured with a Scintillation counter, Department of physics and mathematical physics University of Adelaide, South Australia 5005.
- Punkari, M., 1997. Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 16, 741-753.
- Putkinen, N., Eyles, N., Putkinen, S., Ojala, A., Palmu, J.-P., Sarala, P., Väänänen, T., Räsänen, J., Saarelainen, J., Ahtonen, N., Rönty, H., Kiiskinen, A. & Tervo, T., 2017. High-resolution LiDAR mapping of the ice stream lobes in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 89:2, 64-81.
- Rhodes, E.J., 2011. Optically stimulated Luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 39, 461-88.
- Ryabchuc, D., 2011. The morphology of sand spits and genesis of long-shore sand waves on the coast of eastern Gulf of Finland. *Baltica*, June 2011.
- Räsänen, M.E., et al., 2015. The SE-sector of the Middle Weichselian Eurasian ice-sheet was much smaller than assumed. *Quaternary Science Reviews* 122, 131-141.

- Saarnisto, M. (toim.), 1985. INQUA till symposium Finland 1985, excursion guide, field workshop August 20–29, 1985. Espoo, Geological Survey of Finland, 117–119. Salonen, V.-P., Kaakinen, A., Kultti, S., Miettinen, A., Working Group
- Salonen, V.-P., Moreau, J., Hyytinen, O. & Eskola, K.O., 2014. Mid-Weichselian interstadial in Kolari, Western Finnish Lapland. *Boreas* 43, 627-638.
- Sarala, P., 2003. Ribbed-moraines – jäätikön liikesuunnan poikittaiset indikaattorit. Summary: Ribbed moraines – transverse indicators of the ice flow direction. *Geologi* 55 (9–10), 250–253.
- Sarala, P., 2005. Glacial morphology and dynamics with till geochemical exploration in the ribbed moraine area of Peräpohjola, Finnish Lapland. Ph.D. thesis, Espoo, Geological Survey of Finland. 17 s.
- Sarala, P., 2005. Weichselian stratigraphy, geomorphology and glacial dynamics in southern Finnish Lapland. *Bulletin of geological Society of Finland* 77, 71-104.
- Sarala, P. & Eskola, T., 2011. Middle Weichselian Interstadial deposit in Petäjäselkä, Northern Finland. *E&G – Quaternary Science Journal* 60:4, 488-492.
- Sarala, P., Räisänen, J., Johansson, P. & Eskola, K.O., 2015. Aerial LiDAR analysis in geomorphological mapping and geochronological determination of surficial deposits in the Sodankylä region, northern Finland. *GFF* 137:4, 293-303.
- Sarala, P., 2006. Sihtuuna moraines at Sihtuuna, Tervola. Teoksessa: Sarala, P., Johansson, P. ja Lunkka, J.-P. (toim.). Late Pleistocene glacigenic deposits in the central part of the Scandinavian ice sheet, the INQUA Peribaltic Group Field Symposium in Finland, September 11.–15.2006, excursion guide. Rovaniemi, Geological Survey of Finland, 51–54. Elektroninen julkaisu, saatavana: <http://arkisto.gsf.fi/ej/ej56.pdf>.
- Sarala, P. & Rossi, S., 2006. Rovaniemen–Tervolan alueen glasiaalimorfologiset ja -stratigrafiset tutkimukset ja niiden soveltaminen geokemialliseen malminetsintään. Summary: Glacial geological and stratigraphical studies with applied geochemical exploration in the area of Rovaniemi and Tervola, southern Finnish Lapland. *Geologian tutkimuskeskus. Tutkimusraportti* 161, 115 s.
- Sarala, P. & Nykänen, V., 2014. UltraLIM - Ultra Low-impact Exploration Methods in the Subarctic, Geological Survey of Finland., Conference paper, Feb 2014.
- Sarala, P., Väiliranta, M., Eskola, T. & Vaikutiene, G., 2016. First physical evidence for forested environment in the arctic during MIS 3. *Scientific Reports*, June 2016.
- Sarala, P., 2018. Editorial: INQUA Peribaltic Working Group Excursion and Meeting- active cooperation between Quaternary researches in the Baltic Sea region. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 90, 141-143.
- Sarala, P., 2019. Stadial-interstadial cycles during Weichselian glaciation in the central part of Fennoscandia ice sheet. Geological survey of Finland. Rovaniemi, Finland 2019.
- Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183-190.
- Schenk, F., Väiliranta, M., Muschitiello, F., Tarasov, L., Heikkilä, M., Björck, S., Brandefelt, J., Johansson, A.V., Näslund, J.-O. & Wohlfarth, B., 2018. Warm summers during the Younger Dryas reversal. *Nature Communications*, .

- Schroder, N., Pedersen, L.H. & Bitsch, J., 2004. 10,000 Years of climate change and human impact on the environment of the area surrounding Lejre. Department of environment, Technology and social studies, Roskilde University. Denmark.
- Schulz, H.-P., Eriksson, B., Hirvas, H., Huhta, P., Jungner, H., Purhonen, P., Ukkonen, P. & Rankama, T. 2002. Excavations at Susiluola cave. Tiivistelmä: Susiluola. Suomen Museo 2002 109, 5–45.
- Stroeven, A.P., et al. 2015. Deglaciation of Fennoscandia, *Quaternary Science Reviews* 147, 91-121.
- Svendsen, J., et al. 2004. Late Quaternary ice-sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1229- 1271.
- Ukkonen, P., Lunkka, J.-P., Jungner, H. & Donner, J. 1999. New radiocarbon dates from Finnish mammoths indicating large ice-free areas in Fennoscandia during the Middle Weichselian. *Journal of Quaternary Science* 14, 711–714.
- Ukkonen, P., 2001. Shaped by the Ice Age. Academic dissertation of University of Helsinki 2001.
- Ukkonen, P., Arppe, L., Houmark-Nielsen, M., Kjær, K.H. & Karhu, J.A., 2007. MIS 3 mammoth remains from Sweden – implications for faunal history, palaeoclimate and glaciation chronology. *Quaternary Science Reviews* 26 (25–28), 3081–3098.
- Virtasalo, J., Kotilainen, A., Räsänen, M.E. & Ojala A.E.K. 2007. Late-glacial and post-glacial deposition in large, low relief, epicontinental basin: The northern Baltic sea. *Sedimentology*
- Walker, M. 2005. *Quaternary dating methods*. John Wiley Sons Ltd. West Sussex, England, 286 p.
- Walliga, J., et. al. 2014. Luminescence dating, Uncertainties, and age range. *Encyclopedia of Scientific dating methods*.
- Wintle, A.G., 1997. Luminescence dating: Laboratory procedures and protocols, *Radiation measurements* 27, 769-817.
- Wohlfarth, B., 2016. Ice-free conditions in Fennoscandia during marine isotope oxygen stage 3, Department of geology and geochemistry, Stockholm University

Laboratory_ID	OSL_ID	Sample_ID	N_koord	E_koord	M_asl	Site	Sediment	sedim_class	WC	Age_ka	Variation_ka	Paleodose_Gy	Dose_rate	n	Article	Notes
HL-TL-04264	OSL-1	HAN-4	67,60	23,98	210	Hannukainen/Kolari	Horizontally bedded sands	2	20,0				0,11		Salonen. V-P. et al. 2013	No age
Hel-?	OSL-2	K7	68,52	26,40	198	Inari/Muddusjärvi/74	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0	10,6		28,8	2,72		Kotilainen. M. 2004	
Hel-?	OSL-3	K10	69,38	27,67	193	Inari/Iijärvi/76	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0						Kotilainen. M. 2004	No age
Hel-?	OSL-4	K11	69,38	27,67	193	Inari/Iijärvi/76	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0						Kotilainen. M. 2004	No age
Hel-?	OSL-5	K15	69,38	27,67	193	Inari/Iijärvi/63	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0						Kotilainen. M. 2004	No age
	OSL-6		68,61	24,50	275	Inari/Pasmajärvi/P1(74-84cm)***	redeposited fine sand	2	20,0						Matthews. J.M.. Seppälä. M. 2013	No age
Riso-91434-2	OSL-7		66,00	24,85	60	Tervola/Kauvonkangas	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0						Mäkinen. K. 2005	No age
Hel-?	OSL-8	K13	69,38	27,67	193	Inari/Iijärvi/70	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0	0,3	0,1	0,5	2,83		Kotilainen. M. 2004	
?	OSL-9	13	68,72	23,80	418	Enontekiö/pöyrisjärvi	Glasiogenic/aeolian	2	20,0	0,4	0,0	1,5	3,79		Käyhkö. J.A. 1998	
?	OSL-10	7	68,40	24,70	193	Enontekiö/Hietatievat	Glaciogenic/aeolian	2	20,0	0,6	0,1	2,2	3,83		Käyhkö. J.A. 1998	
?	OSL-11	2	69,27	26,83	191	Petsimjärvi	Glaciolacustrine/-fluvial	2	20,0	0,6	0,1	1,6	2,83		Käyhkö. J.A. 1998	
?	OSL-12	6	69,38	27,63	193	Iijärvi W	Glasiogenic/aeolian	2	20,0	0,6	0,1	1,6	2,75		Käyhkö. J.A. 1998	
?	OSL-13	4	69,38	27,63	193	Iijärvi E	Glaciogenic/aeolian	2	20,0	0,6	0,0	1,6	2,66		Käyhkö. J.A. 1998	
	OSL-14		68,30	24,30	275	Inari/Kahilatievat/K1a(23-31cm)***	Strongly deposited fine sand	2	20,0	0,8	0,6				Matthews, J.M. Seppälä. M. 2013	
?	OSL-15	11	68,95	22,07	452	Enontekiö/Melajärvi	Glasiogenic/aeolian	2	20,0	0,8	0,1	2,5	3,07		Käyhkö. J.A. 1998	
Hel-?	OSL-16	K12	69,38	27,67	193	Inari/Iijärvi/73	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0	1,0	0,2	2,6	2,91		Kotilainen. M. 2004	
?	OSL-17	5	69,38	27,63	193	Iijärvi E	Glaciogenic/aeolian	2	20,0	1,8	0,1	5,1	2,75		Käyhkö. J.A. 1998	
?	OSL-18	12	68,95	22,07	452	Enontekiö/Melajärvi	Glasiogenic/aeolian	2	20,0	2,0	0,1	6,1	3,06		Käyhkö. J.A. 1998	
	OSL-19		68,65	23,40	275	Inari/Kuttanen/Ku2(72-80cm)***	redeposited fine sand	2	20,0	3,0	0,6				Matthews, J.M. Seppälä. M. 2013	
?	OSL-20	8	68,84	24,70	193	Hietatievat	Glaciogenic/aeolian	2	20,0	4,4	0,3	16,5	3,80		Käyhkö. J.A. 1998	
	OSL-21		68,65	23,40	275	Inari/Kuttanen/Ku2(88-96cm)***	Strongly deposited fine sand	2	20,0	4,4	1,1				Matthews, J.M. Seppälä. M. 2013	
?	OSL-22	14	68,72	23,80	418	Pöyrisjärvi	Glasiogenic/aeolian	2	20,0	4,4	0,3	15,7	3,54		Käyhkö. J.A. 1998	
	OSL-23		68,30	24,30	275	Inari/Kahilatievat(K1a(100-110cm)***	Stratified fine sand	2	20,0	5,4	0,5				Matthews, J.M. Seppälä. M. 2013	
Hel-TL04019	OSL-24	POS 2004-000007	65,95	24,63	80	Sompujärvi, Keminmaa	Glaciolacustrine delta, sand	2	20,0	66,0	12,0	151,0	2,29	12	Sarala et al. 2005	
?	OSL-25	1	68,80	24,70	191	Petsimjärvi	Planar parallel bedding sand	2	20,0	6,3	0,6	14,2	2,27		Käyhkö. J.A. 1998	
Hel-?	OSL-26	K1	68,52	26,40	198	Inari/Muddusjärvi/12	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0	6,4	0,8	15,2	2,31		Kotilainen., M. 2004	
Hel-?	OSL-27	K4	68,52	26,40	198	Inari/Muddusjärvi/75	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0	6,6	0,7	17,5	2,65		Kotilainen., M. 2004	
	OSL-28		68,65	23,40	275	Inari/Kuttanen/Ku2(135-143cm)***	Stratified fine sand	2	20,0	6,8	0,7				Matthews, J.M. Seppälä. M. 2013	
Hel-?	OSL-29	K6	68,52	26,40	198	Inari/Muddusjärvi/74	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0	7,7	1,0	20,1	2,61		Kotilainen., M. 2004	
Hel-?	OSL-30	K14	69,38	27,67	193	Inari/Iijärvi/14	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0	8,4	1,0	22,2	2,64		Kotilainen., M. 2004	
	OSL-31		68,30	24,30	275	Inari/Kahilatievat(K1a(40-50cm)***	Stratified fine sand	2	20,0	8,5	0,7				Matthews, J.M. Seppälä. M. 2013	
Hel-?	OSL-32	K3	68,98	26,78	198	Inari/Muddusjärvi/10	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0	8,7	1,1	22,3	2,50		Kotilainen., M. 2004	
Hel-?	OSL-33	K9	68,92	26,67	198	Inari/Muddusjärvi/66	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0	8,7	1,2	23,5	2,61		Kotilainen., M. 2004	
	OSL-34		68,61	24,50	275	Inari/Pasmajärvi/P1(110-120cm)***	Stratified fine sand	2	20,0	9,6	0,9				Matthews, J.M. Seppälä. M. 2013	
	OSL-35		68,94	26,73	193	Inari/Hietatievat/H1a(170-180cm)***	redeposited fine sand	2	20,0	9,9	1,1				Matthews, J.M. Seppälä. M. 2013	
Hel-?	OSL-36	K2	68,52	26,40	198	Inari/Muddusjärvi/12	Glaciofluvial/aeolian fine sand	2	20,0	10,7	1,2	25,7	2,40		Kotilainen., M. 2004	
Hel-TL04273	OSL-37	TP21, Unit 2	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	stratified sand and gravel	4	20,0	11,0	2,0	31,5	2,86		Howett, P.J. et al. 2015	
HL-TL04209	OSL-38	RenkoA	60,94	25,65	115	Lahti/Renkomäki	Massive medium sand	3	20,0	11,2	1,3	44,7	4,18		Hyttinen, O. et al. 2014	
HL-TL04210	OSL-39	RenkoB	60,94	25,65	115	Lahti/Renkomäki	Medium sand	3	20,0	11,4	1,1	47,2	4,16		Hyttinen, O. et al. 2014	
?	OSL-40	3	69,50	27,20	203	Kiellajoki	Glasiolacustrine/-fluvial	2	20,0	12,1	2,1	31,4	2,59		Käyhkö. J.A. 1998	
HL-TL04211	OSL-41		60,86	27,50	72	Koria/Santala A***	Sandy interlayer	2	20,0	16,3	1,8	46,7	4,08		Hyttinen, O. et al. 2014	
Hel-?	OSL-42	K5	68,52	26,40	198	Inari/Muddusjärvi/74	Glaciofluvial/coarser sand	3	20,0	16,7	5,0	58,3	2,96		Kotilainen., M. 2004	
Hel-TL04270	OSL-43	TP18, Unit 3	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	laminated sand	2	20,0	20,0	4,0	54,4	2,72		Howett, P.J. et al. 2015	
Riso-91040	OSL-44	?	66,82	24,10	179	Pello/Mellajavaara	Glaciogenic/glaciofluvial	2	20,0	20,0	9,0				Mäkinen. K. 2005	

Risø 07 34 06	OSL-45	VESKO1,1	68,73	27,71	129	Veskonieniemi, Inari	Glaciolacustrine	2	22,0	21,0	1,0	38,0	2,30	17	Sarala et al. 2010
Risø 07 34 07	OSL-46	VESKO1,2	68,73	27,71	129	Veskonieniemi, Inari	Glaciolacustrine	2	21,0	22,0	2,0	37,0	1,67	19	Sarala et al. 2010
Hel-TL04013	OSL-47	POS 2004-000001	65,93	24,17	23	Liakka, Tornio	Glaciolacustric delta, sand/silt	1	20,0	29,0	2,8	82,5	2,84	5	Sarala et al. 2005
Hel-TL04014	OSL-48	POS 2004-000002	65,93	24,17	23	Liakka, Tornio	Glaciolacustric delta, sand/silt	1	20,0	29,0	6,1	80,8	2,79	6	Sarala et al. 2005
Hel-TL04123	OSL-49	PETÄJÄ1,1*	67,82	25,73	301	Petäjäseltä, Kittilä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	20,0	31,8	5,6	83,3	2,53	7	Sarala & Eskola 2011
Riso-003239	OSL-50	R9	63,35	30,37	200	Ruunaa	medium sand/glaciofluvial	3	25,0	32,0	5,0	89,0	1,72	21	Lunkka et al.2008
Hel-TL-04267	OSL-51	Paloselkä	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	stratified sand	2	20,0	33,0	7,0	41,5	1,26		Howett, P.J. et al. 2015
Hel-TL04015	OSL-52	POS 2004-000003	66,17	24,63	66	Sihtuuna, Tervola	Horizontally bedded sand	2	20,0	35,0	3,3	91,0	2,60	6	Sarala 2006
HL-TL-04229	OSL-53	HAN-1	67,60	23,98	210	Hannukainen/Kolari	planar cross-bedded sand	2	20,0	35,3	4,1	121,2	3,43		Salonen. V-P. et al. 2013
Hel-TL04268	OSL-54	TP3, Unit 4	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	massive silty sand	2	20,0	36,0	5,0	135,0	3,75		Howett, P.J. et al. 2015
	OSL-55	HO 3	62,58	21,62	97	Teuva/Horonkylä	deformed sand	2	20,0	36,0	4,0				Nenonen. K. 1995
Risø 07 34 09	OSL-56	VESKO1,4	68,73	27,10	129	Veskonieniemi, Inari	Glaciolacustrine	2	22,0	39,0	3,0	69,0	1,78	29	Sarala et al. 2010
Risø 10 34 01	OSL-57	NAAKENAVAARA R4,1*	67,70	25,10	200	Naakenavaara, Kittilä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	20,0	39,0	2,0	89,0	2,25	29	Sarala 2011
HL-TL-04263	OSL-58	HAN-3	67,60	23,98	210	Hannukainen/Kolari	Cross-rippled and stratified sands	2	20,0	39,0	5,0	127,8	3,28		Salonen. V-P. et al. 2013
Riso-91393	OSL-59		65,73	24,63	179	Kemi/Kaijansuo	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	41,0	2,0				Mäkinen. K. 2005
	OSL-60		62,68	21,97	92	Jurva/Haapalankangas	glaciogenic sand between till-units	2	20,0	41,0	2,0				Nenonen. K. 1995
Riso-91407	OSL-61		67,28	23,85	179	Kolari/Teuravuoma	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	43,0	6,0				Mäkinen. K. 2005
Riso-91451	OSL-62		66,60	24,40	10	Tornio/Pikku Ristijärvi	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	45,0	6,0				Mäkinen. K. 2005
Risø 07 34 08	OSL-63	VESKO1,3	68,73	27,10	129	Veskonieniemi, Inari	Glaciolacustrine	2	22,0	46,0	3,0	79,0	1,73	24	Sarala et al. 2010
Risø 10 34 04	OSL-64	RUOSSELKÄ R1*	67,93	27,10	300	Ruosselkä, Sodankylä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	20,0	46,0	6,0	113,0	2,44	26	Putkinen et al. 2018
	OSL-65	HO 1	63,70	21,90	97	Teuva/Horonkylä	upper part of sand/glaciogenic	2	20,0	46,0	6,0				Nenonen. K. 1995
HL-TL-04232	OSL-66	HAN-6	67,60	23,98	210	Hannukainen/Kolari	Trough cross-bedded bar sands	2	20,0	46,8	7,2	148,5	3,16		Salonen. V-P. et al. 2013
Hel-TL04271	OSL-67	TP19, Unit 3	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	stratified sand and gravel	4	20,0	47,0	7,0	122,3	2,60		Howett, P.J. et al. 2015
	OSL-68	K	67,80	29,30	220	Sokli	GSm,Sm/glaciofluvial	3	18,1	48,0	16,0	140,0	3,00		Alexandesson et al. 2008
Riso-003237	OSL-69	R2	63,35	30,37	200	Ruunaa	Gmm/glaciofluvial	3	25,0	50,0	5,0	72,0	1,43	23	Lunkka et al.2008
HL-TL-04231	OSL-70	HAN-5	67,60	23,98	210	Hannukainen/Kolari	Medium sand,antidune structures	3	20,0	50,6	6,7	153,0	3,02		Salonen. V-P. et al. 2013
Riso-003238	OSL-71	R7	63,35	30,37	200	Ruunaa	Sh,Sr/glaciofluvial	2	25,0	51,0	8,0	69,0		24	Lunkka et al. 2008
Hel-TL04274	OSL-72	POS\$-2012-29,1	68,60	26,20	350	Kaarreoja, Inari	Glaciolacustrine/-fluvial	2	20,0	51,9	11,3	91,3	1,76	6	Sarala et al. 2016
Hel-TL04020	OSL-73	POS 2004-000008	65,95	24,63	80	Sompujärvi, Keminmaa	Glaciolacustric delta, sand	2	20,0	53,0	11,0	125,0		10	Sarala et al. 2005
Risø 09 34 01	OSL-74	S1	68,20	25,37	220	Suurikuusikko, Kittilä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	34,0	54,0	5,0	89,0	1,65	30	Patisson & Sarala 2011
	OSL-75	HO 4	62,50	21,75	97	Teuva/Horonkylä	glaciogenic sand covering sponge bed	2	20,0	54,0	8,0				Nenonen. K. 1995
Hel-TL04269	OSL-76	TP6,Unit 3	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	stratified sand and gravel	3	20,0	55,0	8,0	170,2	3,11		Howett, P.J. et al. 2015
Hel-TL04183	OSL-77	S2	67,90	25,40	220	Suurikuusikko, Kittilä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	20,0	55,2	6,3	96,8	1,75	6	Patisson & Sarala 2011
HL-TL-04230	OSL-78	HAN-2	67,60	23,98	210	Hannukainen/Kolari	Horizontally bedded sands	2	20,0	55,7	8,7	175,0	3,14		Salonen. V-P. et al. 2013
Riso-91434-3	OSL-79		66,00	24,85	60	Tervola/Kauvonkangas	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	57,0	5,0				Mäkinen. K. 2005
Hel-TL04133	OSL-80	PETÄJÄ2*	67,82	25,73	301	Petäjäseltä, Kittilä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	20,0	58,1	17,0	82,3	1,36	10	Sarala & Eskola 2011
Hel-TL04119	OSL-81	RAUTU R1,2**	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, lacustric/deltaic sediment	2	20,0	60,4	8,2	187,0	3,10	9	Lunkka et al. 2015
Hel-TL04016	OSL-82	POS 2004-000004	66,17	24,63	66	Sihtuuna, Tervola	Cross-stratified sand	2	20,0	62,0	9,9	160,0	2,58	8	Sarala 2006
	OSL-83	HO 2	63,70	21,90	97	Teuva/Horonkylä	lower part of sand/glaciogenic	2	20,0	64,0	5,0				Nenonen. K. 1995
Hel-TL04008	OSL-84	Kode 2	62,03	22,07	109	Penttilänkangas	Medium sand/Eolian	3	20,0	65,0	9,9	142,0			Pitkäranta 2009
Riso-91434-1	OSL-85		66,00	24,85	60	Tervola/Kauvonkangas	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	66,0	5,0				Mäkinen. K. 2005
Hel-TL04017	OSL-86	POS 2004-000005	66,17	24,63	66	Sihtuuna, Tervola	Cross-stratified sand	2	20,0	67,0	11,0	179,0	2,67	5	Sarala 2006
Hel-TL04021	OSL-87	POS 2004-000009	65,95	24,63	80	Sompujärvi, Keminmaa	Glaciolacustric delta, sand	2	20,0	67,0	11,0	156,0	2,33	12	Sarala et al. 2005
Riso-91408	OSL-88		67,43	24,20	177	Kolari/Venejärvi	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	68,0	9,0				Mäkinen. K. 2005
HL-TL04217	OSL-89	OutsiltB	61,10	24,97	140	Lammi/OutsiltA	Massive medium sand	3	20,0	68,4	6,9	218,0	3,19		Hyttinen. O.. et al. 2014
Riso-91412	OSL-90		67,15	23,93	165	Kolari/Sieppijärvi	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	69,0	9,0				Mäkinen. K. 2005
Risø 06 33 17	OSL-91	RAUTU 2,2	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, fluvial/deltaic sediment	2	14,2	69,9	5,0	226,0	3,24	21	Auri et al. 2008. Lunkka et al. 2015
Hel-TL04059	OSL-92	POS 2005-000007	65,12	26,70	163	Katosharju, Pudasjärvi	Sand	2	20,0	72,0	13,0	170,0	2,36	5	Sarala et al. 2006
Risø 10 34 02	OSL-93	NAAKENAVAARA R4,2*	67,70	25,10	200	Naakenavaara, Kittilä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	21,0	72,0	4,0	148,0	2,04	30	Sarala 2011

Hel-TL04007	OSL-94	Kode 1	62,03	22,07	109	Penttilänkangas	Medium sand/Eluvial	3	20,0	72,0	4,8	130,0	1,81	Pitkäranta 2009
	OSL-95	L	67,80	29,30	220	Sokli	Sm+org./glaciofluvial	2	39,5	72,0	26,0	200,0	2,80	Alexandesson et al. 2008
Hel-TL04124	OSL-96	PETÄJÄ1,2*	67,82	25,73	301	Petäjälkä, Kittilä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	20,0	72,6	21,3	88,4	1,17	7 Sarala & Eskola 2011
Hel-TL04122	OSL-97	RAUTU 2,3	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Fine sand, glaciolacustric	2	20,0	72,9	11,3	198,0	2,64	4 Lunkka et al. 2015
Hel-TL04126	OSL-98	SUURI1	68,20	25,37	220	Suurikuusikko, Kittilä	Glaciolacustrine	2	20,0	72,9	11,6	154,0	1,96	12 Patisson & Sarala 2011
	OSL-99	J	67,80	29,30	220	Sokli	Sm,Gyl,Sil/lagustrine/gelifluction	1	30,6	74,0	26,0	150,0	2,00	Alexandesson et al. 2008
Hel-TL04291	OSL-100	JPRA-2014-16,2	67,40	26,40	220	Pirttikenttä, Sodankylä	Till-covered sandur sand/gravel	2	4,4	74,2	14,2	144,0	1,94	6 Sarala et al. 2015
Hel-TL04057	OSL-101	POS 2005-000005	65,12	26,70	163	Katosharju, Pudasjärvi	glasifluvial	2	20,0	75,0	16,0	170,0	2,27	4 Sarala et al. 2006
Hel-TL04120	OSL-102	RAUTU R1,3**	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, lacustric/deltaic sediment	2	20,0	75,5	11,4	231,0	3,03	8 Lunkka et al. 2015
Risø 06 31 01	OSL-103	RAUTU R1,1**	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, lacustric/deltaic sediment	2	27,7	76,0	8,0	208,0	2,74	33 Auri et al. 2008. Lunkka et al. 2015
Tallin	OSL-104	K6	60,50	21,95	62	Kärjenkoski	Fine sand,Eolian	2	20,0	76,0	11,0	254,0	3,36	
Hel-TL04129	OSL-105	SUURI4	68,20	25,37	220	Suurikuusikko, Kittilä	Glaciolacustrine	2	20,0	77,7	12,1	167,0	1,99	7 Patisson & Sarala 2011
Hel-TL04018	OSL-106	POS 2004-000006	65,95	24,63	80	Sompujärvi, Keminmaa	Glaciolacustric delta, sand/silt	1	20,0	78,0	11,0	177,0	2,27	5 Sarala et al. 2005
Hel-TL04127	OSL-107	SUURI2	68,20	25,37	220	Suurikuusikko, Kittilä	Glaciolacustrine	2	20,0	78,7	13,4	163,0	1,92	4 Patisson & Sarala 2011
Hel-TL04265	OSL-108	Aavahelukka	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	cross-bedded sand	2	20,0	79,0	16,0	114,0	1,44	Howett, P.J. et al. 2015
Hel-TL-04044	OSL-109	Unit 4	63,85	25,05	72	Hitura	aeolian sand	2	21,0	79,0	15,0	180,0	2,30	Salonen. V.P. et al. 2008
Hel-TL-04069	OSL-110	Unit 5	63,85	25,05	72	Hitura	cross-stratified medium sand	3	21,0	79,0	13,0	220,0	2,90	Salonen. V.P. et al. 2008
	OSL-111	H	67,80	29,30	220	Sokli	Sm,Gyl,Sil/glaciofluvial	2	23,9	80,0	26,0	160,0	2,00	Alexandesson et al. 2008
Hel-TL04266	OSL-112	Sadinkangas	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	cross-bedded sand	2	20,0	81,0	19,0	87,6	1,08	Howett, P.J. et al. 2015
Hel-TL04290	OSL-113	JPRA-2014-16,1	67,40	26,40	220	Pirttikenttä, Sodankylä	Till-covered sandur sand/gravel	3	4,4	81,7	11,6	175,0	2,14	6 Sarala et al. 2015
Hel-TL04058	OSL-114	POS 2005-000006	65,12	26,70	163	Katosharju, Pudasjärvi	glaciofluvial	2	20,0	82,0	9,6	180,0		4 Sarala et al. 2006
Hel-TL-04068	OSL-115	Unit 5	63,85	25,05	72	Hitura	cross-stratified medium sand	3	21,0	82,0	10,0	190,0	2,40	Salonen. V.P. et al. 2008
Hel-TL04121	OSL-116	RAUTU 1,2	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Silt, glaciolacustric	1	20,0	84,1	11,4	242,0	2,83	8 Lunkka et al. 2015
Tallin	OSL-117	R5	62,20	21,67	52	Risåsen	Medium sand/Proglacial	3	20,0	86,0	9,0	225,0	2,62	Hutt et al. 1993
Risø-91453	OSL-118		66,10	24,70	44	Tervola/Elijärvi	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	86,0	6,0			Mäkinen. K. 2005
Tallin	OSL-119	N5	62,57	22,00	110	Norinkylä/Teuva	Horizontally bedded medium sand	3	20,0	87,0	9,0	337,0	3,87	Hutt et al. 1993
Tallin	OSL-120	N4	62,57	22,00	110	Norinkylä/Teuva	Deformed medium sand	3	20,0	89,0	9,0	329,0	3,70	155 Hutt et al. 1993
Hel-TL04289	OSL-121	JPRA-2014-14,1	67,80	26,55	350	Ukonharju, Sodankylä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	13,5	89,5	19,5	173,0	1,94	5 Sarala et al. 2015
Hel-TL-04039	OSL-122	Unit 4	63,85	25,05	72	Hitura	planar cross-bedded sand	2	21,0	90,0	24,0	190,0	2,10	Salonen. V.P. et al. 2008
Risø 06 31 20	OSL-123	RAUTU R2,1**	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, lacustric/deltaic sediment	2	29,8	92,0	11,0	272,0	2,95	29 Auri et al. 2008. Lunkka et al. 2015
Tallin	OSL-124	K5	60,50	21,95	62	Kärjenkoski	Fine sand,Eolian	2	20,0	92,0	13,0	285,0	3,11	
Hel-TL-04045	OSL-125	Unit 5	63,85	25,05	72	Hitura	Littoral sands	2	20,0	92,0	17,0	200,0	2,20	Salonen. V.P. et al. 2008
Risø 06 33 14	OSL-126	RAUTU 1,1	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, fluvial/deltaic sediment	2	14,7	92,9	10,0	287,0	3,09	20 Auri et al. 2008. Lunkka et al. 2015
Hel-TL04128	OSL-127	SUURI3	68,20	25,37	220	Suurikuusikko, Kittilä	Glaciolacustrine	2	20,0	93,6	15,3	182,0	1,77	12 Patisson & Sarala 2011
Tallin	OSL-128	N3	62,57	22,00	110	Norinkylä/Teuva	Deformed medium sand	3	20,0	94,0	15,0	331,0	3,51	Hutt et al. 1993
	OSL-129	G	67,80	29,30	220	Sokli	GSm(ng)/fluvial/gelifluctions	2	21,5	94,0	16,0	190,0	2,00	Alexandesson et al. 2008
	OSL-130	F	67,80	29,30	220	Sokli	Gyl/lacustrine	2	52,7	94,0	19,0	210,0	2,20	Alexandesson et al. 2008
Risø-N/A	OSL-131	Hole E/Core 43	58,10	18,30	0	Landsort deep/Baltic sea	Fine grain, clay,silt+org	1	20,0	94,6	?	10,1		Obrochta. et al. 2017
Tallin	OSL-132	R3	62,20	21,67	52	Risåsen	Fine sand/Cryoturbated	2	20,0	95,0	10,0	250,0	2,64	Hutt et al. 1993
Tallin	OSL-133	R6	62,20	21,67	52	Risåsen	Medium sand/Proglacial	3	20,0	95,0	11,0	262,0	2,77	Hutt et al. 1993
Risø-053207	OSL-134		64,10	25,50	100	Marjamurto	Sh,Sd	2	21,0	95,0	6,0	210,0	2,21	24 Lunkka et al. 2016
Hel-TL-04045	OSL-135	Unit 4	63,85	25,05	72	Hitura	aeolian sand	2	21,0	98,0	14,0	250,0	2,60	Salonen. V.P. et al. 2008
Tallin	OSL-136	R4	62,20	21,67	52	Risåsen	Fine sand/Glaciolacustric	2	20,0	99,0	11,0	294,0	2,98	Hutt et al. 1993
Risø 06 33 15	OSL-137	RAUTU 1,4	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, fluvial/deltaic sediment	2	18,7	99,3	11,0	266,0	2,68	21 Auri et al. 2008. Lunkka et al. 2015
Tallin	OSL-138	K3	60,50	21,95	62	Kärjenkoski	Fine sand,Eolian	2	20,0	100,0	12,0	304,0	3,03	Hutt et al. 1993
Risø 06 33 18	OSL-139	RAUTU 3,1	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, fluvial/deltaic sediment	2	18,6	102,0	11,0	275,0	2,70	21 Auri et al. 2008. Lunkka et al. 2015
Hel-TL04051	OSL-140		62,70	21,83	125	Karhukangas/Suupohja	medium sand/glaciofluvial	3	20,0	102,0	20,0	241,0	2,37	Pitkäranta 2008
Risø-91433	OSL-141		66,10	25,10	57	Tervola/Jokimaa	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	104,0	13,0			Mäkinen. K. 2005
Risø-003201	OSL-142		63,60	24,20	136	Koivusaarenneva	laminated fines+org./shallow water	1	16,0	105,0	8,0	274,0	2,61	24 Lunkka et al. 2016

Tallin	OSL-143	K4	60,50	21,95	62	Kärjenkoski	Fine sand,Eolian	2	20,0	106,0	12,0	347,0	3,28	Hutt et al. 1993
Riso-91437	OSL-144		66,11	24,37	79	Tornio/Laitilanvaara	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	106,0	11,0			Mäkinen. K. 2005
Risø 06 33 19	OSL-145	RAUTU 3,2	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, fluvial/deltaic sediment	2	13,1	107,0	13,0	316,0	2,95	Auri et al. 2008. Lunkka et al. 2015
Risø 06 31 21	OSL-146	RAUTU R2,2**	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, lacustric/deltaic sediment	2	37,8	108,0	13,0	262,0	2,43	Auri et al. 2008. Lunkka et al. 2015
Risø 07 34 03	OSL-147	RUOSS4	67,93	27,10	300	Ruosselkä, Sodankylä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	26,0	110,0	7,0	188,0	1,71	Putkinen et al. 2020
Riso-N/A	OSL-148	Hole A/Core 41	58,10	18,30	0	Landsort deep/Baltic sea	Fine grain, clay,silt+org	1	20,0	112,9	?	15,5		Obrochta. et al. 2017
Risø 10 34 03	OSL-149	NAAKENAVAARA R4,3*	67,70	25,10	200	Naakenavaara, Kittilä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	65,0	115,0	10,0	95,0	0,82	Sarala 2011
Riso-91450	OSL-150		65,85	24,30	20	Tornio/Laivakangas	Glaciogenic/glaciofluvial?	2	20,0	117,0	15,0			Mäkinen. K. 2005
Tallin	OSL-151	K2	60,50	21,95	62	Kärjenkoski	Fine sand, glaciofluvial	2	20,0	120,0	13,0	385,0	3,20	Hutt et al. 1993
	OSL-152	A	67,80	29,30	220	Sokli	GSm(ng)/fluvial/gelifluctions	2	20,0	120,0	15,0	540,0	4,50	Alexandesson et al. 2008
Hel-TL-04046	OSL-153	Unit 4	63,85	25,05	72	Hitura	Littoral sand	2	21,0	120,0	16,0	300,0	2,40	Salonen. V.P. et al. 2008
Hel-TL-04038	OSL-154	Unit 5	63,85	25,05	72	Hitura	Littoral gravel	4	21,0	120,0	21,0	240,0	2,00	Salonen. V.P. et al. 2008
Hel-TL04049	OSL-155		62,33	22,10	140	Hiukkakangas/Suupohja	medium sand/glaciofluvial	3	20,0	121,0	10,0	275,0	2,26	Pitkäranta 2008
Riso-N/A	OSL-156	Hole E/Core 44	58,10	18,30	0	Landsort deep/Baltic sea	Fine grain, clay,silt+org	1	20,0	122,3	?	17,4		Obrochta. et al. 2017
Hel-TL4050	OSL-157		62,32	22,10	125	Kankalonsele/Suupohja	fine sand/subaerial/eolian	2	20,0	123,0	9,0	266,0	2,15	pitkäranta 2008
	OSL-158	C	67,80	29,30	220	Sokli	SiSm,Csil/lacustrine/fluvial	2	20,0	130,0	17,0	570,0	4,40	Alexandesson et al. 2008
Hel-TL-04041	OSL-159	Unit 2	63,85	25,05	72	Hitura	ripple laminated fine sand	2	21,0	130,0	15,0	290,0	2,20	Salonen. V.P. et al. 2008
Hel-TL-04040	OSL-160	Unit 4	63,85	25,05	72	Hitura	planar cross-bedded sand	2	21,0	130,0	11,0	250,0	1,80	Salonen. V.P. et al. 2008
Hel-TL04275	OSL-161	POS\$-2012-30,1	68,60	26,20	350	Kaarreoja, Inari	Glaciolacustrine/-fluvial	2	20,0	133,0	28,0	215,0	1,61	6 Sarala et al. 2016
Tallin	OSL-162	N2	62,57	22,02	110	Norinkylä/Teuva	Gravelly sand/glaciofluvial	3	20,0	135,0	10,0	470,0	3,48	Hutt et al. 1993
Tallin	OSL-163	R2	62,20	21,62	52	Risäsen	Fine sand,Proglacial	2	20,0	142,0	15,0	348,0	2,46	Hutt et al. 1993
Tallin	OSL-164	R1	62,20	21,62	52	Risäsen/fossile profile	Fine sand,Proglacial	2	20,0	144,0	16,0	384,0	2,66	Hutt et al. 1993
Risø 07 34 21	OSL-165	TORV1,1	67,12	26,63	210	Torvinen, Sodankylä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	29,0	146,0	15,0	259,0	1,78	22 Sarala 2011
Risø 06 33 22	OSL-166	SIHTU 1,1	66,17	24,63	66	Sihtuuna, Tervola	Sand, lacustric/deltaic sediment	2	20,0	149,0	10,0	378,0	2,54	21 Auri et al. 2008
Hel-TL-04042	OSL-167	Unit 2	63,85	25,05	72	Hitura	Massive fine sand	2	21,0	160,0	17,0	350,0	2,20	Salonen. V.P. et al. 2008
Hel-TL-04048	OSL-168	Unit 12	63,85	25,05	72	Hitura	sandy sediment interlayer	2	21,0	160,0	19,0	330,0	2,00	Salonen. V.P. et al. 2008
Tallin	OSL-169	K1	60,50	21,95	52	Kärjenkoski/fossile profile	Fine sand, glaciofluvial	2	20,0	162,0	19,0	538,0	3,33	Hutt et al. 1993
Tallin	OSL-170	N1	62,57	22,20	110	Norinkylä/fossile profile	Gravelly sand/glaciofluvial	3	20,0	163,0	15,0	576,0	3,54	Hutt et al. 1993
Risø 06 33 16	OSL-171	RAUTU 2,1	67,48	23,93	210	Rautuvaara, Kolari	Sand, fluvial/deltaic sediment	2	17,4	171,0	12,0	468,0	2,74	17 Auri et al. 2008. Lunkka et al. 2015
Risø 07 34 02	OSL-172	RUOSS3	67,93	27,10	300	Ruosselkä, Sodankylä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	30,0	171,0	12,0	242,0	1,42	22 Putkinen et al. 2020
Hel-TL04181	OSL-173	KUUSI 1,4	67,93	27,08	300	Ruosselkä, Sodankylä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	20,0	190,2	18,6	382,0	2,01	6 Putkinen et al. 2020
Risø 07 34 01	OSL-174	RUOSS2	67,93	27,10	300	Ruosselkä, Sodankylä	Glaciolacustrine	2	29,0	199,0	14,0	272,0	1,37	18 Putkinen et al. 2020
Risø 06 33 23	OSL-175	SIHTU 2	66,17	24,63	66	Sihtuuna, Tervola	Sand, lacustric/deltaic sediment	2	20,0	201,0	16,0	514,0	2,56	22 Auri et al. 2008
Risø 07 34 14	OSL-176	KUUSI1,1	67,93	27,08	200	Ruosselkä, Sodankylä	Glaciolacustrine	2	7,0	218,0	12,0	342,0	1,57	25 Putkinen et al. 2020
Risø 07 34 16	OSL-177	KUUSI4,1	67,93	27,08	200	Ruosselkä, Sodankylä	Glaciolacustrine	2	9,0	218,0	15,0	381,0	1,75	26 Putkinen et al. 2020
Risø 07 34 15	OSL-178	KUUSI1,2	67,93	27,08	200	Ruosselkä, Sodankylä	Glaciolacustrine	2	11,0	225,0	17,0	399,0	1,77	27 Putkinen et al. 2020
Risø 09 34 04	OSL-179	KUUSI 1,3	67,93	27,08	300	Ruosselkä, Sodankylä	Glaciolacustrine/-fluvial	2	2,0	235,0	17,0	567,0	2,41	28 Putkinen et al. 2020