

Fakultet for naturvitenskap og teknologi

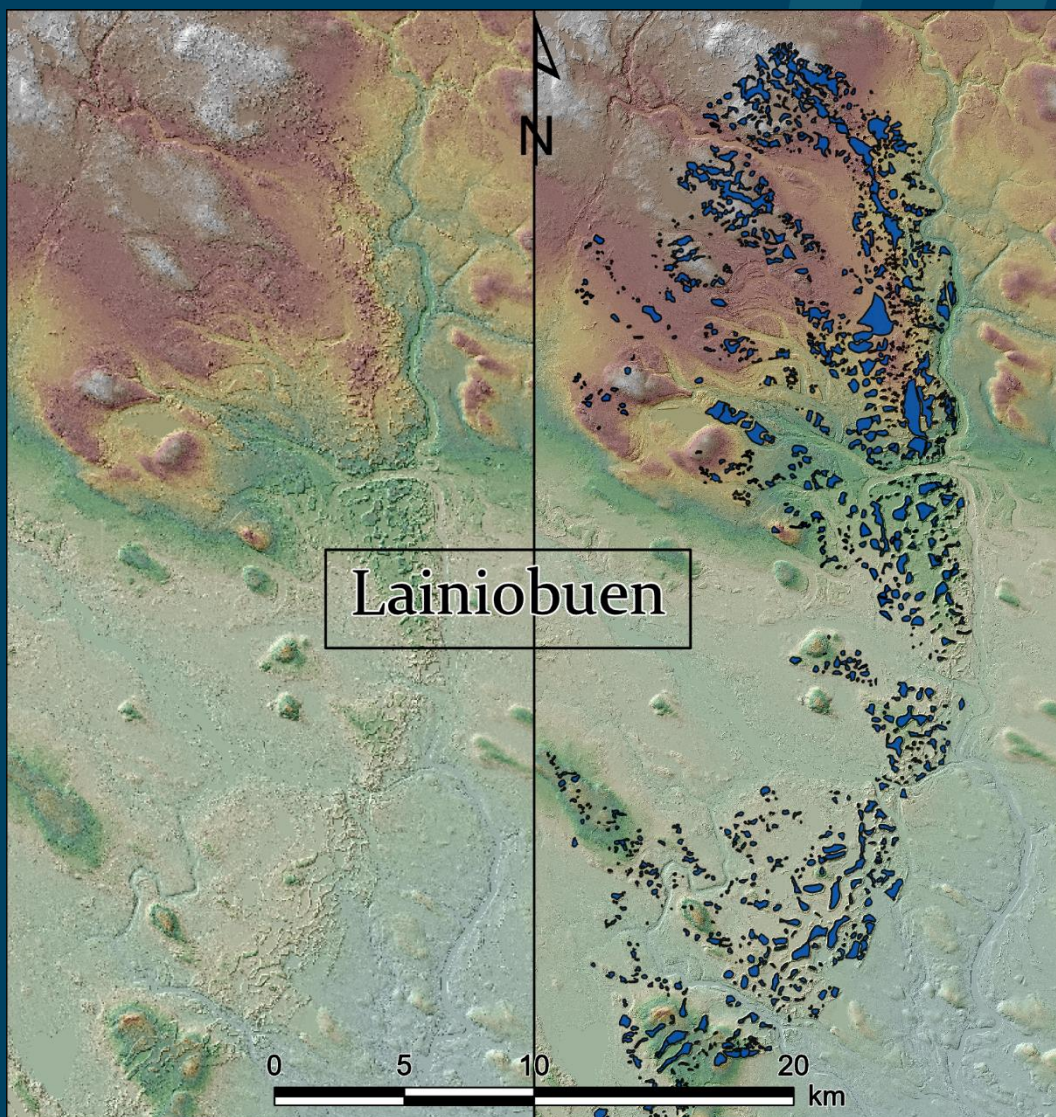
Institutt for geovitenskap

Veikimorener i Norrbotten, Nord-Sverige – dødislandskap og morenebelter fra siste istid

Geomorfologisk tilnærming og GPR-profilanalyse av veikimorener innen den nordligste buen av veikimorenebeltet – Lainiobuen

Amanda Katrine Karlsen

GEO-3900 Masteroppgave i Geologi, desember 2020



Abstrakt

Skandinavias glasiasjonshistorie er enda ikke kontinuerlig sammensatt for weichselistiden. I forhold til det fennoskandiske isskjoldet har nye studier avdekket alternative geokronologiske tolkninger for tidlig og midt weichsel i Nord-Sverige. Veikimorenelandskapet ble dannet over en stadial-interstadial syklus korrelert til tidlig weichsel av [Lagerbäck \(1988\)](#). Dette motstrides av moderne vitenskapelige dateringsmetoder som indikerer midt weichsel alder.

I utvidet skala utgjør veikimorener to parallelle sett med morenebelter i terrenget hvor den nordligste tungen eller buen av det østlige morenebeltet er navngitt Lainiobuen. Veikimorener tilhørende Lainiobuen ble i denne oppgaven sett på fra et nytt lys ved geomorfologisk tilnærming støttet med feltarbeid og GPR-profilanalyser. Hovedmålet var å bevise eller motbevise teorien fra [Lagerbäck \(1988\)](#) om supraglasial dannelse.

Teoretisk forarbeid basert på glasiasjonshistorie, tidligere studier og dannelsesprosesser ble gjennomført for å få oversikt over mulige relasjoner til veikimorener. Feltobservasjoner fra oktober 2019 styrker kartleggingen gjort i ArcGIS Pro og GPR-profilanalyser. Datasett fra Lantmäteriet og SGU ble implementert i kartleggingen, og GPR-profiler originalt fra et feltarbeid utført i 2012 ble tildelt av Helena Alexanderson.

Flere generasjoner av inaktive elveleier i kartbildet formidlet et landskap påvirket av glasifluvial drenering. Begge hovedelementene relatert til veikimorener, plataår og kantrygger, er stedvis påvirket av glasifluvial erosjon. Kantryggbrudd forekommer regelmessig og ble assosiert med inaktive elveleier. Forekomst av ekstra kantryggsett er relatert til en to stegs nedsmeltningsprosess, men i noen tilfeller er det antydning av fluviale tilknytninger. Plataåkomplekser ble definert som sammensatte ellipsoideformer med areal større enn $0,34 \text{ km}^2$, og dannet i sammenheng med fusjonering og utvidelse av isvegginnsjøer langs supraglasiale ismarginale sprekkesystemer. Plataår ble antatt å ikke ha en generell orienteringstrend. Glasilakustrin kollaps ble påvist ved Raakejärvet-veikimorenen og relatert til østlig isoverflategradient. GPR-profilet av Heinävumanjärvi-veikimorenen antydning av en intern oppbygging av veikimorener lik forslaget til [Lagerbäck \(1988\)](#). Sammenfallende orienteringstrend av Lainiobuen og tidlig weichsel landformer ble tolket som et resultat av gjentakende isstrømning langs Torneälv-dalen, og fastslår dermed ikke tidlig weichsel alder av veikimorener som antatt av [Lagerbäck \(1988\)](#). Fra et geomorfologisk perspektiv ble [Lagerbäck \(1988\)](#) sin supraglasiale teori om isvegginnsjøer dannet i et dødislandskap forårsaket av en passiv ismargin støttet, men ikke antakelsen om tidlig weichsel alder.

Forord

Denne masteroppgaven var et samarbeid mellom UiT Norges arktiske universitet og LU - Lunds universitet. Oppgaven er en del av et større prosjekt kalt *Improving the Weichselian chronology of Northern Sweden* som er økonomisk støttet av SGU - Sveriges geologiska undersökning og ledet av Helena Alexanderson. APA 6 er brukt som referansestil, og forsiden er laget av Amanda Karlsen hvor bakgrunnskartet (høydemodell) er fra Lantmäteriet.

Jeg er takknemlig til hovedveileder Helena Alexanderson (UiT, LU) og biveileder Anders Schomacker (UiT) for all støtte, veiledning og forståelse underveis.

Spesielt vil jeg takke May-Lill for rådgivning og alle meningsfulle samtaler gjennom hele studieforløpet. Jeg føler meg heldig og innser at jeg ikke hadde kommet meg dit jeg er i dag uten. Mimmi Lindqvist har vært en stor støttespiller underveis, og jeg takker spesielt for den givende og koselige feltturen vi hadde sammen. En stor takk til Ramona Arnøy for at vi fikk låne Fomle gjennom hele feltperioden.

Videre vil jeg takke Astrid Karlsen, Silje Andreassen og Kjersti Robertsen. De to sistnevnte har vært utrolig hjelpsom og støttende, spesielt i forhold til de siste delene av masterarbeidet. Jeg vil også takke Institutt for geovitenskap ved UiT for gaven jeg fikk da jeg startet bachelorstudiet i geologi. Den norske geologiske ordboken har kommet godt med.

Hjertelig takk til alle nære og fjerne som har uttrykt at de bryr seg, og til alle som har sagt at de hadde troen på at jeg skulle klare det. Takk til alle som har støttet meg i hverdagen, spesielt Emma Nordström for dine kokketalenter og emosjonell støtte. Takk til mine medboere for alle gåturer å pausepåminnelser.

Takk til min far for inspirasjon til å ta høyere utdanning slik at jeg skulle kunne få flere muligheter enn han selv fikk. Det er mye takket være mine foreldre at jeg bestemte meg for å ta en mastergrad allerede da jeg gikk på grunnskolen, og at jeg har funnet viljen til å fullføre uansett hvilke utfordringer jeg måtte møte.

Til sist vil jeg takke alle som har vært en del av min reise. Hjertelig takk til alle som ble værende i mitt liv, og takk til dere som ikke lengre er en del av det.

Amanda Katrine Karlsen

Tromsø, desember 2020

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon	1
1.1	Mål.....	2
1.1.1	Geomorfologi og kartlegging.....	3
1.1.2	GPR-profiler.....	3
1.2	Oppbygging og videre lesing.....	3
2	Lokalitetsrelevant bakgrunnskunnskap	4
2.1	Glasiasjonshistorie.....	4
2.1.1	Istider & klimasvingninger.....	4
2.1.2	Istid - hovedårsaker og sykluser.....	5
2.1.3	Weichselglasial – den siste istid i Nord-Europa.....	7
2.2	Veikimorener – tidligere og nyere tolkninger	17
2.2.1	Subglasial dannelse av veikimorener	18
2.2.2	Supraglasial dannelse - isvegginnsløstletter.....	20
2.2.3	Morenebelter og tidligere israndsposisjoner	23
2.3	Dannelsesprosesser og landformer	30
2.3.1	Ismarginale prosesser	30
2.3.2	Subglasialt haugmoreneterreng	31
2.3.3	Supraglasialt haugmoreneterreng.....	33
2.3.4	Supraglasiale Landformer - Topografisk inversjon	37
3	Lainiobuen – lokalitetsbeskrivelser.....	48
3.1	Svekkokarelsk berggrunn	48
3.2	Kvartære jordarter.....	51
3.3	Moderne landskap preget av siste istid.....	51
3.4	Topografi og morfologi	53
4	Metoder - ArcGIS, GPR-profiler og feltarbeid	54
4.1	Feltarbeid.....	54

4.2	Kartlegging i ArcGIS Pro	55
4.2.1	Geografiske informasjonssystemer (GIS)	55
4.2.2	Datsett fra Lantmåteriet	55
4.2.3	Geomorfologisk kartlegging	56
4.2.4	ArcGIS Pro	58
4.3	GPR-Profilen	61
5	Resultater	65
5.1	Feltlokaliteter	65
5.1.1	Heinävumanjärvi-veikimorenen	65
5.1.2	Haukijärvet-veikimorenen	73
5.1.3	Raakejärvet-veikimorenen	74
5.1.4	Kortejärvi-veikimorenen	77
5.1.5	Sotkajärvi-veikimorenen	83
5.1.6	Saarijärvi-platåkomplekset	86
5.1.7	Tornefors-randmoreneryggen	91
5.2	Geomorfologisk kartlegging	97
5.2.1	Lainiobuen – dimensjon og orientering	97
5.2.2	Høylandsområdet	102
5.2.3	Kangos-området	106
5.2.4	Junosuando-området	109
5.2.5	Lainiobuen – relasjoner	113
5.3	GPR-profiler	118
5.3.1	Linje 00 Kortejärvi	119
5.3.2	Linje 08 Raakejärvet	121
5.3.3	Linje 13 Rauvospakka	122
5.3.4	Linje 22 Heinävumanjärvi	125
5.3.5	Linje 24 Niskajärvet	125

5.3.6	Linje 30 Palovaara.....	128
5.3.7	Dimensjoner	130
5.3.8	Oppsummering	131
6	Diskusjon.....	132
6.1	Metoder, datasett og utstyr	132
6.1.1	Feltarbeid.....	132
6.1.2	Geomorfologisk kartlegging	132
6.1.3	GPR-profiler.....	133
6.2	Tolkninger	135
6.2.1	Kortejärvi, Sotkajärvi og Saarijärvi – fluvial erosjon	135
6.2.2	Raakejärvet – glasilakustrin kollaps.....	137
6.2.3	Heinävumanjärvi, Rauvospakka og Saarijärvi.....	138
6.2.4	Palovaara – lavt relieff og tynne avsetninger	140
6.2.5	Tornefors og Niskajärvet.....	140
6.2.6	Lainiobuen.....	142
6.3	Hypoteser.....	147
6.3.1	Supraglasial dannelse	147
6.3.2	Alder – midt weichsel	147
6.4	Videre arbeid	149
6.5	Moderne analogier.....	150
7	Konklusjon	152
	Referanser:	154

1 Introduksjon

Skandinavias glasiasjonshistorie er enda ikke helt kontinuerlig rekonstruert (Kleman, Stroeven & Lundqvist, 2008), og spesielt fra tidlig og midt weichsel er det manglende kunnskap sammenlignet med sen weichsel (Mangerud, 2011). Usikkerheten i glasiasjonshistorien blir større jo lengre tilbake man går i kvartærperioden. Derfor er det mange prosjekter som stadig jobber for å rekonstruere tidligere miljø- og klimaforandringer. Glasiasjonshistorien til det fennoskandiske isskjoldet er viktig i forhold til rekonstruksjon av det skandinaviske paleoklimaet. *Improving the Weichselian chronology of northern Sweden* (Alexandersson et al., 2019) og denne masteroppgaven er en del av et slikt prosjekt kalt *Glacial history of northern Sweden* ledet av Helena Alexanderson (Alexanderson, 2018).

Glasiologi, kvartærgeologi, sedimentologi, geomorfologi og meteorologi forklarer hver sin del av et komplekst puslespill. Geologiske studier henger tett sammen med globale, regionale og lokale klimaforandringer (Knight & Boulton, 2009). Et kjent ordtak på geologistudiet ved UiT sier: «*The present is the key to the past, and the past is the key to the future*». Med andre ord kan geologiske studier gi informasjon om klimaet og dets dynamiske utvikling gjennom tidene (Knight & Boulton, 2009).

Området i fokus er et areal rundt Lainiobuen, lokalisert i Norrbotten län, et fylke i Nord-Sverige langs grensen til Finland. Området er dominert av formasjoner relatert til siste istid som har blitt studert og tolket ulikt av geologer i over 100 år. Den eldste kjente kilden relatert til landformasjonene i området er Fredholm (1886), som tolket hele Lainiobuen som en og samme randmorene. I ettertid har blant annet Tanner (1915), Högbom (1931), G. Lundqvist (1943), Geijer (1948), Hoppe (1952), Lagerbäck (1988) og C. Hättestrand (1998) utført studier relatert til området. Hoppe (1952) sine omfattende studier av landformene i Veiki-distriktet (nord for Malmberget og Gällivare) førte til betegnelsen veikimorener, samt en konklusjon av subglasial dannelse. Teorien ble senere avvist og erstattet av Lagerbäck (1988) sin ledende supraglasiale teori om *ice-walled-lakes* (betegnes isvegginnsjøer videre i teksten).

Aldersdateringer, dannelsesprosesser og geomorfologi av veikimorener inngår i glasiasjonshistorien og klimasvingningene som foregikk i Nord-Europa under siste istid, også kalt weichselglasialen (Nesje, 2012b; Vorren & Mangerud, 2013). Spesielt alder er av betydning da det vil kunne gi informasjon om et relativt kontinuerlig tidsforløp fra den eldre delen av weichsel hvor studieområder er relativt sjeldne. Norges fastland f.eks. har minimalt

med glasiiale avsetninger som er eldre enn sen weichsel med unntak av avsetninger funnet i *karst caves* (Olsen, Sveian, Bergstrøm, Ottesen & Rise, 2013). I Sverige er det observert flere sett av glasiiale spor og avsetninger fra weichselistiden (C. Hättestrand, 1998). Slike avsetninger kan fortelle deler av glasiasjonshistorien relatert til oppbygging og tilbaketrekking, utbredelse, dynamikk, prosesser, og relativ alder av tidligere isdekker. I dette tilfellet er det snakk om forrige glasiial-interglasiiale syklus (sen pleistocen), MIS 5 – 2 (Helmens, 2013).

Veikimorener er landformer tilhørende eldre avsetninger som befinner seg i fastlands-Sverige. C. Hättestrand (1998) og Lagerbäck (1988) ga indikasjoner for tidlig weichsel alder av veikimorener mens nyere forskning med moderne vitenskapelige dateringsmetoder viser til en midt weichsel alder (M. Hättestrand, 2008; Lindqvist, 2020; Sigfúsdóttir, 2013). Ifølge Lagerbäck (1988) sin sedimentologiske rekonstruksjon av en veikimorene innenfor Lainiobuen kan platåene inneholde paleoklimatiske arkiver i form av interne innsjøsedimenter. Dermed har det vært fokus på å lokalisere slike daterbare avsetninger i studier med sedimentologiske metoder (f.eks. Lindqvist, 2020; Sigfúsdóttir, 2013). Geomorfologiske studier er minst like relevant for rekonstruksjon av paleomiljø- og formasjonsprosesser som sedimentologiske studier, og er manglende når det kommer til veikimorener. Et morfologisk perspektiv er viktig for identifikasjon av morfologiske elementer og forholdene dem imellom, orienteringsmønstre i landskapet, evt. romlige forhold av selve landformene, og for en romlig tilknytning mellom områdespesifikke undersøkelser (Alexandersson et al., 2019; M. Hättestrand, 2008; Lindqvist, 2020).

1.1 Mål

Til dags dato er området og veikimorener enda et omdiskutert tema, og moderne geomorfologiske studier har ikke blitt publisert enda. Denne oppgaven har dermed som mål å sette tidligere studier og tolkninger i nytt lys ved bruk av geomorfologiske undersøkelser støttet med *ground thruthing* (direkte observasjoner) i felt og GPR-profilanalyser.

Til tross for et bredt tema er hovedmålet å finne motbevis eller støtte for dagens ledende teori av Lagerbäck (1988). Er beltet av veikimorener virkelig en tidligere ismarginal sone og representativ for sletter med isvegginnsjøer (*ice-walled-lake plains*), som Lagerbäck (1988) foreslår?

Det blir også tatt utgangspunkt i noen undermål, som dette studiet prøver å besvare eller gi indikasjoner om underveis. Disse er beskrevet under.

1.1.1 Geomorfologi og kartlegging

Kan en mer detaljert geomorfologi avsløres, og gi eventuelle bevis på hvordan veikimorener er formet, ved bruk av en nyere digital høydemodell (DEM) i kombinasjon med et nyere geografisk informasjonssystem (GIS) program?

Hvilke geomorfologiske elementer er essensielle for veikimorener? Er de konsekvente i utbredelse og form? Er det noen geomorfologiske variasjoner av landformelementene? Hvilke kan identifiseres i felt?

Kan geomorfologisk kartlegging gi informasjon eller indikasjoner om dynamikk eller relativ alder til det fennoskandiske isskjoldet under weichselglasialen?

Finnes det en sammenheng mellom morfologi, overkjøring av isdekker, eller orientering av landformer?

Er det noen tilknytning eller relasjon mellom veikimorener og andre landformer utenfor og/eller internt i veikimoreneområdet sammenlignet med landformsettene kartlagt av [C. Hättestrand \(1998\)](#)? Er det subglasiale (drumlins), glasifluviale (eskere, breelver, smeltevannsløp), glasilakustrine, eller fluviale landformer?

Finnes det noen forhold mellom geomorfologi i landskapet og [Lindqvist \(2020\)](#) sine oppdagelser om fluvial påvirkning av veikimorene-landskapet?

1.1.2 GPR-profiler

Hvordan er den interne oppbyggingen av veikimorener? Hvordan sammenlignes den interne oppbyggingen i forhold til tidligere sedimentologiske undersøkelser ([Lagerbäck, 1988](#); [Lindqvist, 2020](#); [Sigfúsdóttir, 2013](#)) og feltobservasjoner?

1.2 Oppbygging og videre lesing

For best mulig kvalitet av studiet er det viktig med bakgrunnskunnskap og forståelse for glasiasjonshistorie, tidligere tolkninger, og sedimentologiske prosesser relatert til veikimorener og lokaliteten i sin helhet. Dette vil være tema for neste kapittel; teoretisk bakgrunn. Geologisk setting vil følge like etter, hvor selve studieområdet blir introdusert fra et geologisk perspektiv. Metoder og resultat vil deles inn i tre hoveddeler basert på arbeidsmetoder; feltarbeid, geomorfologisk kartlegging og GPR-profilanalyser. Diskusjonen vil følge samme oppbygging, men vil avsluttes med diskusjoner rundt [Lagerbäck \(1988\)](#) sin hypotese og eventuelle relevante oppdagelser.

2 Lokalitetsrelevant bakgrunnskunnskap

Kapitlet deles inn i tre deler: glasiasjonshistorie, tidligere tolkninger av veikimorener, Lainiobuen og lignende landformer, og til slutt formasjonsprosesser som kan være morfologisk relatert til veikimorener.

2.1 Glasiasjonshistorie

Før vi går inn på områdespesifikk glasiasjonshistorie blir sammenhengen mellom istider og klimasvingninger gjennomgått først. Hva forårsaker istider? Hvordan fungerer klimasvingninger?

2.1.1 Istider & klimasvingninger

” In nature there are neither rewards nor punishments – there are consequences.”

~ **Robert G. Ingersoll, 1833-1899** (sitert i [Burroughs, 2007, s. 270](#)).

Kvartær er en geologisk tidsperiode som startet for ca. 2.6 millioner år siden, men er også den perioden med de største miljø- og klimaforandringene ([Bradley, 2015](#); [Cohen & Gibbard, 2020](#)). Helt siden de første signifikante isdekkene vokste fram på Antarktis for ca. 34 millioner år siden, har variasjonen av $\delta^{18}\text{O}$ (en indikator eller *proxy* på temperatur og mengde vannmasse brukt til isdannelse) indikert store globale isvolumforandringer. Altså en istid-mellomistid dynamikk styrt av klimasvingninger gjennom hele kvartærperioden ([Bradley, 2015](#)).

Ved sammenligning til kvartærperioden er klimasvingninger i dag enda mer komplisert på grunn av antropogene faktorer. Styrken av menneskelige påvirkninger har nå nådd det punktet hvor de kan sammenlignes på lik linje med de naturlige geologiske kreftene som i fortiden har formet jorda og dens historie. Dette er et av argumentene for at vi nå har gått inn i en ny og usikker epoke, den menneskepåvirkede epoken, *The Anthropocene* ([Bradley, 2015](#)), men dette er enda ikke en formelt akseptert tidsepoke ([Cohen, Harper & Gibbard, 2020](#)).

Grundig forskning på tilbakeblikk i jordas historie ved hjelp av geologiske metoder kan gi mennesket en sjanse til å forstå den potensielle faren av fremtidige globale forandringer, samt forståelse for den menneskelige delen av påvirkningen. På grunnlag av tilegnet kunnskap skapes mulighetene for iverksettelse av miljøfokuserede handlinger før dagens samfunn når *the point of no return*. Paleoklimatiske data som brukes til rekonstruksjon av fortiden gir en

grunnmur for hypotesetesting og dermed den nødvendige forståelsen av klimaforandringer (Bradley, 2015). Men paleoklimatisk rekonstruksjon blir vanskeligere jo lengre bak i fortiden man går på grunn av utfordringer relatert til datering og bevaring av avsetninger, som til slutt resulterer i komplikasjoner ved tolkning (Bradley, 2015). Til tross for dette kan mennesket ved hjelp av geologiske arkiver oppnå forståelse av fortidens klima for å kunne forsøke å forutsi hvordan klima og miljø vil forandre seg i fremtiden (Bradley, 2015).

Oppbygging og nedbrytning av isdekker er et eksempel på en klimatisk forandring over et langt tidsperspektiv (Bradley, 2015). Det er viktig å kunne forstå de klimatiske- og geologiske faktorene som skaper og driver slike forandringer. Temperaturendringer forårsakes i stor grad av forandringer i jordas bane rundt sola (Milanković, 1941/1998). F.eks. vil lavere temperatur pga. eksentrisitet være en drivkraft for isbredannelse med konsekvenser som havnivåendring, isostasi, økt albedoeffekt og endringer av den globale termohaline sirkulasjonen (globale havstrømmer). Når en temperaturforandring utløses vil det forårsake en kjedereaksjon med konsekvenser som vil forsterke og påvirke flere mekanismer innen klimasystemet (Jørgensen, Sørensen & Haldorsen, 1997a). Denne effekten kalles for *positive feedback mechanisms*. Ved fortsettelse av eksemplet overfor vil utvidelse og dannelse av isdekker øke albedoeffekten som reflekterer mer energi fra universet, som igjen forsterker en nedgang i temperatur.

Kombinasjoner av flere simultane klimatiske endringer har trolig vært hovedårsaken til de største og raske klimasvingningene under kvartærperioden (Jørgensen et al., 1997a). Intensiv vulkansk aktivitet og redusert solenergi pga. orbitalparametere er et eksempel på en kombinasjon som vil gi en negativ utvikling av klima på unormalt kort tid (Jørgensen et al., 1997a).

Det er altså nødvendig med en global, regional og lokal kunnskap om hvordan og hvorfor klima oppførte seg som det gjorde ved det tidspunktet de geologiske avsetningene ble avsatt. Dette for å kunne forstå det geologiske arkivet fra Jordas fortid (Burroughs, 2007).

2.1.2 Istid - hovedårsaker og sykluser

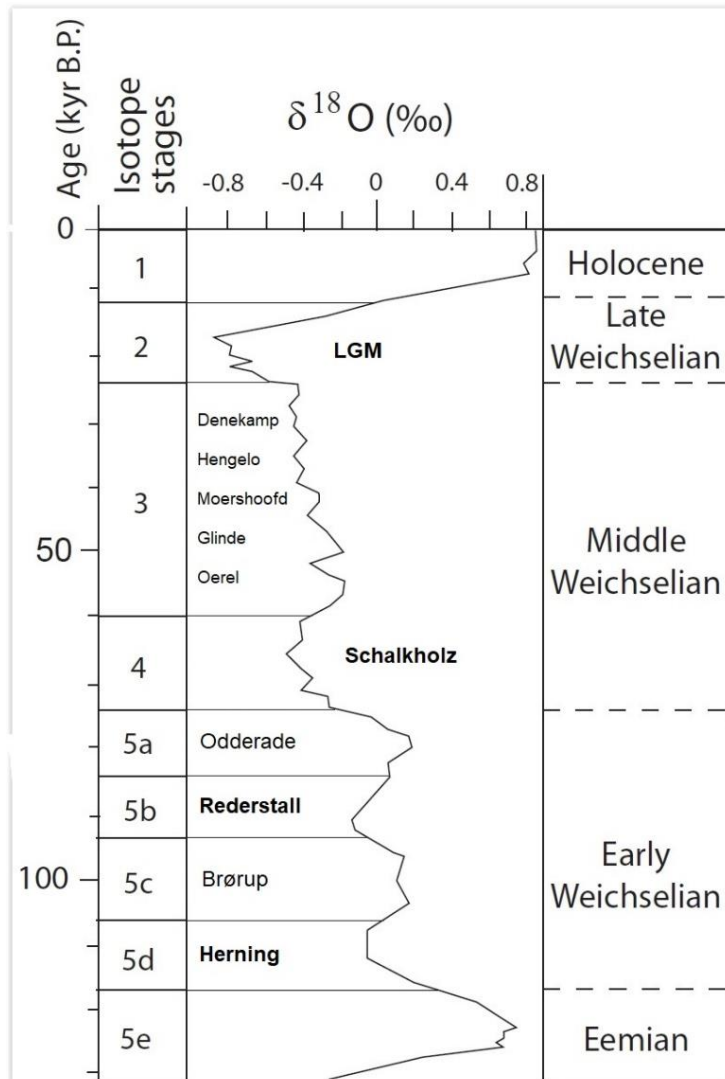
Skandinavia har ved mange tilfeller vært helt eller delvis glasiert i løpet av kvartærperioden (Nesje, 2012a). Istider og isdekket landskap har vært fremtredende i relativt faste klimatiske sykluser forårsaket av astronomiske variasjoner kalt orbitalparametere (Milanković, 1941/1998). Dette er grunnen til at rekonstruksjoner av globalt paleoklima fra kvartærperioden forekommer i et «sag-tann»-mønster (Cohen & Gibbard, 2020).

Teorien bak orbitalparametere ble utarbeidet av den jugoslaviske astronomen [Milanković \(1941/1998\)](#), derav navnet Milankovitch-teorien. Teorien er i dag generelt akseptert og går ut på at det er tre astronomiske variasjoner som skaper tre periodiske orbitalparametere; I) jordbanens form, II) jordaksens helning, og III) presesjon (variasjoner i jordaksens rotasjon) ([Milanković, 1941/1998](#)).

Disse blir forsterket av indre mekanismer i klimasystemet på jorda, hvor konsekvensene er vekslinger mellom relativt kaldt og varmt klima i faste sykluser med periodisitet på omtrentlig I) 100 000 og 400 000 år, II) 41 000 år, og III) 22 000 år ([Milanković, 1941/1998](#); [Nesje, 2012b](#)). Dette er grunnlaget for periodiske inndelinger av klimasvingninger

basert på temperatur kjent som istider og mellomistider, hvor istider deles inn i stadialer (kaldere klima) og interstadialer (varmere klima) ([Jørgensen et al., 1997a](#)). I løpet av pleistocen har orbitalparameterne vært en kontrollerende faktor for varighet og overgangene imellom istider, mellomistider, stadialer og interstadialer ([Jørgensen et al., 1997a](#); [Nesje, 2012b](#)). Istider varer i ca. 100 000 år, mellomistider i ca. 10 000 – 20 000 år ([E. Larsen, 2002](#)) mens stadialer og interstadialer virker å være mindre regelbundet ([Cohen & Gibbard, 2020](#)).

For ca. 130 000 år siden endte en glacial syklus kalt saale, hvor eeminterglasial startet ([Cohen & Gibbard, 2020](#)). Eem ble etterfulgt av den siste istid, også kalt weichsel i Nord-Europa, og



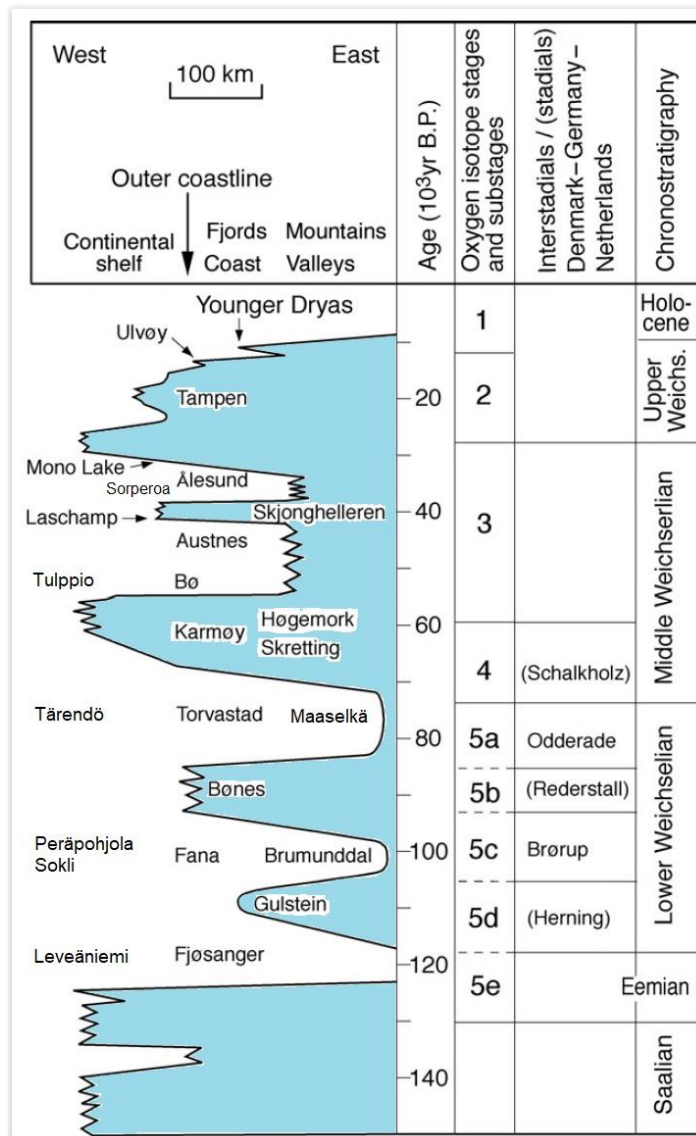
Figur 1: Geokronologi av weichselglacialen basert på et normalisert marint oksygen-isotoparkiv ([Martinson et al., 1987](#)) korrelert med kronostratigrafi fra Nordvest-Europa ([Mangerud, 1991](#)). Redigert fra [M. Hättetrand \(2008: fig. 1\)](#) utarbeidet med tillegg fra [Mangerud \(2011\)](#) og [Vorren og Mangerud \(2013, s. 522\)](#).

varte helt til ca. 11 700 år før nåtid da dagens mellomistid holocen startet (Cohen et al., 2020). Lainiobuen og veikimorenelandskapet utgjør en del av weichsel glasieringshistorien. Dermed vil neste underkapittel omhandle den siste istid i Nord-Europa.

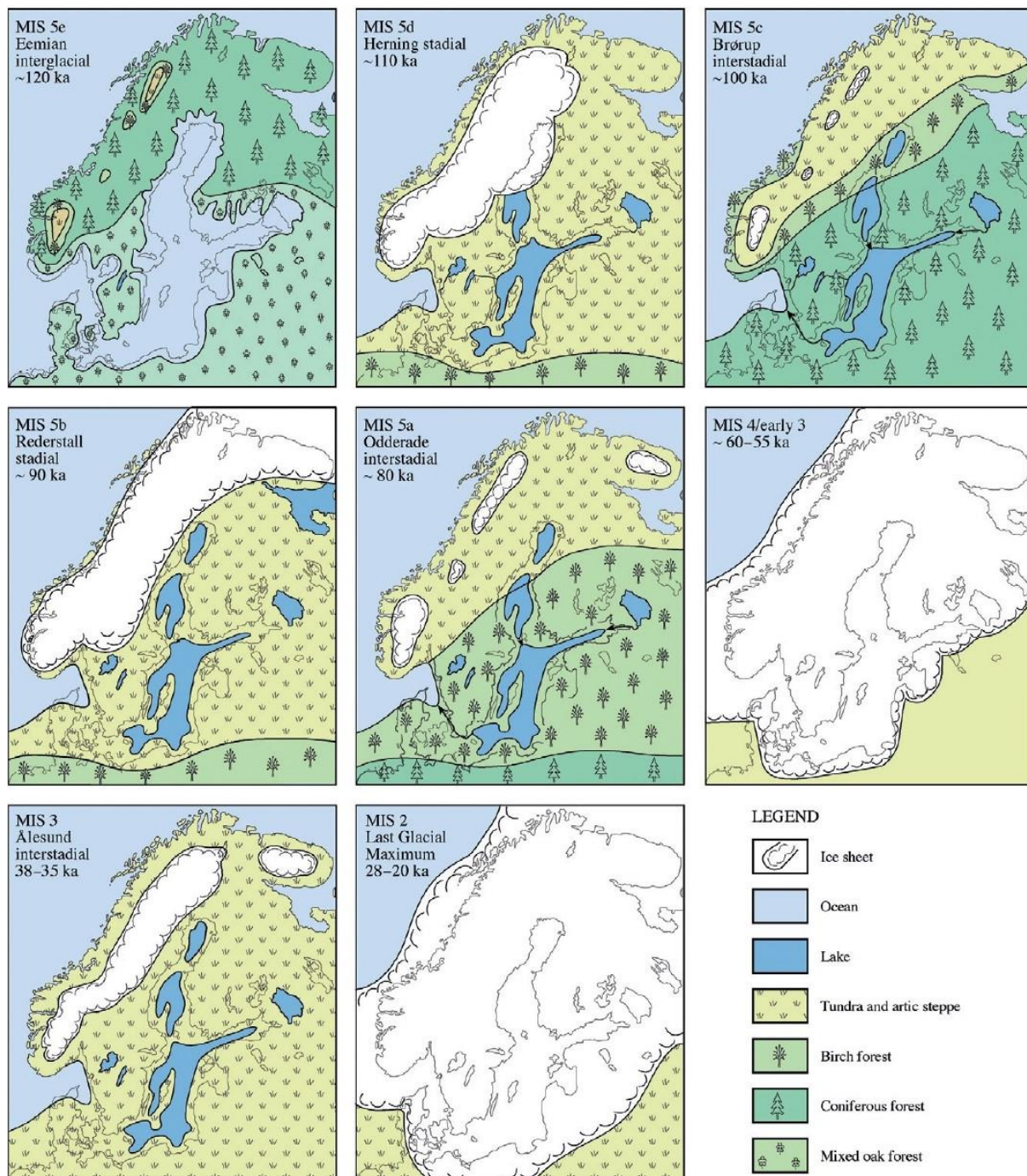
2.1.3 Weichselglacial – den siste istid i Nord-Europa

Periodisk inndeling av weichsel baseres både på marine og terrestriske stratigrafiske proxyarkiver fra områder i Fennoskandia og Europa (Nesje, 2012b). På grunn av forsinkelseeffekten (*delay effect*) av klimaforandringer og utfordringer med datering, er det ved flere tilfeller uenigheter om korreleringer mellom alder og utbredelse av isdekker gjennom stadialer og interstadialer (Helmens, 2013; Mangerud, 2011).

Marine isotoptrinn (MIS) er en stratigrafisk oppdeling av klimasvingninger basert på $\delta^{18}\text{O}$ -proxydata fra mikroorganismer i marine kjerneprøver (Nesje, 2012b). MIS befinner seg i Stillehavet og korreleres ofte med lokale eller regionale stadialer og interstadialer basert på andre proxy-arkiver og lokaliteter (Nesje, 2012b). MIS korreleres normalt med stadialer og interstadialer fra Nord-Europa (Danmark, Tyskland og Nederland) hvor tidsskalaen begynner med MIS 1 korrelert med dagens mellomistid holocen (Figur 1). Korreleringer med lokale skandinaviske lokaliteter er også vanlig (Figur 2).



Figur 2: Tid-distansediagram som representerer weichselglasieringen ved sør-vest siden av det skandinaviske iskjoldet. Navnene representerer geologiske lokaliteter hvor viktige avsetninger har blitt korrelert med en eller flere MIS-stadier. Redigert fra Mangerud (2011) med tillegg av lokalitetsnavn fra M. Hättestrand (2008) og Vorren og Mangerud (2013, s. 522).



Figur 3: Utvikling av det fennoskandiske isskjoldet under weichselistiden av Mangerud (2011). Utviklet fra Mangerud (2004) og Vorren og Mangerud (2008) som referert i Mangerud (2011), basert på originalen av J. Lundqvist (1992).

Weichsel starter med MIS 5d (hering) og varer helt frem til MIS 1 (holocen) begynner (Mangerud, 2011). Den ca. 100 000 år lange istiden hadde sitt maksimum under MIS 2 for omtrent 18 000 – 22 000 år siden (J. Lundqvist, 2011), også kalt *The Last Glacial Maximum* (LGM) (Figur 1). Sluttet av istiden markeres av en hurtig klimatisk oppvarming og førte til nedsmelting av isdekket.

Hyppige klimasvingninger ble påvist i iskjernestudier og marinekjerneprøver under weichselistiden (Nesje, 2012b). Klimasvingninger karakterisert ved en markant oppvarming samt store mengder smeltevann ble påvist i iskjerner og kalt for *Dansgaard-Oeschger events* (Dansgaard et al., 1993). Kalde klimasvingninger ble påvist i marine kjerneprøver som droppsteinavsetninger (*ice rafted debris* - IRD) og fikk termen *Heinrich events* (Heinrich, 1988). Heinrich- og Dansgaard-Oeschger-hendelser antyder periodiske klimasvingninger og et dynamisk isdekke under weichsel (Helmens, 2013; J. Lundqvist, 2011).

Under siste istid dekket innlandsisen store deler av Nord-Europa. Deriblant Norge, Sverige, Danmark, Nord-Tyskland, Polen og Russland (Figur 3). Isskillet til det fennoskandiske isdekket var hovedsakelig orientert i en sørvest til nordøstlig retning fra Sør-Norge til Nord-Sverige (Nesje, 2012a). Utenfor isen ble det avsatt store sandurer eller breelvsletter. Ismarginer eller isgrenser er i det moderne terrenget markert som endemorener, terminalmorener eller randmorener, mens områder tidligere dekt av is er i stor grad karakterisert av forskjellige typer morenelandskap og landformer som f.eks. haugmorener, grytehull (dødisgrop, *kettle hole*), kamer (breelvdannet kam), drumliner, eskere, haug med hale (*crag-and-tail*), og glasiiale lineasjoner (Nesje, 2012a).

I Norge har forholdene for bevaring av terrestriske avsetninger eldre enn sen weichsel vært relativt fraværende da majoriteten ble erodert bort under LGM (Mangerud, 2011). I Sverige derimot finnes det flere ekstensive områder med godt bevarte avsetninger fra tidlig og midt weichsel på land (C. Hättstrand, 1998; J. Lundqvist, 2004), mens Norge er rik på avsetninger fra weichsel senglasiial (Fredin et al., 2013; Mangerud, 2011; Olsen et al., 2013). Ved korrelering av lokaliteter og proxy-arkiver på tvers av landegrensene i Skandinavia kan altså et relativt kontinuerlig og detaljert bilde av glasiasjonshistorien dannes. Videre gjennomgås weichsel i nærmere detalj relatert til nordiske land.

2.1.3.1 Tidlig weichsel (MIS 5d - MIS 5a)

Langs kyststrøkene rundt Skandinavia sank havnivået med flere titalls meter (Jørgensen, Sørensen & Haldorsen, 1997b). Dette regnes som en markering på slutten på mellomistiden eem og starten på istiden weichsel, hvor store vannmengder gradvis ble fanget opp i form av isbreer som vokste fram i arktiske områder (Jørgensen et al., 1997b).

Isdekker som vokste fram under stadialene herning (MIS 5d) og rederstall (MIS 5b) smeltet trolig helt bort under påfølgende interstadialer brørup (MIS 5c) og odderade (MIS 5a) (Lokrantz & Sohlenius, 2006). Men til tross for at rederstall virker å ha vært mer ekstensiv

enn harning i Skandinavia ([M. Hättestrand, 2008](#); [Mangerud, 2011](#)), nådde trolig ikke den skandinaviske innlandsisen lengre enn til Sverige og Finland i østlig retning i tidlig- og midt weichselstadialene ([E. Larsen, 2002](#)).

Norge

I Norge, altså vestsiden av det fennoskandiske is skjoldet, er det indikasjoner på at isdekket under tidlig weichsel nådde helt ut til Bergen (Fjøsanger, Fana, Bønes) hele to ganger, henholdsvis under stadialene harning (MIS 5d) og rederstall (MIS 5b) (Figur 3). En lokalitet fra Midt-Norge, Brumunddal, indikerer moreneavsetninger som trolig er eldre enn brørupinterstadialen (MIS 5c), en indikasjon på at et isdekke var til stede under harningstadialen (MIS 5d) ([Mangerud, 2011](#)).

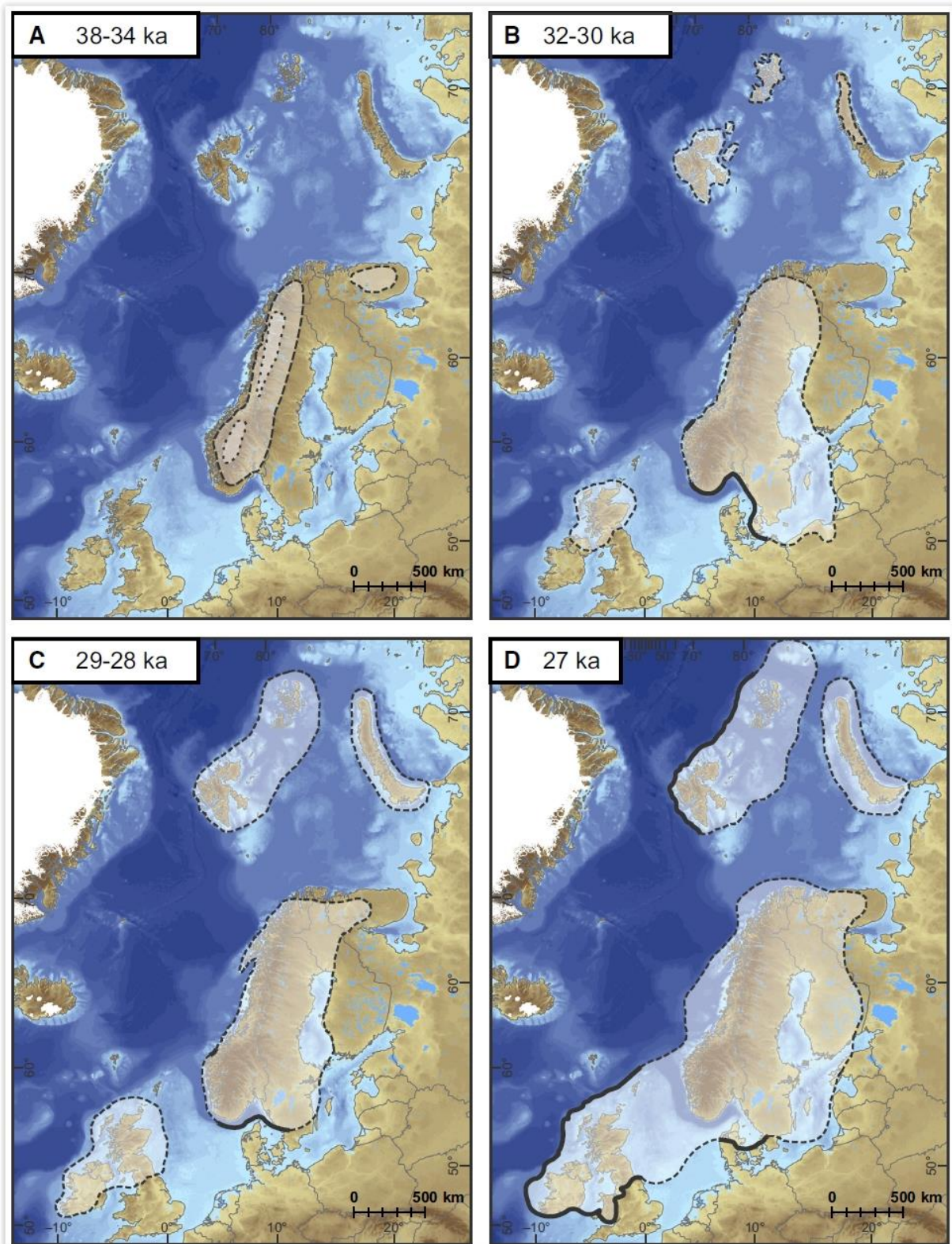
Sverige og Finland

Glasiasjonshistorien til Finland virker å være et spesielt tilfelle hvor det skandinaviske isdekket utgjorde to iskupler som på et usynkronisert vis bredte seg utover landet ([Johansson, Lunkka & Sarala, 2011](#)). Den nordlige iskuppelen virker å ha nådd frem til Nord-Finland og Sokli-lokaliteten først under rederstallstadialen (MIS 5b), mens den sørlige iskuppelen ikke nådde fram til den sørlige delen av Finland under tidlig weichsel i det hele tatt ([M. Hättestrand, 2008](#); [Johansson et al., 2011](#)). Basert på dette argumenterer [Johansson et al. \(2011\)](#) for at den finske peräpohjola-interstadialen ikke kan korreleres med brørup allikevel (Figur 2), men heller odderadeinterstadialen (MIS 5a) eller en av interstadialene fra midt weichsel (MIS 3).

Basert på pollenstratigrafi og *in situ* avsetninger er det indikasjoner på at isdekket under harningstadialen (MIS 5d) altså ikke nådde fram til Nordøst-Finland ved Sokli-lokaliteten ([Helmens, 2013](#)). I følge [Johansson et al. \(2011\)](#) og [J. Lundqvist \(1992, 2004\)](#) befant ismarginen til harningisdekket (MIS 5d) seg trolig i nærheten av grensen mellom Sverige og Finland i nord, og relaterer dette til veikimorene-området basert på [Lagerbäck \(1988\)](#).

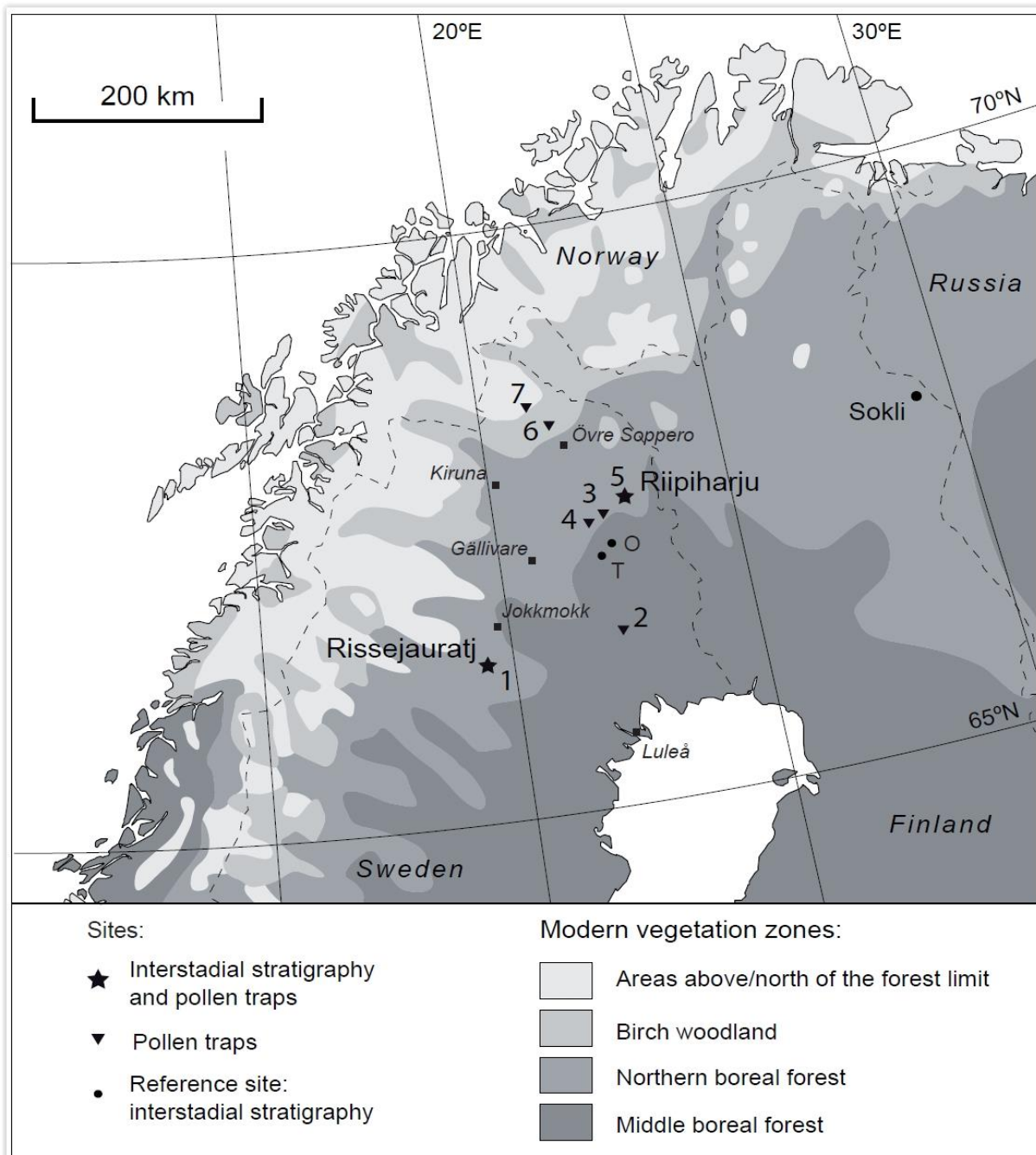
2.1.3.2 Midt weichsel (MIS 4 - 3)

Starten av midt weichsel er korrelert med starten av MIS 4 og schalkholzstadialen (Figur 1). Overgangen ble markert med en kald klimasvingningsfase med regresjon samt utbredelse av isdekket ([Jørgensen et al., 1997b](#)).



Figur 4: Utviklingen av isdekket mot slutten av midt weichsel fra 38 - 27 ka (tusen år) før nåtid.

Figuren er basert på en omfattende GIS database fra 2013 kalt DATED-1, og er en del av et sett med tidsvinduer i glasiasonshistorien fra siste istid av Hughes et al. (2015). Hele linjer representerer stor sikkerhet for ismargin-posisjonen, mens prikkete linjer indikerer mer usikkerhet. A) representerer ålesund-interstadialen (Figur 2, Figur 3) med to mulige ismarginposisjoner; en maksimum (stiplet linje) og en minimum (prikket linje). Mindre isdekker og isbreer under 500km² er ikke tatt med.



Figur 5: Lokalitetskart av *M. Hättestrand (2008)* relatert til Nord-Sverige og Nord-Finland.

Lokalitetsnavn: 1- Rissejauratj, 2- Rotheden, 3- Lehtojärvi, 4- Särkivuoma, 5- Riipiharju, 6- Keukiskero, 7- Pulsujärvi, O-Onttovaara og T-Takanenmannikko. Lokalitet 3, 4 og 5 ligger i nærheten av Lainiobuen mens lokalitet 1 er en veikimorene.

MIS 3 er datert til ca. 60 000 – 25 000 år før nåtid. I Oerel i Nord-Tyskland er de to første interstadialene oerel og glinde identifisert i stratigrafiske avsetninger, og samsvarer starten av MIS 3 ([Helmens, 2013](#)). I Nederland er interstadialene hengelo og denekamp karbondatert til ca. 38 000 BP og ca. 30 000 BP hvor denekampinterstadialen anses som slutten av MIS 3 ([Ran, 1990, sitert i Helmens, 2013](#)). Mot slutten av midt weichsel begynte det skandinaviske isdekket å vokse opp mot sitt maksimum ved inngangen til sen weichsel (Figur 4).

Norge og Danmark

Det er sannsynlig å anta at deler av Sør-Sverige og norskekysten ble isfrie i løpet av midt weichsel ifølge [Jørgensen et al. \(1997b\)](#). Manglende avsetninger fra tidlig og midt weichsel gjør at mange korreleringer er avhengig av de få lokalitetene som finnes i Norge, samt korreleringer fra naboland.

Karmøyfremrykket (stadialen) i Norge, korrelert med MIS 4 og schalkholzstadialen, viser seg å ha nådd sokkelen (Figur 2). Karmøyfremrykket er også korrelert med sundsørefremrykket i Danmark. Karmøy og Sundsøre viser seg å være det samme fremrykket som utviklet seg fra fjellområdene i Norge og nådde en utbredelse nesten helt ut til eggakanten og til Danmark ([N. K. Larsen, Knudsen, Krohn, Kronborg & Murray, 2009](#); [N. K. Larsen, Knudsen, Krohn, Kronborg & Nielsen, 2009](#)). Isdekket under MIS 4 hadde dermed den største utbredelsen så langt i weichsel (Figur 2, Figur 3). Til tross for hyppige klimasvingninger ble det generelle økte globale isvolumet fra MIS 4 relativ bevart utover MIS 3 ([Lokrantz & Sohlenius, 2006](#); [Mangerud, 2011](#)).

Sverige og Finland

I Finland er det generelt ganske få spor fra midt weichsel, men hele landet var trolig dekket av is under MIS 4 ([Johansson et al., 2011](#)). Deler av Lappland og hele Sør-Finland ble isfrie minst en gang under MIS 3 ([Johansson et al., 2011](#)).

Sokli-lokaliteten i Nord-Finland (Figur 5) inneholder et kontinuerlig sedimentært arkiv fra weichselistiden hvor tre interstadialer er definert (Figur 6). En av dem indikerer en isfri periode og et varmt klima tilsvarende dagens klima tidlig i MIS 3 ([Helmens et al., 2007](#); [Engels et al. 2008](#); [Helmens and Engels, 2010](#), referert i [Helmens, 2013](#)).

I Nord-Sverige indikerer pollen- og stratigrafilokaliteter to isfrie perioder i weichsel (Figur 6). Disse to interstadialene i Nord-Sverige har fått betegnelsene Tärendö I og Tärendö II ([M. Hättestrand, 2008](#)). Ved sammenligning og forsøk på korrelering med de tre interstadialene fra Sokli er det representert to alternativ; A1 og A2 (Figur 6). [M. Hättestrand \(2008\)](#) mener at alternativ A2 (Figur 6) er nærmest sannheten da dette korrelerer spesielt bra med Sokli-kronostratigrafien, iskjerner fra Grønland, og andre kontinentale lokaliteter som f.eks. kysthulene ved Ålesund ([Larsen et al., 1987](#); [Valen et al., 1995 og 1996](#), referert i [Mangerud, 2011](#)).

A						B			
Northern Sweden Alt. A1	Northern Sweden Alt. A2	Northeastern Finland (Sokli)	Isotope stage	Age (ka)	Chrono-stratigraphy		STRATIGRAPHY	MARINE ISOTOPE STAGES (MIS)	
Holocene	Holocene	Holocene	1		Holocene				
Sediment with oxidation and possible cryoturbation (glacially influenced?)	Sediment with oxidation and possible cryoturbation (glacially influenced?)	Till I	2	12	Stadial	Late Weichselian	Holocene	1	
			3	24		Middle Weichselian			
			Tärendö II interstadial	Tulppio interst.					
	Till	Till II	4	59	Stadial				
Tärendö II interstadial	Tärendö I interstadial	Maaselkä interstadial	5a	74	Odderade interstadial	Early Weichselian	Pieniglacial	Savukoski 4	2/3
Till	Esker gravel	Till III	5b	85	Stadial			Savukoski 3	4
Tärendö I interstadial		Sokli interstadial	5c	93	Brörup interstadial			Sokli II	5a
Esker gravel		No till	5d	105	Stadial			Savukoski 2	5b
Leveäniemi interglacial	Leveäniemi interglacial	Tepsankumpu interglacial	5e	117	Eemian interglacial			Last Interglacial Complex	Sokli I
							(Montaigu event ?)		
							Savukoski 1		5d
				130				Nuorti	5e

Figur 6: Kronologi av weichselglacial samt korreleringer mellom lokaliteter i Nord-Sverige og Nord-Finland.

A) To alternativer til kronostratigrafi relatert til lokaliteter i Nord-Sverige korrelert med Sokli-interstadialene (Helmens et al. 2000, 2007, refert i M. Hättestrand, 2008), weichsel stratigrafi fra sentrale Europa (f.eks. Caspers and Freund, 2001, sitert i M. Hättestrand, 2008) og isotopstadier (Mangerud, 1991) foreslått av M. Hättestrand (2008).

B) Oppdatert kronostratigrafi basert på sedimentære sekvenser fra Sokli-lokaliteten i Nord-Finland (Helmens, 2013, fig. 6). Tärendö I og Tärendö II i alt. A2 for Nord-Sverige korrelerer i dette tilfellet med Sokli II og Tulppio fra Nord-Finland.

2.1.3.3 Sen weichsel (MIS 2)

MIS 2 var den kaldeste stadialen og i kombinasjon med store mengder nedbør over Nord-Europa fikk den fennoskandiske isen sin største utbredelse under sen weichsel, også kalt «*The Last Glacial Maximum*» (Clark et al., 2009). Figur 7 viser isdekkenes maksimale utbredelse over Fennoskandia og resten av Nord-Europa og Nord-Asia.

De ekstensive ismassene eroderte bort og omarbeidet store mengder avsetninger fra tidligere istider (morener), mellomistider (fluviale- og marine avsetninger), stadialer og interstadialer, som er årsaken til at det er relativt få lokaliteter med avsetninger eldre enn sen weichsel, spesielt i Norge (Jørgensen et al., 1997b).



Figur 7: Maksimum utbredelse av isdekket under LGM (MIS 2) hvor tre separate isdekker vokser sammen over Nord-Europa og Nord-Asia; det skandinaviske isdekket (SIS), Svalbard-Barents-Kara-isdekket (SBKIS) og det britisk-irske isdekket (BIIS).

Figuren er fra Hughes, Gyllencreutz, Lohne, Mangerud og Svendsen (2015) hvor hvit linje viser posisjon til ismarginaler, hvite stiplede linjer representerer antatte grenser mellom isdekkene, og submarine vifter er vist i oransje langs kontinentalsokkelen.

Avsetninger i Danmark

Deler av Danmark var isfrie under sen weichsel. Isgrensen som delte Danmark i to deler (Figur 7) blir betegnet som *Hovedoppholdslinjen* (Houmark-Nielsen M. & Sjørring S. (1991) referanse i Jørgensen et al., 1997b). Avsetninger fra de eldre istidene elster og saale ble bevart

på yttersiden av oppholdslinjen, men ble bearbeidet og omdannet til et morenelandskap med utjevne morenehøyder, kalt *bakkeøer* (Houmark-Nielsen M. & Sjørring S. (1991) referanse i Jørgensen et al., 1997b). På innsiden av oppholdslinjen trer det i dag fram et glasialt landskap bestående av dødisgroper, morenerygger, smeltevannsløp og eskere som stammer fra den siste fasen av deglasiasjonen (Jørgensen et al., 1997b). Under deglasiasjonen ble store mengder smeltevann avgitt, og breelver fraktet erosjonsmateriale fram til israndlinjen og ble avsatt som en del av sandurslettene (*outwash plains*) foran breen, og avsetningene som ble fylt inn mellom bakkeøene fikk betegnelsen *hedesletter* (Jørgensen et al., 1997b).

Landskapet i Danmark har likheter med landskapet i Nord-Sverige hvor begge illustrerer en tydelig grense eller en oppholdslinje med en distinkt morfologi på hver side, distale sletteområder og proksimalt dødisterrang separert av en linje med endemorener (Lagerbäck, 1988).

2.1.3.4 Holocen (MIS 1) – deglasiasjon ved Lainiobuen

Lindqvist (2020, s. 83) tolket sedimentene i kjerneprøven fra Kortejärvi (en veikimorene i Lainiobuen) som glasifluviale avsetninger relatert til et nettverk av fletteelver (sandur) aktivt under deglasiasjon av LGM-isdekket. OSL-dateringer fra breelvavsetningene ga aldre på 9200 ± 1200 år og $11\,400 \pm 1500$ år (Lindqvist, 2020, s. 83). For lokal deglasiasjon av LGM-isdekket estimerte Lindqvist (2020, s. 86) dermed en middelvei på 9800 ± 200 år for Lainiobuen basert på dateringer fra blant annet Hughes et al. (2015) og Stroeven et al. (2016).

2.2 Veikimorener – tidligere og nyere tolkninger

Teorier bak veikimorener har variert gjennom tidene (f.eks. [Hoppe, 1952](#); [Lagerbäck, 1988](#)). Mange tolkninger er basert på viktige faktorer som sedimentologiske prosesser, alder, og lignende forekomster i andre deler av verden. Derfor vil tidligere tolkninger samt sedimentologiske prosesser bak påstandene bli gjennomgått i dette kapitlet. Alternative sedimentologiske prosesser som kan være relatert til veikimorener vil også bli nevnt.

En av de eldste studiene relatert til veikimoreneområdet er, som nevnt i introduksjonen, av [Fredholm \(1886\)](#) som tolket hele Lainiobuen som en og samme endemorene. [Tanner \(1915\)](#) bet seg merke i at Lainiobuen kunne ha tilknytninger til et større område vest for selve ryggen, som trolig indikerer en forstyrrelse i tilbaketrekingen av isen. Lainiobuen ble da omtalt av ham som en av de viktigste observasjonene som ble gjort. [Högbom \(1931\)](#) foreslo at moreneområdet sørvest for Lainiobuen representerer en av de mer markerte posisjonene av en ismargin. [G. Lundqvist \(1943\)](#) beskrev moreneområdet rundt tettstedet Lainio som en bred stagneringssone av den typen som forekommer ved de ytre grensene av en glasiering. Senere erklærte [Geijer \(1948\)](#) at det ikke fantes noen uenigheter om at Lainiobuen representerer en form av ismargin under en spesifikk periode, samt en forstyrrelse i tilbaketrekingen. Videre foreslår [Hoppe \(1952\)](#) ganske så vagt at formen til området indikerer en istunge (*ice lobe*) med en nordlig bevegelse, hvor bevegelsen er basert på en enkel observasjon av en delvis utydelig glasial lineasjon. [Hoppe \(1952\)](#) beviste at avsetningene som han observerte i Veiki-distriktet var et vanlig fenomen i Norrbotten *län* og argumenterte for en subglasial dannelse av haugmoreneområdet, som er motsatt av [Lagerbäck \(1988\)](#) sin nå ledende supraglasiale isvegginnshypotese.

[Lagerbäck \(1988\)](#) skiller seg ut fra eldre (f.eks. overnevnte) artikler ved å foreslå en tidlig weichsel alder av landformene. [C. Hättestrand \(1998\)](#) sammenligner [Lagerbäck \(1988\)](#) sine teorier og observasjoner fra et regionalt geomorfologisk perspektiv, hvor han bekrefter [Lagerbäck \(1988\)](#) sin dannelseshypotese og alder. Moderne studier har derimot foreslått en midt weichsel alder ([M. Hättestrand, 2007, 2008](#); [Lindqvist, 2020](#); [Sigfúsdóttir, 2013](#)).

Studiene til [Hoppe \(1952\)](#), [Lagerbäck \(1988\)](#), og [C. Hättestrand \(1998\)](#) gjennomgås nærmere i dette kapitlet etterfulgt av sedimentologiske dannelsesprosesser relatert til veikimorener og lignende landformer.

2.2.1 Subglasial dannelse av veikimorener

Hoppe (1952) identifiserte områdetypiske morfologiske elementer ved tettstedet Veiki i Gällivare kommune, Norrbotten fylke i Nord-Sverige; dødisgroper, kantrygger og moreneplataer ble ansett som de viktige karakteristikkene til veikimorener (Figur 8). Elementene ble beskrevet og videre sammenlignet med forekomster fra andre områder for å bevise at de var områdetypiske elementer for hele Norrbottens *län*, noe som var tilfelle. Landformene som elementene utgjorde ble navngitt etter typelokaliteten Veiki og ble dermed kalt for veikimorener (Hoppe, 1952).

2.2.1.1 Geomorfologiske observasjoner

Dødisgroper

Ifølge Hoppe (1952) sine beskrivelser er dødisgroper, eller grytehull som de også kalles, nedsynkninger og fordypninger i terrenget som indikerer hvor de siste isblokkene befant seg under en deglasiasjon og nedsmelting av et isdekke. Disse elementene forekommer ofte som innsjøer eller myrområder i postglasialt terreng, og utgjør hovedsakelig områdene hvor de positive elementene (plataer og kantrygger) ikke forekommer (Hoppe, 1952).

Moreneplataer

Moreneplataer er positive, til dels sirkulære men flate landformelementer som ligger på et forhøyet nivå av det omkringliggende terrenget, og er et veldig karakteristisk geomorfologisk element i forhold til veikimorener (Figur 8). På bakgrunn av Hoppe (1952) sitt subglasiale synspunkt ble det foreslått at disse elementene kunne være primære formasjoner som representerer originale opphøyde flater dannet av bunnmorene, eller sekundære formasjoner dannet som et resultat av nedbrytning og erosjon av tidligere morenerygger.

Kantrygger

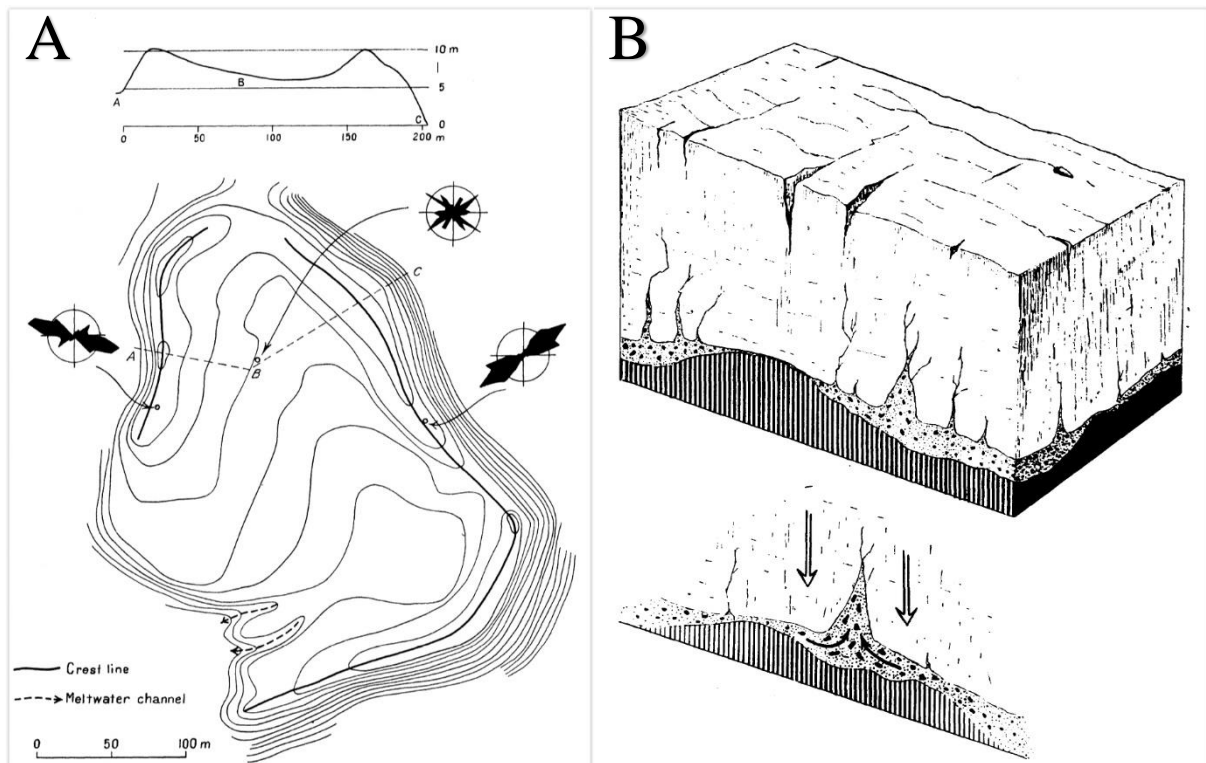
Kantrygger ble beskrevet av Hoppe (1952) som rygger som omringer dødisgroper og tildels plataer, men Lagerbäck (1988) bekrefter at sistnevnte er heller tilfellet. Sedimentologisk sett består kantryggene av hardpakket morene som minner om bunnmorene ifølge Hoppe (1952), men han poengterer at tetthet og dominerende kornstørrelse varierer mye.

Oftest ble ett sett med kantrygger observert langs kantene til moreneplataer (Figur 8 A), men kantryggene kunne også være helt fraværende eller forekomme i to sett (Hoppe, 1952). Det første (øverste) settet med kantrygger ligger høyere i terrenget enn assosierte plataer og har en tydelig kam (spiss rygg), mens det andre (nederste) settet klassifiseres som en sekundær form

av Hoppe (1952) og har en lavere posisjon enn platået. Ved noen tilfeller hadde det sekundære kantryggsettet en avflatet topp, og fikk betegnelsen terrasserygger eller terrasser (Hoppe, 1952). Ved noen tilfeller observerte Hoppe (1952) diverse brudd av kantryggene, som han relaterte til smeltevannsløp (Figur 8 A).

2.2.1.2 Subglasial sedimentologi

Hoppe (1952, s. 8, 20 og 24) skriver at kantrygger inkludert terrasserygger, doble kantrygger, og andre isolerte rygger, er dannet subglasialt gjennom transport av morenemateriale som ble presset mot og inn i hulrom eller sprekker i eller under isen (Figur 8 B). Dette pga. tyngden og/eller bevegelse til den overliggende isblokken, som forårsaket sedimentær transport bort fra dødisgroper. Disse formasjonene ble så klynget sammen oppå moreneplatåene i form av hauger eller rygger, som vil si at platåene må være eldre, og som da også må være subglasiale formasjoner.



Figur 8: Høydeprofilkart og illustrasjon av subglasial dannelse av Hoppe (1952).

A) Kart og høydeprofil fra en veikimorene lokalisert ved tettstedet Veiki, som symboliserer forholdet mellom platå, kantrygg og omkringliggende område. De sirkulære diagrammene viser orientering av steiner fra kantrygger og platået. Figuren er fra Hoppe (1952). Crest line - kam linje, meltwater channel – brelveløp.

B) Illustrasjon som viser subglasial dannelse av rygger i ujevne moreneområder, hvor vekten av overliggende is presser materiale opp i hulrom og sprekker under isen. Figuren er fra Hoppe (1952).

En gjentakende observasjon som Hoppe (1952) oppdaget var en vinkelrett orientering av den lengste akselen til et utvalg av steiner i moreneryggene, samt en tendens til helning ned mot dødisgroper (Figur 8 A). Han brukte dette som argument for subglasial dannelse. Han tolket

dette som indikasjoner for sedimentær transport fra bunnen av det som i dag er dødisgroper og opp til kantrygger. [Hoppe \(1952\)](#) prøvde å finne et mønster i det subglasiale morenelandskapet i Norrbotten ved å sammenligne det med sprekkesystemer (*crevasse systems*) fra isbreer på Spitsbergen og Alaska, men endte opp med en konklusjon om at et ikke-definert mønster var standard for veikimorener.

Supraglasial dannelse ble vurdert, men basert på sammenligninger fra nåværende isbreer konstaterte [Hoppe \(1952\)](#) at supraglasiale forhold ikke var tilstede i Nord-Sverige. Han mente at det var en unntakstilstand for begrensede områder som f.eks. fjorder, hvor mye materiale i form av massebevegelser ned fra fjellsidene avsettes på toppen av isbreer. I slike tilfeller ville materialet være ganske angulært, noe som ikke stemte overens med hans observasjoner.

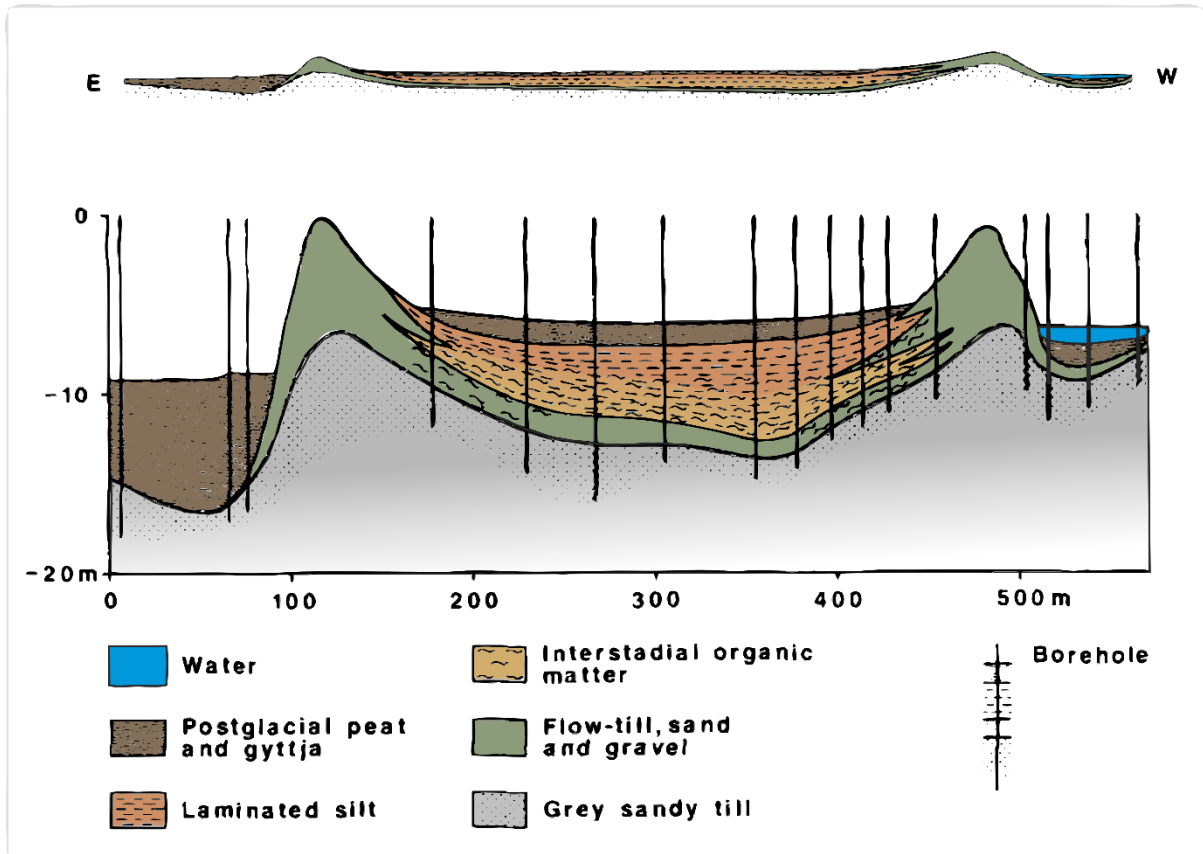
2.2.2 Supraglasial dannelse - isvegginnsjøletter

[Lagerbäck \(1988\)](#) utførte omfattende undersøkelser med et stort fokus på sedimentologi og stratigrafi, og tok mange kjerneprøver av flere veikimorener spredt utover Norrbotten.

I plataet til flere veikimorener fant [Lagerbäck \(1988\)](#) *in situ* laminert silt og daterbart organisk materiale overliggende stadial grålig morene (Figur 9). [Lagerbäck \(1988\)](#) tolket dette som avsetninger fra en deglasiasjonsfase, hvor hele veikimorenelandskapet ble dannet samtidig grunnet en materialdekket stagnert is.

Overnevnte stratigrafi, ¹⁴C-dateringer, relasjon til nordvest orienterte drumliner og eskere, krysskuttende morfologiske relasjoner, artsmangfold funnet i plataåvsetninger, og forekomst av et tynt morenelag overliggende veikimorener, ble ansett som bevis på at formasjonene var av tidlig weishelisk alder. Alderen ble relatert til herningstadialen (MIS 5d) og brørupinterstadial (MIS 5c) av [Lagerbäck \(1988\)](#).

[Lagerbäck \(1988\)](#) skrev at veikimorener ble dannet supraglasialt av hardpakket materiale konsentrert i nedsynkninger og sprekker ved isoverflaten langs en marginal sone til et stagnert eller nedbrytende isdekke. Dette dannet isvegginnsjøer (*ice-walled-lakes*) som ble fylt med supraglasialt materiale via massebevegelser (Figur 10). Ettersom nedsmeltingen fortsatte, forsvant støtten fra omkringliggende is slik at systemet kollapset og dannet kantrygger, hvor plataer representerer det som tidligere var innsjøer (Figur 10). Senere ble formasjonene overkjørt av yngre isdekker som eroderte, utjevnet, omformet eller avrundet landformene, samt avsatte et tynt morenelag over de eksisterende moreneformasjonene i noen tilfeller ([Lagerbäck, 1988](#)).

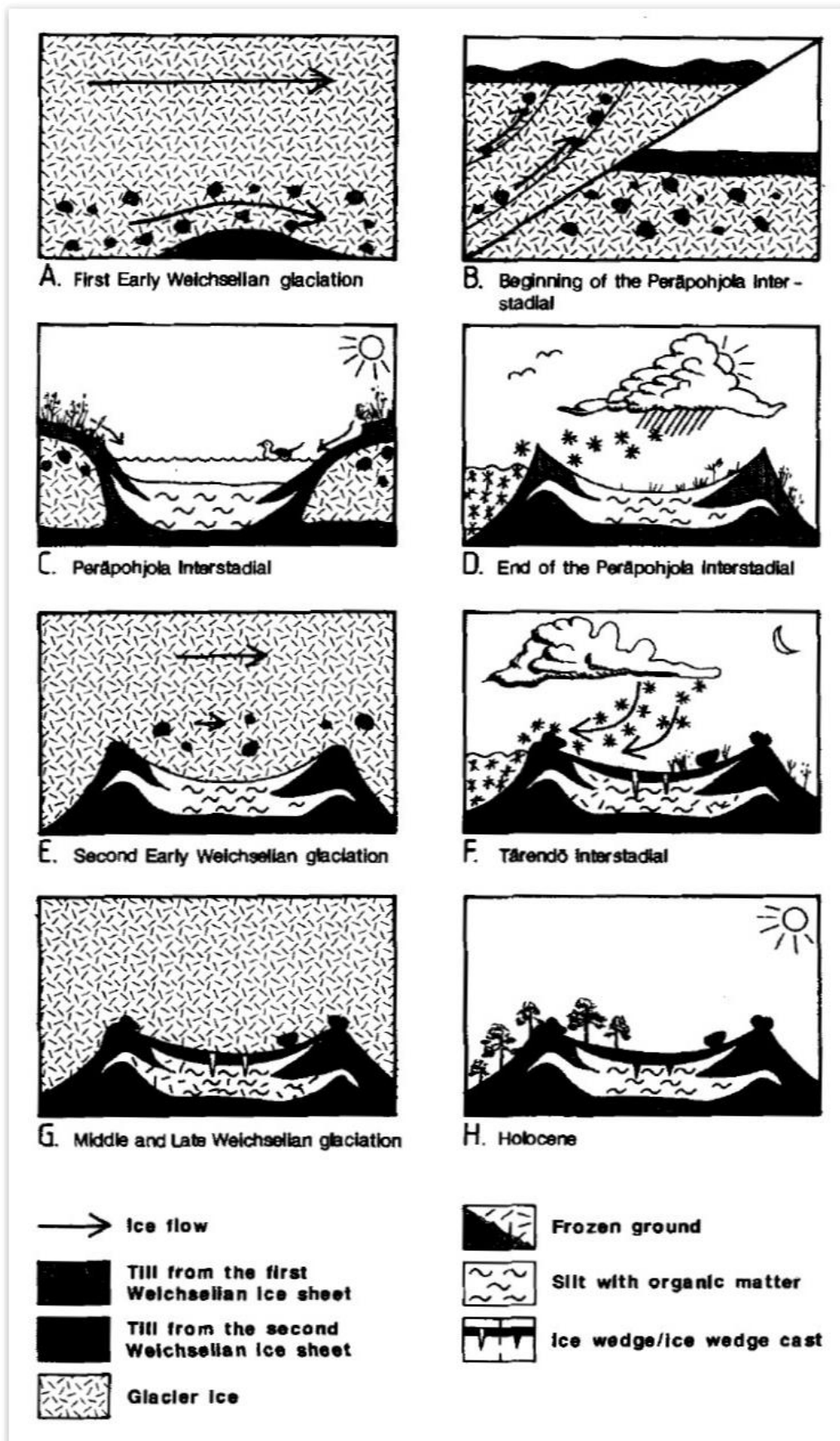


Figur 9: Tverrsnitt fra en veikimorene (ice-walled-lake plain) lokalisert sør i Lainiobuen, Outöjärvi. Veikimorenen befinner seg 225 moh., og er en representasjon for oppbyggingen av veikimorener. Den øverste delen av figuren viser de virkelige størrelsesforholdene, mens figuren under viser en overdrivelse i høyde. Figuren er redigert fra Lagerbäck (1988).

2.2.2.1 Utbredelse

Lagerbäck (1988) poengterte at utbredelsen av veikimorener har en østlig og en sørlig begrensning markert med randmorener. Spesielt tydelig er den skarpe overgangen øst for Lainiobuen, hvor glasiale og glasifluviale elementer (drumliner og eskere) overtar mens veikimorener opphører å eksistere. Overnevnte landformer er lite påvirket av yngre isdekker i forhold til å være av tidlig weichsel alder, som ifølge Lagerbäck (1988) var pga. inaktive isdekker.

I Fennoskandia virker veikimorener å være eksklusivt til Nord-Sverige, med unntak av Nord-Finland (Lagerbäck, 1988) og Nord-Norge (Sørbel, 2003). Puljumorener beskrevet av Aartolahti (1974) (ring-rygg haugmorener) og Kujansuu (1967) forekommer i Nordvest-Finland og delvis i Nord-Sverige. Ifølge Lagerbäck (1988) er disse en mindre type veikimorene som representerer en nordlig ekstensjon av veikimorene observert i Nord-Sverige.

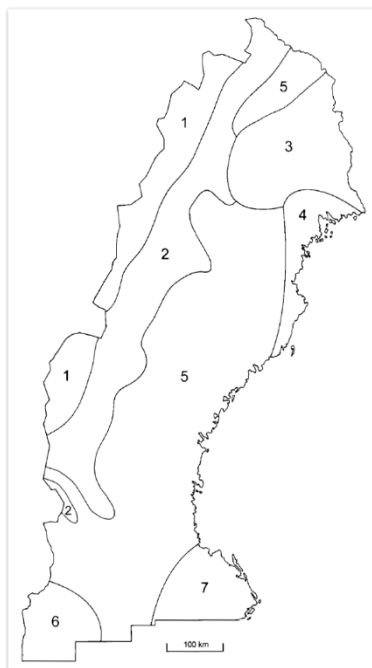


Figur 10: Dannelsesforløpet av veikimorener basert på sedimentologiske undersøkelser av Outöjärvi-veikimorenen foreslått av Lagerbäck (1988).

Tidsskalaen A - H går over 100 000 år. Peräpohjola-interstadialen korreleres her med brørupinterstadialen (MIS 5c), og tårendöinterstadialen med odderadeinterstadialen (MIS 5a) (Figur 2).

Videre mener Lagerbäck (1988) at iskontaktringer (*ice-contact rings*) beskrevet av Parizek (1969), isvegginnsjøer beskrevet av Clayton og Cherry (1967), og isdesintegrasjon-landformer (*ice-disintegration features*) beskrevet av Gravenor og Kupsch (1959) er nordamerikanske og kanadiske representasjoner eller etterligninger av veikimorener. Lignende morfologiske landformer har også blitt observert i Skåne kalt for *platåleror* (Sundberg, 2000).

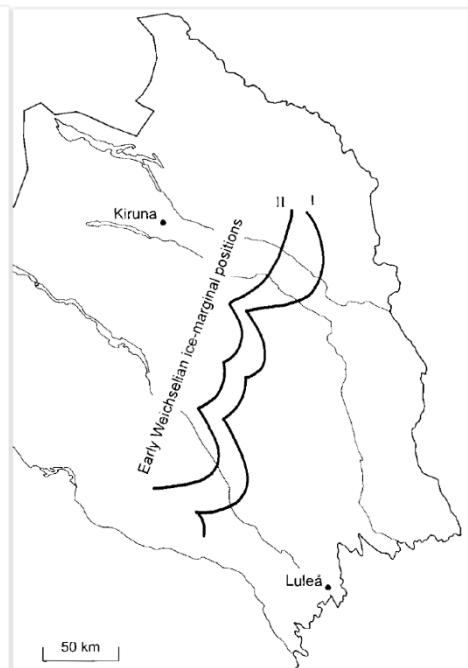
2.2.3 Morenebelter og tidligere israndspisjoner



Figur 11: Oppdeling av Nord- og Midt-Sverige i glasi-ale geomorfologiske regioner (C. Hättestrand, 1998).



Figur 12: Fordeling av veikimorener i Sverige. Modifisert fra C. Hättestrand (1998).



Figur 13: Ismarginal posisjon I og ismarginal posisjon II basert på veikimorener og assosierte terminalmorener (C. Hättestrand, 1998).

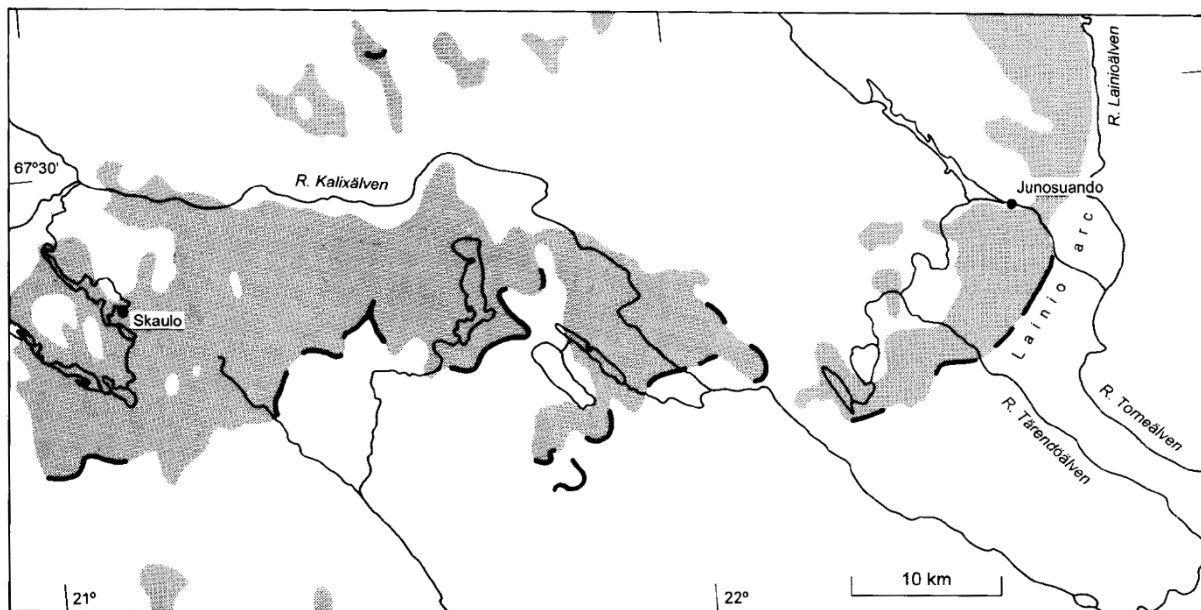
C. Hättestrand (1998) beskrev geomorfologien til Nord- og Midt-Sverige og kartla landformene hver for seg, for så å se dem i sammenheng og korrelere ulike sett med landformer til mulige isdekker og MIS-perioder. De glasi-ale geomorfologiske landformene som dominerer i Sverige er drumliner, stripet morene (*flutes*), eskere, ribbed-morener, De Geer-morener, spylerenner, randmorener og veikimorener. I prosessen ble landområder delt inn i glasi-ale geomorfologiske regioner basert på karaktertrekk og sett med landformer unik til hver region (C. Hättestrand, 1998). Region 3 (Figur 11) representerer regionen hvor veikimorener dominerer landskapet, og Figur 12 viser utbredelse av veikimorener kartlagt av (C. Hättestrand, 1998).

C. Hättestrand (1998) begrenset utbredelsen av veikimorener fra Lagerbäck (1988) ved en mer detaljert kartlegging av landformene (Figur 12). Han oppdaget at veikimorener, sett i kontekst til assosierte terminale morener, utgjorde flere tydelige silhuetter av godt definerte halvsirkler eller tunger i terrenget, som sammen dannet kontinuerlige morenebelter (Figur 13). C. Hättestrand (1998) tolket disse som representasjoner av to østvendte ismarginposisjoner separert med 15 – 25 km, dannet i relasjon til to store re-fremrykk (*re-advances*) av isdekket.

I følge C. Hättestrand (1998) er ikke det ytterste morenebeltet (I) like kontinuerlig som det indre morenebeltet (II), men terminalmorener viser seg å være mer kontinuerlig i førstnevnte, som antyder det er godt bevart til tross for dette (Figur 13). Unntaket er den sørligste tungen hvor bare kantene står igjen og de sentrale delene av tungen mangler både terminalmorener og veikimorener, trolig pga. erosjon av en etterfølgende temperert isbre. C. Hättestrand (1998) foreslo at de sørligste tungene fra begge beltene kunne indikere utbredelsen eller grensen for tempererte isbrebevegelser fra sen weichsel.

Ismassene fulgte trolig storskala erosjonslandformer som mye mulig stammer fra tidligere istider og isdekker. Glasierte vide daler som per i dag er okkupert av innsjøer eller blitt elvedaler befinner seg langs sentrum av tungene (Figur 13). Det viser at strømningsmønsteret trolig har blitt påvirket av den regionale topografien og berggrunns morfologien, hvor isbevegelsene gikk langs større elvedaler som da dannet istunger idet ismassen nådde lavlandet (C. Hättestrand, 1998). Duoen av terminalmorener og veikimorener sør for Lainiobuen antyder flere mindre fremrykk eller forstyrrelser av ismarginen, som trolig forekom i tiden mellom de to største fremrykkene som skapte morenebelte I og II (C. Hättestrand, 1998). Tre til fire ismarginalposisjoner basert på forekomsten av landformduoen mellom Junosuando og Skaulo kan antydes i Figur 14.

Lagerbäck (1988) foreslo at en storskala brefremvelling (*surge*) i forbindelse med deglasiasjon og et regionalt stagnert isdekke kunne være tilfelle. Men i så fall ville bare et terminal morenebelte dannes ifølge C. Hättestrand (1998). I tillegg indikerer fordelingen av veikimorener en lokal stagnasjon begrenset til en 5-15 km bred sone på innsiden (vestover) av de respektive ismarginal posisjonene, hvor terminalmorener indikerer isgrenser og veikimorener representerer stagneringssoner (C. Hättestrand, 1998). C. Hättestrand (1998) anså det mest sannsynlig at veikimorenelandskapet ble dannet av to storskala re-fremrykk (*re-advance*).



Figur 14: Fordeling av veikimorener (grått areal) og randmorener (svarte linjer) mellom Junosuando og Skaulo som trolig representerer flere mindre ismarginal posisjoner og dermed forstyrrelser eller re-fremrykk (re-advance) under en generell deglasiasjon av veikimoreneisdekket (C. Hättestrand, 1998).

2.2.3.1 Høylands og lavlands veikimorener

Kartleggingen til C. Hättestrand (1998) i Figur 12 viser mindre forekomster av veikimorener i region 2 og region 5 (Figur 11). Hovedforekomster av veikimorener i region 5 befinner seg rundt Arvidsjaur og Lycksele. Ifølge Lagerbäck (1988) og C. Hättestrand (1998) er disse rester av en sørlig ekstensjon av morenebelte I og II (Figur 13), og regnes dermed som en del av lavlandet. Region 2 er betegnet som fjellfotområdet til den kaledonske fjellkjeden som går langs Norge og landegrensen mellom Norge og Sverige i nord. Mellom veikimoreneforekomstene i lavlandet og på høylandet er det en sone uten veikimorener. Morenebeltene I og II har dermed ikke nødvendigvis noen korrelasjon til veikimorene i høylandsområder (C. Hättestrand, 1998).

I tillegg viser ikke HVM (høylands-veikimorene) noen ekstinkt tunge- eller belte-morene formasjon slik som LVM (lavlands-veikimorene) gjør (Figur 12). HVM befinner seg bare i høyere terreng, oppå elveplatåer (*interfluves*), og mangler som regel kantrygger. HVM forekommer på overflater uten spor av erosjon fra tidlig weichsel og subglasiale avsetninger fra sen weichsel. Svake *flutings* overliggende HVM forekommer i noen tilfeller (C. Hättestrand, 1998). Alderen er dermed C. Hättestrand (1998) usikker på, men konkluderer med at HVM definitivt er eldre enn sen weichsel, men at muligheten for pre-weichsel alder også er der. HVM og LVM er dermed ikke nødvendigvis dannet av samme isdekke ifølge C. Hättestrand (1998).

Forutsatt at opprinnelsen for HVM og LVM er felles og at HVM inngår i definisjonen av veikimorene, så er de topografiske og morfologiske forskjellene, distansen mellom dem, samt alders-usikkerheten, nok til å skille mellom to typer veikimorener; HVM og LVM (C. Hättestrand, 1998).

2.2.3.2 Bevaring av veikimorener – et isdekke frosset fast til landskapet

Bevaringen av veikimorener virker å være tilknyttet kaldbunnsbaserte isdekker, eller en «kald bre», hvor bresålen har vært fryst fast til underlaget og dermed nærmest inaktivt i form av erosjon og avsetning (C. Hättestrand, 1998; Lagerbäck, 1988). Erosjon av den sørlige delen av morenebelte I (Figur 13), samt mangelen på veikimorener nordøst for Lainiobuen, kan være et resultat av en temperert eller varm bre, hvor temperaturen er høyere enn trykksmeltepunktet ved bresålen (C. Hättestrand, 1998). Dermed kan trolig utbredelsen av veikimorener være indikatorer på grensen mellom kalde og varme isbunnsforhold ved yngre isdekker, særlig i forhold til isdekket fra sen weichsel, hvor isskillet trolig var lokalisert over eller i nærheten av veikimorene-landskapet (C. Hättestrand, 1998).

Mesteparten av region 2 og 3 (Figur 11) viser et tidlig weichsel deglasiasjonslandskap med minimale tegn av erosjon fra sen weichsel (C. Hättestrand, 1998). På bakgrunn av dette sier C. Hättestrand (1998) at den vestlige utbredelsen av morenebeltene (Figur 12) trolig er en original utbredelse av veikimorener.

2.2.3.3 Glasiale strømningsmønstre og relasjoner til andre landformer

C. Hättestrand (1998) gir en oversikt over landformene som kan tilknyttes veikimorener både direkte og indirekte, hvor landformene som befinner seg i samme region som veikimorener (region 3) er de mest relevante. Disse inkluderer drumliner, haug-og-haler (*crag-and-tails*), eskere, ende- eller terminale morener, stripet morene (*flutes*), og spylerenner (*melt-water-channels*). Terminale morener, drumliner og eskere har allerede blitt nevnt i relasjon til veikimorener av Lagerbäck (1988), hvor terminale morener har en direkte tilknytning (morenebelter, Lainiobuen), og drumliner og eskere i forhold til orientering, krysskuttende relasjoner og dermed relative aldersbestemmelser.

Landformene fra region 3 delte C. Hättestrand (1998) inn i fire sett basert på glasiale strømningsmønstre, hvor hvert sett ble assosiert med en glasial periode (Figur 15).

Sett 1

Veikimorener og assosierte terminale morener inngår trolig i det første settet, hvor drumliner, haug-og-hale, eskere, og laterale spylerenner med en nordvest-sørøst orientering viser en isbevegelse fra nordvestlig retning (Figur 15). [Fagerlind \(1981\)](#) og [Lagerbäck og Robertsson \(1988\)](#) gjorde beskrivelser av dette settet før [C. Hättestrand \(1998\)](#) og assosierte det med tidlig weichsel og herningstadialen (MIS 5d).

Sett 2

Sett 2 består av glasiiale lineasjoner, svake *flutes* og små drumliner, med en sør-nord orientering med en tendens til avrunding mot nordøstlig retning i den nordlige delen av området hvor isbevegelsen tolkes å ha kommet sørfra illustrert i Figur 15 ([Fagerlind, 1981](#); [C. Hättestrand, 1998](#); [Lagerbäck & Robertsson, 1988](#)). Siden ingen glasifluviale landformer som eskere og spylerenner assosieres med dette settet, poengterte [C. Hättestrand \(1998\)](#) at sett 2 trolig er dannet i de mer sentrale delene av isdekket og dermed ikke i relasjon til en deglasiasjon, men heller i forhold til LGM (MIS 2) da isdekket var på sitt største.

Sett 3

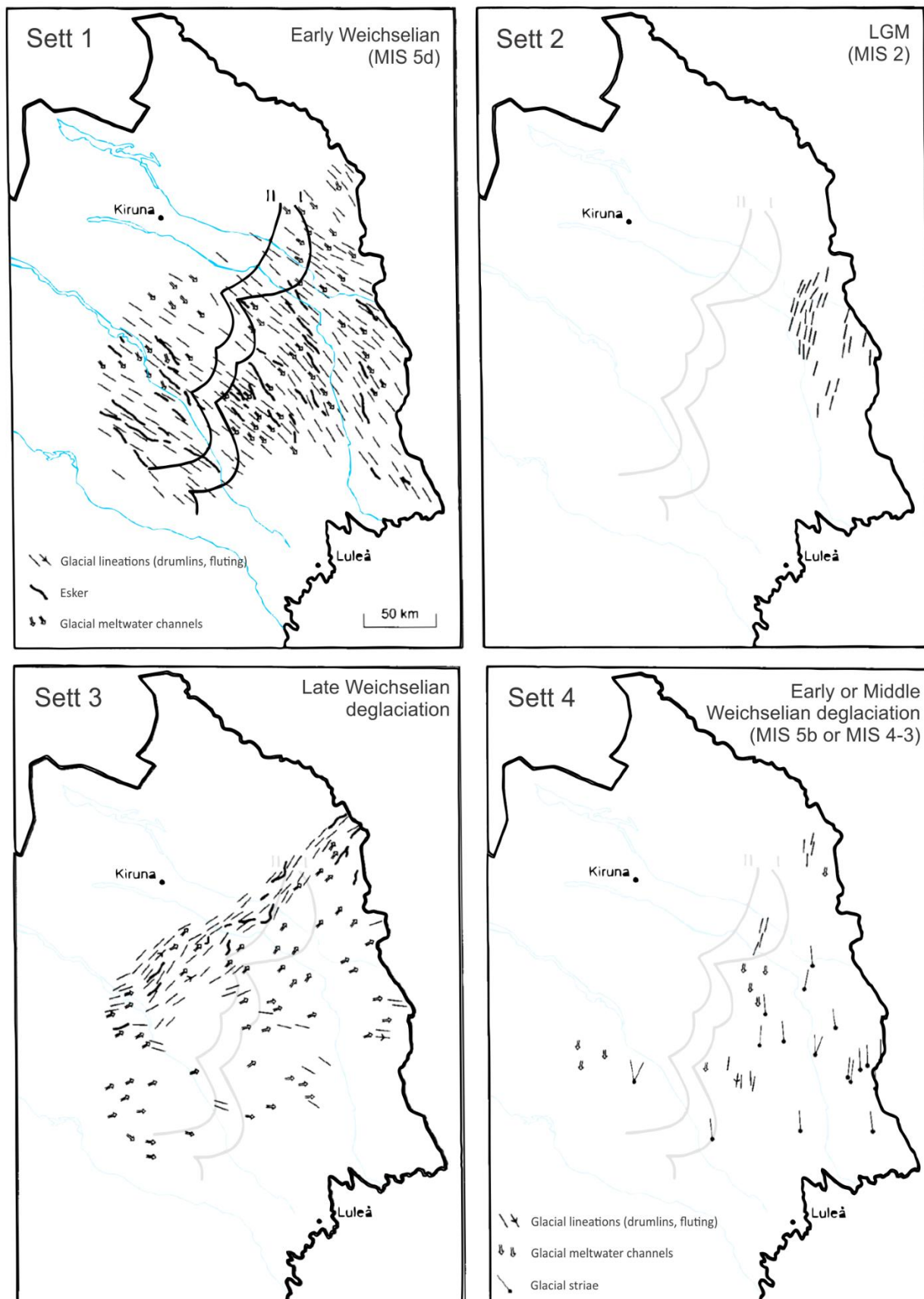
Sett 3 assosieres sterkt med deglasiasjon av isdekket fra sen weichsel og består eksklusivt av spylerenner tilknyttet deglasiasjon, samt et fåtall diskontinuerlige eskere ([C. Hättestrand, 1998](#)). Isbevegelsen virker å være utviklet i flere retninger med en østlig trend (Figur 15).

Sett 4

Sett 4 eller «sett x» som [C. Hättestrand \(1998\)](#) kalte det for, består av spylerenner og små glasiiale lineasjoner (drumliner, *flutes*, glidespor) med en strømningsbevegelse fra nordlig eller nord-nordøstlig retning (Figur 15). Smeltevannskanalene i dette settet overligger veikimorener og haug-og-hale landformene fra sett 1, og er dermed yngre ([C. Hättestrand, 1998](#)). Settet er relatert til deglasiasjonsprosessen av Rederstallisdekket (MIS 5b) av [C. Hättestrand \(1998\)](#), basert på antakelsen av at det fennoskandiske isdekket ikke undergikk en nesten fullstendig nedsmelting under midt weichsel.

***Flutes* – overkjøring av yngre isdekker**

Både [Hoppe \(1952\)](#), [Lagerbäck \(1988\)](#) og [C. Hättestrand \(1998\)](#) observerte tydelige *flutes* overliggende veikimorener.



Figur 15: Sammenfatning av C. Hättestrand (1998)'s kartlegging av landformer i region 3 som representerer 4 ulike sett/mønstre med isbevegelser i, hvor elvedaler (lyseblå linjer) og morenebeltene (I og II) er tatt med fra Figur 13. Morenebeltene passer intuitivt best inn sammen med sett 1, men ser ikke ut til å passe inn med sett 2, 3 og 4. Redigert og sammensatt basert på tre figurer fra C. Hättestrand (1998).

Flutes eller stripet morene er oppsamlinger av sedimenter i avlange strømlinjeformete rygger med orientering parallelt med isbevegelsen som skapte dem, og starter som regel ved et hinder under isen i form av store steiner, samlinger av steiner eller oppstikkende berggrunn (Bennett & Glasser, 2009).

Disse landformene har et lavt bevaringspotensiale, er dannet subglasialt av «rask» strømmende is, og indikerer dermed en fullstendig overkjøring av et yngre isdekke over et tidligere glasiert område, spesielt hvis de ligger relativt uforstyrret i terrenget (Benn & Evans, 2010). *Fluting* som forekommer i sett 4 er dermed bevis på at veikimorener har blitt overkjørt av minst et yngre isdekke (C. Hättestrand, 1998).

Aldersforskjeller på landformer innenfor sett 1

I følge Lagerbäck (1988) ble alle landformene i sett 1 (Figur 15) dannet samtidig, men C. Hättestrand (1998) mente at en observasjon av tre eskere med nordvest-sørøst orientering av tidlig weichsel alder ikke var grunnlag nok for påstanden. Spesielt siden eskere fra sett 3 også overligger veikimorener på samme måte som de fra sett 1 (Figur 15). Ved snakk om isstrømningsretning observerte C. Hättestrand (1998) at drumliner fra sett 1 ikke hadde en fullstendig parallell orientering i forhold til veikimorenebeltene, men at vinkelen mellom var litt skråstilt, spesielt mot nord ved Lainiobuen (Figur 15). Basert på overnevnte og stratigrafiske bevis konkluderte C. Hättestrand (1998) at både veikimorener og landformer i sett 1 var av tidlig weichsel alder. Men at veikimorener og landformer fra sett 1 kunne separeres innen dette tidsrommet, muligens separert av to stadialer med meget like konfigureringer (herning og rederstall).

2.3 Dannelsesprosesser og landformer

Basert på teorier og hypoteser nevnt i delkapitlet over, vil følgende delkapittel gå videre inn på dannelsesprosesser relatert til veikimorener og lignende landformer. Basert på argumenter og observasjoner fra [Hoppe \(1952\)](#), [Lagerbäck \(1988\)](#) og [C. Hättestrand \(1998\)](#) blir temaer for dette delkapitlet: ismarginale prosesser, subglasialt haugmoreneterreng, supraglasialt haugmoreneterreng, og landformer relatert til topografisk inversjon.

2.3.1 Ismarginale prosesser

Veikimorene assosieres med ismarginale prosesser ([C. Hättestrand, 1998](#); [Lagerbäck, 1988](#)). Gravitasjonsprosesser og glasifluviale prosesser dominerer, men varierer mye i forhold til mengden tilgjengelig materiale og smeltevann ([Benn & Evans, 2010](#)).

Subglasiale materialekonsentrasjoner kan forekomme ved «skvising» av materiale inn i hulrom eller sprekker under isen og danne f.eks. kjegler og bresprekkrygger (*crevasse-squeeze ridges*). Vertikal transport av materiale kan f.eks. forekomme ved materialkonsentrasjoner i supraglasiale hulrom og sprekker som utvikler seg til glasiale trakter eller skorsteiner (*moulins*) ([Nicholas Eyles, 1979](#)). Ved passive ismarginer vil gravitasjonsprosesser som skred og materialutflytninger (*debris flows*) danne *ice-contact aprons* (is-kontakt-forklær), vifter, kjegler, voller, eller diker i forhold til mengde materialtilførsel ([Benn & Evans, 2010](#)). Materialdekte ismarginer har høyest materialtilførsel og kan dermed bygge opp store *ice-contact aprons* eller randmorener rundt isbretungen(e). Hvis iskontaktavsetninger (dumppmorener, is-kontakt-forklær, randmorener) blir store nok kan de sperre inne isen og vann, og dermed utvikle supraglasiale innsjøer og bredemte sjøer ([Benn & Evans, 2010](#); [Benn, Kirkbride, Owen & Brazier, 2003](#)).

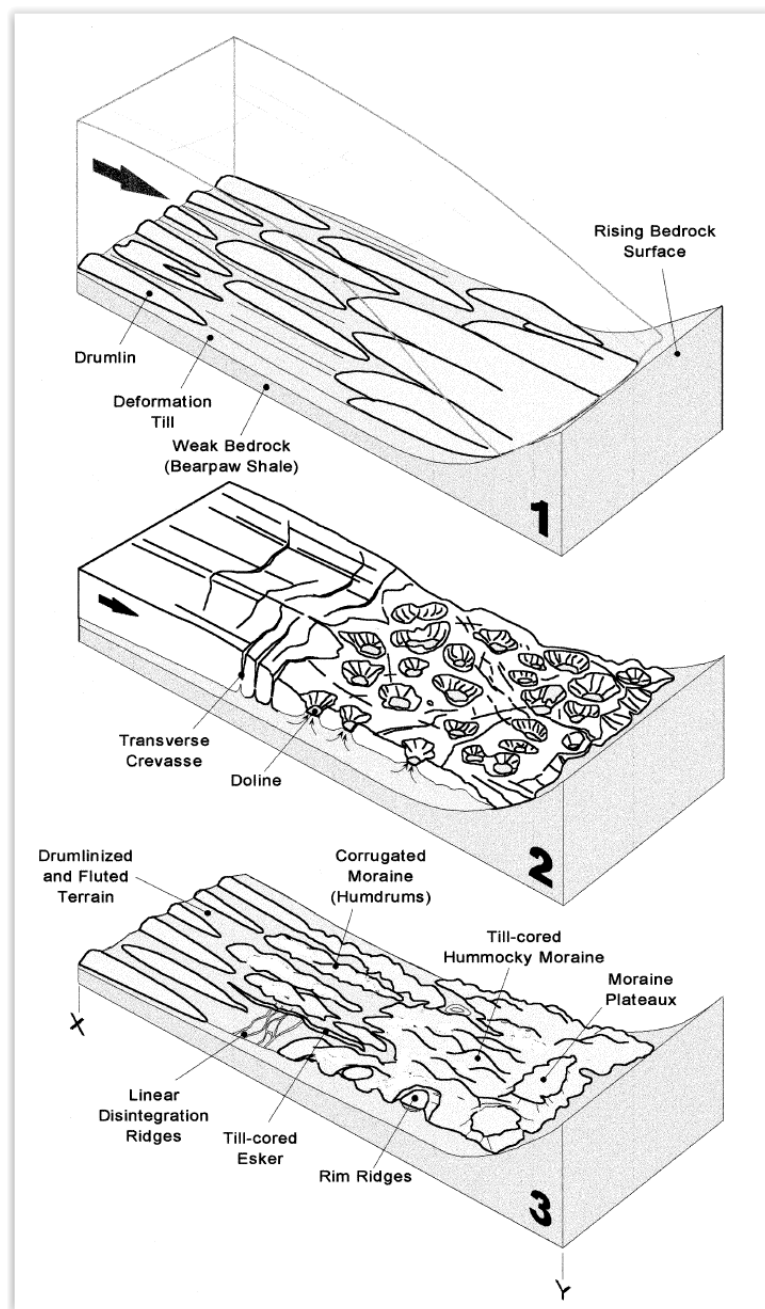
Nedsmeltingsprosesser som danner haugmorene assosieres med kontrollerte morener, hvor nedgravd is utgjør en kontrollerende faktor for landskapsutviklingen ([Benn & Evans, 2010](#)). Kontrollerte morener omhandler flere landformtyper hvor fellesfaktoren er en tydelig transvers og lineær orientering i forhold til isretningen som kan danne et mønster i landskapet ([Benn & Evans, 2010](#)). Ved ismarginer er det gunstige forhold for supraglasial sedimentasjon via smeltevannsstrømmer som vil begrave is og dermed danne kontrollerte morener ([Benn & Evans, 2010](#); [Evans & Twigg, 2002](#)). Enkeltstående veikimorener viser ikke nødvendigvis en tilsynelatende lineær orientering, men hele veikimorene-landskapet danner bueformete morenebelter i terrenget (Kap. 2.2.3). Det er forskjellige meninger om morenebelter relatert til ismarginale dannes subglasialt eller supraglasialt.

Veikimorener nevnes i sammenheng med uttrykket haugmorene (*hummocky moraine*), et bredt uttrykk som beskriver en haugete, irregulær, morenebestående topografi av landformer med variert opphav og grad av orden. Uttrykket omhandler oftest dannelsen av haugmorenelandskap i relasjon til nedsmelting av materialedekket isbreer eller isdekker (Benn & Evans, 2010).

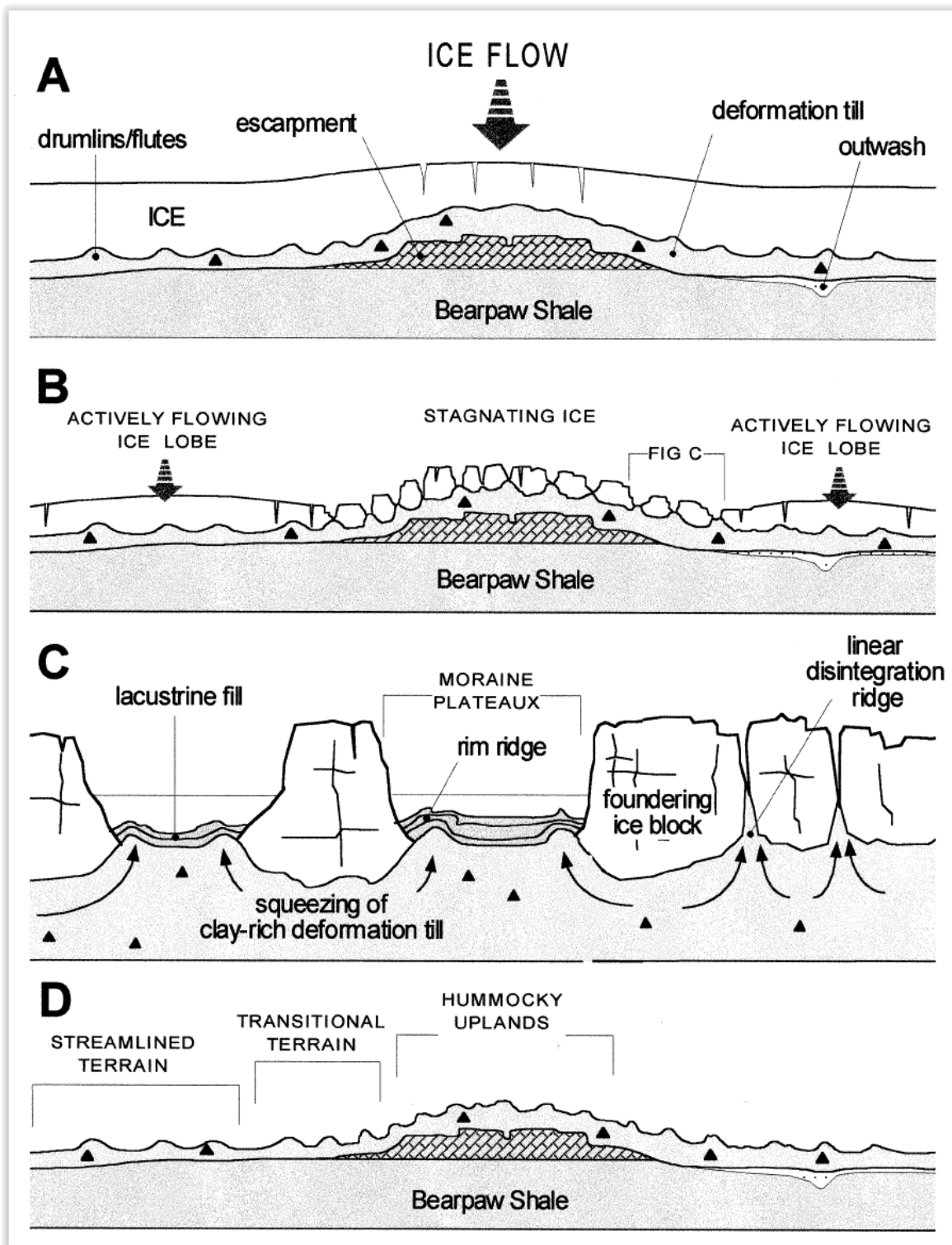
2.3.2 Subglasialt haugmoreneterreng

Hoppe (1952) sin teori om subglasialt haugmoreneterreng (Kap. 2.2.1) ble utviklet videre av N. Eyles et al. (1999). En subglasial deformasjonsmodell som inneholder to faser (Figur 16); 1) subglasialt materiale omdannes til *flutes* og drumliner av aktiv is, 2) haugmorener dannes ved pressing av morenemateriale opp mellom isblokker under en stagnert ismargin. Modellen viser en kontinuerlig landskapsutvikling (sonering) av landformer fra ismargin til sentrale deler av isdekket (Figur 16, 3). Haugmorener, kamer og moreneplataer forekommer ved ismarginen, humdrums i overgangssonen, mens drumliner og *flutes* forekommer i de sentrale delene av isdekket (Benn & Evans, 2010).

Dannelsen av landformene fra Figur 16 er illustrert i Figur 17.



Figur 16: Subglasial ismargin modell for dannelse av haugmorener ved glasiering etterfulgt av deglasiasjon av et bløtsediment terreng av N. Eyles et al. (1999).



Figur 17: Detaljert hendelsesforløp for den subglasiale ispressemodellen på bløtsedimentterreng av N. Eyles, Boyce og Barendregt (1999), basert på observasjoner fra en kanadisk typelokalitet.

2.3.3 Supraglasialt haugmoreneterreng

Lagerbäck (1988) foreslår at veikimorene-landskapet er dannet i et passivt supraglasialt miljø (Kap. 2.2.2).

2.3.3.1 Passivt og aktivt supraglasialt miljø

Supraglasiale miljøer deles inn i to hovedgrupper av Brodzikowski og Van Loon (1990) relatert til aktive og passive isforhold (Figur 18).

Aktivt supraglasialt miljø (Figur 18) relateres til varme eller tempererte breer (*warm based*) og lavt bevaringspotensiale av landformer pga. isbevegelser som bearbeider og transporterer supraglasialt materiale (Brodzikowski & Van Loon, 1990).

Passivt supraglasialt miljø relateres til kalde breer (*cold based*) og stillestående is (dødis) (Brodzikowski & Van Loon, 1990). Bevaringspotensiale er størst i tilfeller hvor nedsmelting går sakte og isoverflaten har en liten helning mot senter av ismassen, noe som forebygger dannelsen av spylerenner (breelver) og dermed transport av materiale bort fra isoverflaten (Figur 18). Breelver kan gå i flere ulike retninger og har stor innvirkning på et passivt supraglasialt miljø. Ved deglasiasjon dannes et dødislandskap (Figur 18). Sakte nedsmelting og isoverflategradient mot senter av ismassen var trolig ofte tilfellet for lavlandsområder under pleistocen (Brodzikowski & Van Loon, 1984, 1990).

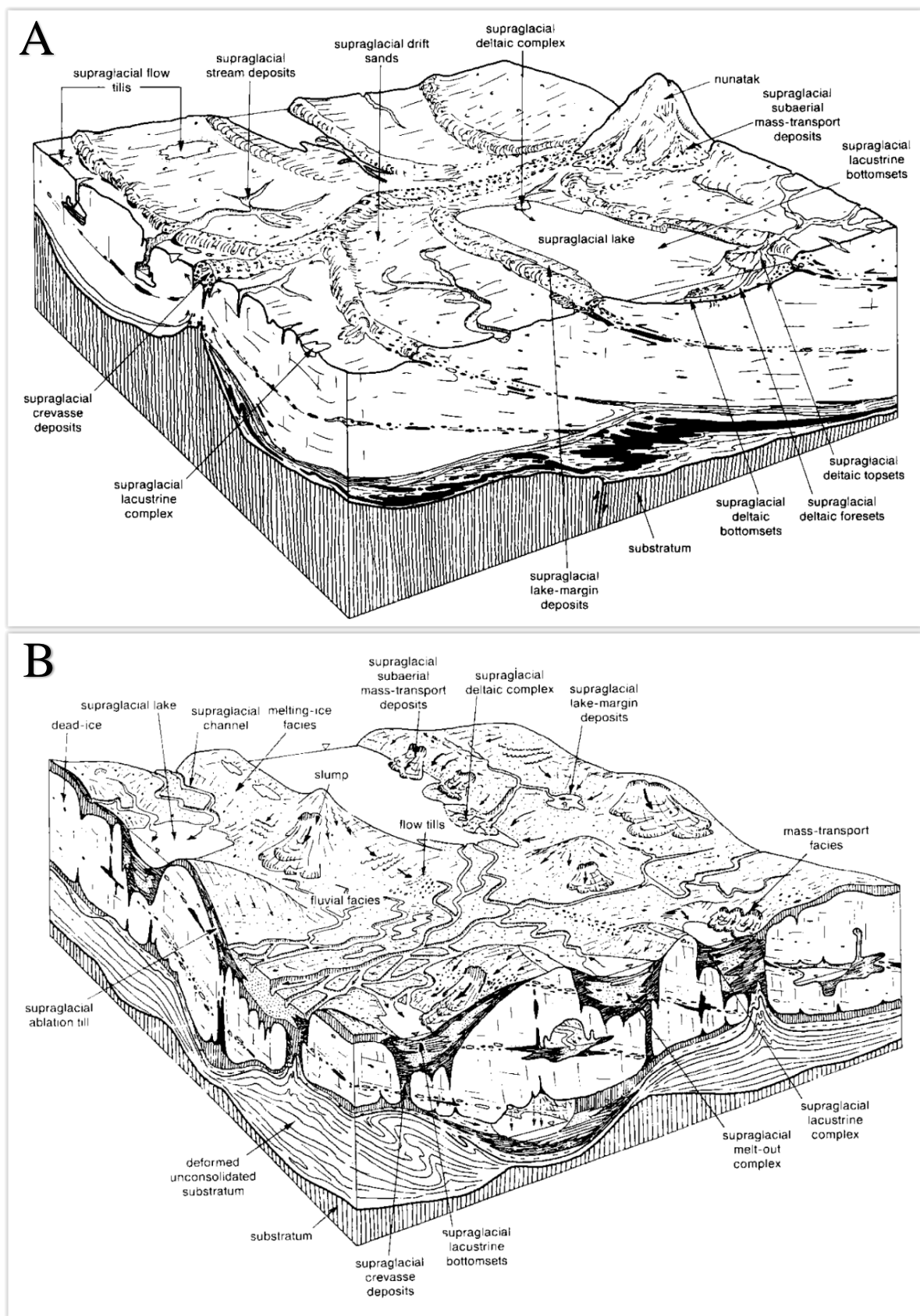
Supraglasiale innsjøer danner både passive og aktive supraglasiale forhold, men et passivt miljø virker gunstig i forhold til dannelsen og preservering av veikimorene og morenebelter. Overgang fra aktivt til passivt supraglasialt miljø er ikke å utelukke da dette er prinsippet for teorien i Kap. 2.3.2.

2.3.3.2 Supraglasiale innsjøer

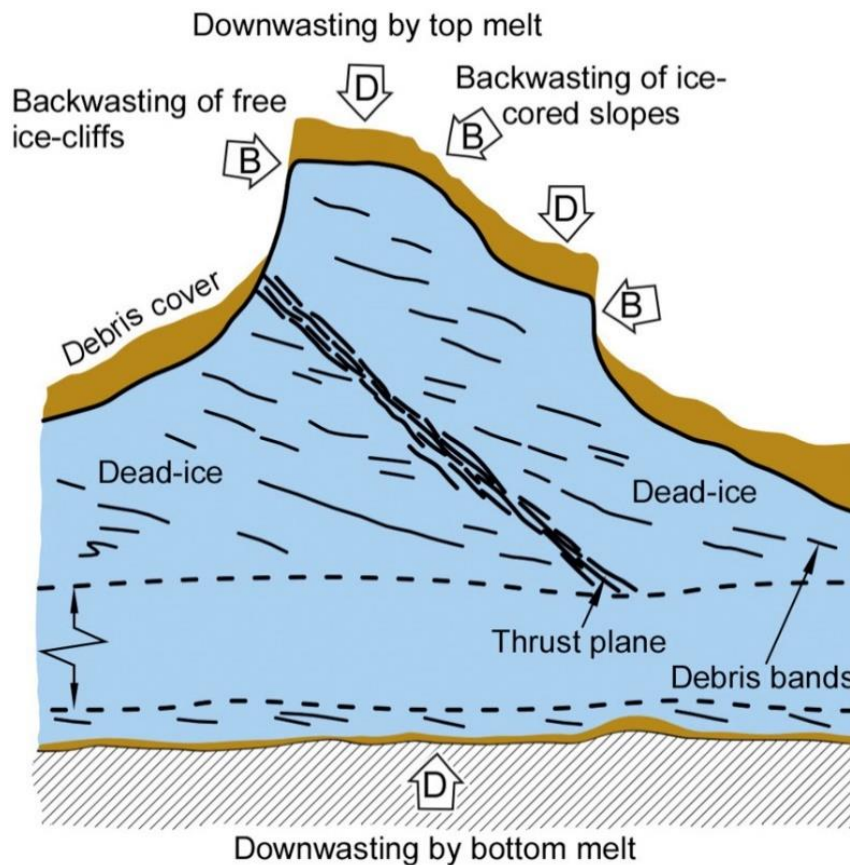
Innesperring av vann mellom avsetninger, lokal topografi, ismarginal, eller av dal- og fjordvegger resulterer i utviklingen av supraglasiale innsjøer (Benn & Evans, 2010).

Supraglasiale innsjøer kan relativt raskt fylles opp med breelvmateriale, lakustrine avsetninger, og massebevegelsesmorene eller diamikter (*flow-till/flow-diamiktons*) (Nicholas Eyles, Clark & Clague, 1987). Innsjøinnfyllinger vil fremstå som positive landformer (platåer) i landskapet ved endt deglasiasjon.

Isvegginnsjøer og bredemt sjø eller isdemt sjø (*ice-dammed lake, glacier lake*) er to relativt like typer supraglasiale innsjøtyper. Siden miljøet er likt, kan observasjoner dem imellom relateres med hverandre.



Figur 18: Supraglasialt miljø: A) Illustrerer et aktivt glasialt miljø, B) Illustrerer et modernt passivt miljø, modifisert av Brodzikowski og Van Loon (1990) originalt fra Brodzikowski og Van Loon (1987).



Figur 19: Smelteprosesser av død is (Schomacker & Benediktsson, 2018, modifisert etter Kjær, K.H., Krüger, J., 2001 og Schomacker, A., 2008).

D = vertikal smelting, downwasting.

B = lateral smelting, backwasting.

I permafrostområder forekommer ikke bunnsmelting.

Nord-Amerika

Sedimentologiske eksempler fra Nord-Amerika (f.eks. Nicholas Eyles et al., 1987) viser at den dominante kornstørrelsen i supraglasiale innsjøavsetninger varierer med distanse fra sediment *influx*-punktet. Dette fører til en vertikal forfiningssekvens, fra stratifisert diamikt til rytmiske laminerte/lagdelte sedimenter, noe som reflekterer en kontinuerlig tilbaketrekking av isen fra bassenget underveis (Benn & Evans, 2010).

I proksimale glasilakustrine avsetningsmiljøer er prosesser relatert til kutt- og innfyllingssekvenser meget vanlige, noe som indikerer undervannsviftedannelse og migrasjon, massestrømmer, og delta-progradasjon (Figur 18) (Benn & Evans, 2010). Supraglasiale innsjø-innfyllinger dominert av myksediment-deformasjon og vannrømningsstrukturer forårsaket av kontinuerlig utsmelting av underliggende is (*downwasting*) og isvegger (*backwasting*), kjennetegner supraglasiale lakustrine sedimentasjonsmiljøer (Benn &

Evans, 2010). Smelteprosesser relatert til dødis (Figur 19) er altså viktig for utvikling av supraglasiale innsjøer.

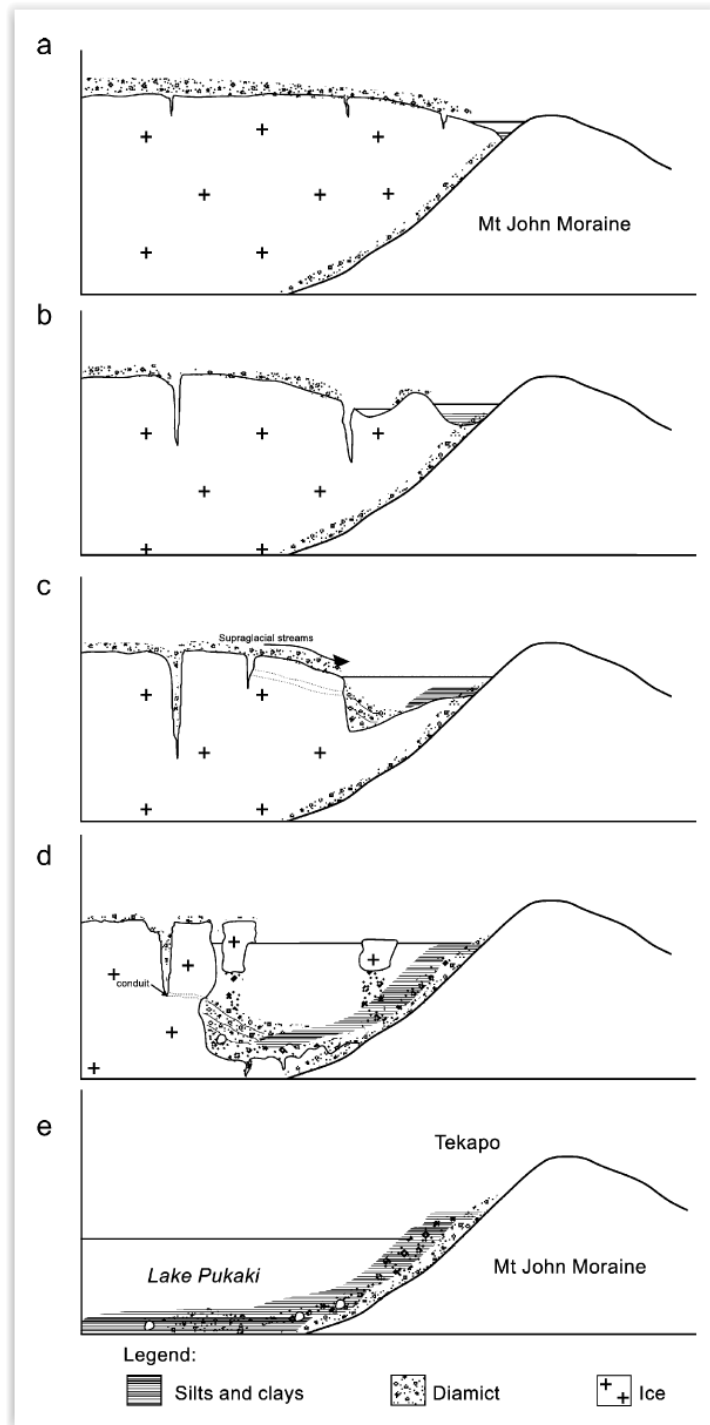
Canada

Morfologiske eksempler fra Canada (f.eks. Nicholas Eyles et al., 2003) viser at der supraglasiale innsjø-innfyllinger dannes langs tilbaketrekkelige ismarginer dannes det belter i terrenget (Benn & Evans, 2010), noe som minner om Lainiobuen (Kap. 2.2.3). Når innsjøene er aktive kan de kjennes igjen som vannfylte depresjoner (Benn & Evans, 2010; Nicholas Eyles et al., 2003).

New Zealand

Mager og Fitzsimons (2007) viser et eksempel fra New Zealand hvor supraglasiale innsjøer utviklet seg langs ismarginen etter hvert som Tasman-breen trakk seg tilbake i et område med høye erosjonsrater (Figur 20). Et brefremvelling (*glacial surge*) dannet randmorene hvor vannet ble fanget mellom isen og Mt John Moraine (a).

Supraglasiale dammer (evt. små isvegginnsjøer) utviklet seg etter hvert til supraglasiale innsjøer som raskt fyltes opp av sedimenter (b - c). Videre utvidelse av innsjø(ene) ved kalving og *backwasting* resulterte i en proglasial isdemt sjø, Lake Pukaki (d - e).



Figur 20: Dannelsen av Lake Pukaki pga. deglasiasjon av Tasman (den største isbreen i New Zealand (Mager & Fitzsimons, 2007). Supraglasiale dammer utvidet til supragrasiale innsjøer som utvidet seg til Lake Pukaki pga. innesperret vann mellom ismargin og Mt John Moraine.

Lake Emmy

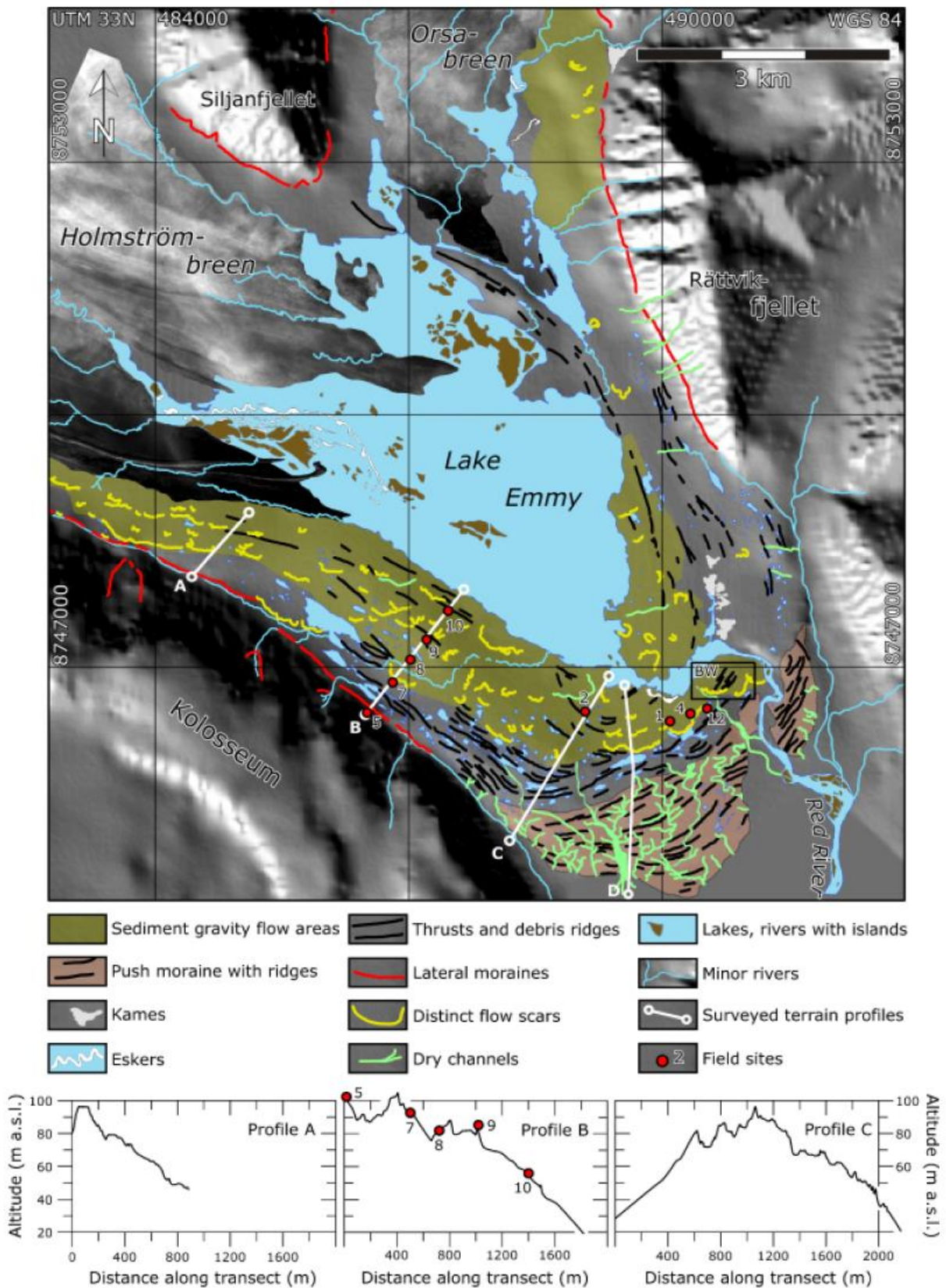
Benn og Evans (2010, s. 503) skriver at *kettle holes* kan utvikle seg til *ice-walled-lake plains* og henviser til Schomacker og Kjær (2008) som et eksempel. Men *Kettle holes* dannes av nedgravde isblokker hvor miljøet er dominert av materiale, mens ssvegginnsjøer dannes hvor miljøet domineres av is. Det anses dermed lite sannsynlig at *kettle holes* kan utvikle seg til isvegginnsjøletter. *Kettle holes* i overnevnte sammenheng har altså trolig en annen betydning enn grytehull eller dødisgroper (Sigmond, Bryhni & Jorde, 2013, s. 137).

Schomacker og Kjær (2008) omhandler et moderne dødisterrang dominert av kontrollert morene (*controlled moraines*) og en aktiv bredemt og isvegget innsjø kalt Lake Emmy (Figur 21). I ytre *forefield* av Holmströmbreen opptrer kamer (breelvmateriale-plata) som trolig ble dannet/avsatt i mindre supraglasiale innsjøer da vannstanden var høyere (Figur 21). Pga. dødis-smelting (*backwasting* og *downwasting*) er det utviklet et landskap av isvegginnsjøer og bredemte innsjøer (Figur 21). Schomacker og Kjær (2008) konkluderte med at dødis smelter til tross for tilstedeværelse av permafrost hvor massebevegelser sørger for at materialdekket ikke bygges opp i tykkelse.

Nedsmelting av dødis forårsaker eksponentiell utvidelse av Lake Emmy. Lake Emmy og Lake Pukaki antyder en dynamisk utvikling og utbredelse av glasiale sjøer. Angående Lake Emmy og Holmströmbreen var avsetningsmiljøet trolig gunstig for dannelse av kamer og dødisgroper i første fase etter brefremvelling hvor miljøet var dominert av materiale pga. brefremvellingen. Et miljø som fremmet isvegginnsjøer og bredemte innsjø(er) overtok ved et senere deglasiasjons-stadium hvor det ismarginale miljøet var dominert av ismasser sammenlignet med mengde materiale (Kap. 2.3.3.1).

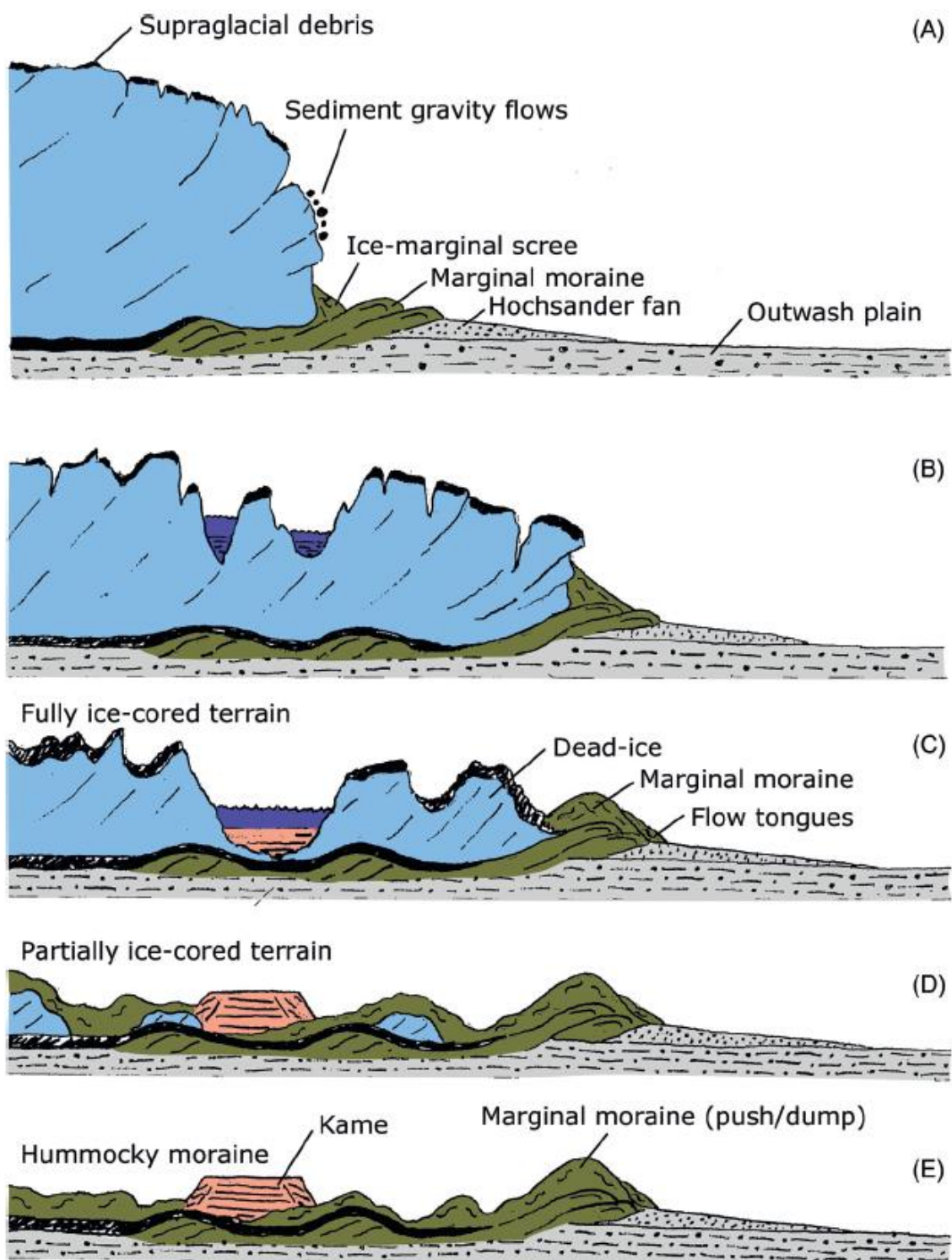
2.3.4 Supraglasiale Landformer - Topografisk inversjon

Supraglasial dannelse av haugmorener anses som en suksessiv utvikling gjennom (ofte flere) topografiske inversjonsfaser ved *downwasting* og *backwasting* av dødis (Benn & Evans, 2010). Innesluttet ismasse utsettes for økende smelting ettersom materiale transporteres og re-sedimenteres av englasiale og supraglasiale dreneringssystemer og massebevegelser (Gustavson & Boothroyd, 1987). Forsenkninger erstattes med tidligere topografiske høyder og motsatt ettersom nedsmeltingen når siste fase (Figur 22). Haugmorenetopografi gjenstående etter nedsmelting av ismasser er et resultat av omfattende bearbeiding av supraglasialt materiale (Benn & Evans, 2010).



Figur 21: Kartlegging av landformer ved Lake Emmy og Holmströmbreen (Schomacker & Kjær, 2008, Fig. 2) - et ismarginalt passivt supraglasielt terreng i en ung til moden dødisfase på Spitsbergen, Svalbard.

Merk randmorene (push-moraine), kamer, dødisgroper, massestrømming, breelver, eskers, supraglasielle innsjøer, og platåer sentralt og mot Holmströmbreen i Lake Emmy.

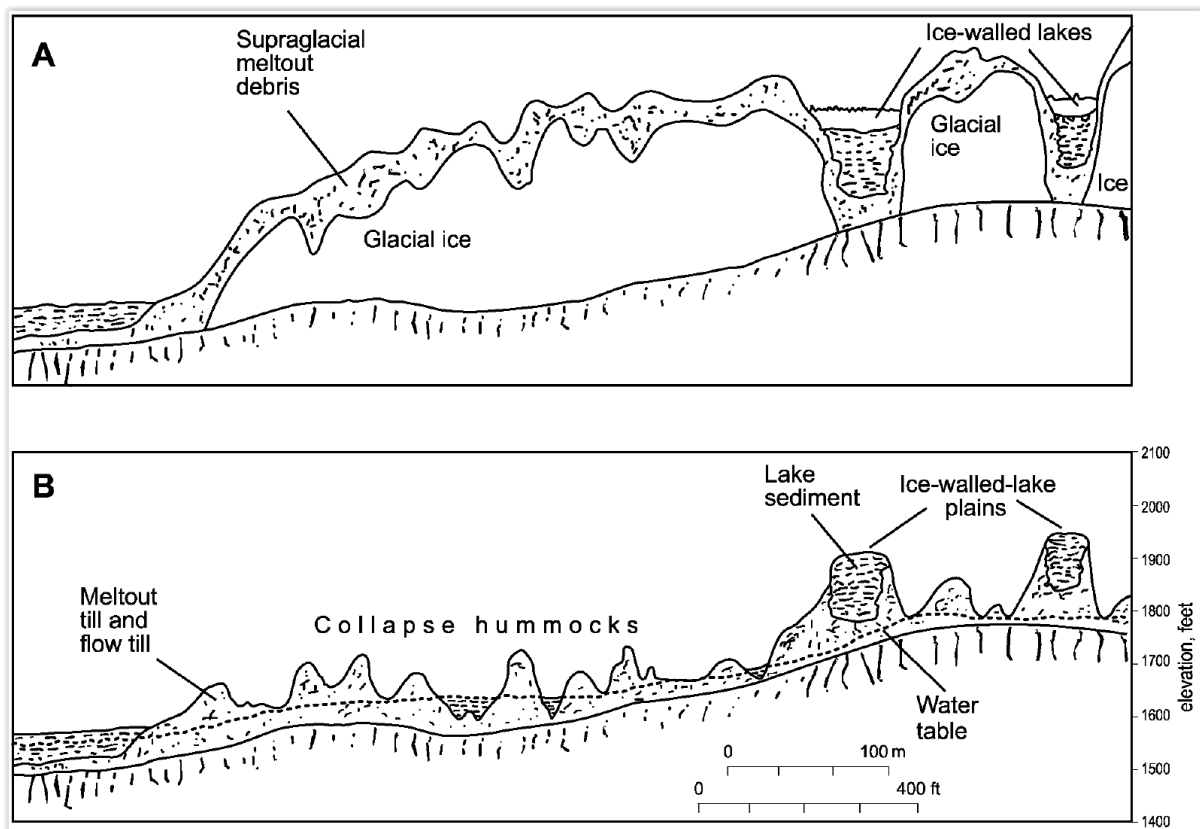


Figur 22: Ismarginalt supraglasial landskapsformasjon (A - E) (Schomacker & Benediktsson, 2018, etter Krüger, J., Kjær, K.H., Schomacker, A., 2010, som sitert i Schomacker & Benediktson, 2018).

A) Aktivt supraglasialt miljø. Fremrykk (re-advance) eller brefremvelling (surge) og dannelse av randmorene. B) Passivt supraglasialt miljø. Ung dødisfase. Omfattende backwasting. Dannelse av supraglasiale innsjøer. C) Moden dødisfase. Sinkholes, bratte isskråninger, dødishauger. D) Gammel dødisfase. Kontrollert morene. E) Dødislandskap dominert av glasiale, glasilakustrine og glasifluviale landformer.

2.3.4.1 Morenebelter

Undersøkelser fra nordlige Canada (Dyke & Evans, 2003) og nordlige USA (Attig et al., 1989; Clayton et al., 2001) beskriver en variert topografi påvirket av permafrost og kontrollerte morener i lavlandsområder. Benn og Evans (2010) mener at overnevnte lokaliteter beviser at haugmorener som utgjør morenebelter i terrenget dannes som et resultat av utvikling og nedsmelting av kontrollerte morener, hvor kontrollerte morener ble dannet trinnvis og sammenhengende pga. kalde tilbaketrekkelige istunger (ismarginer) i permafrostområder (Figur 23).



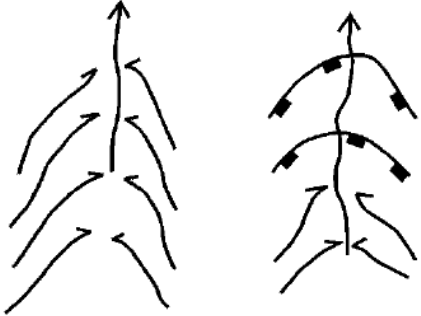
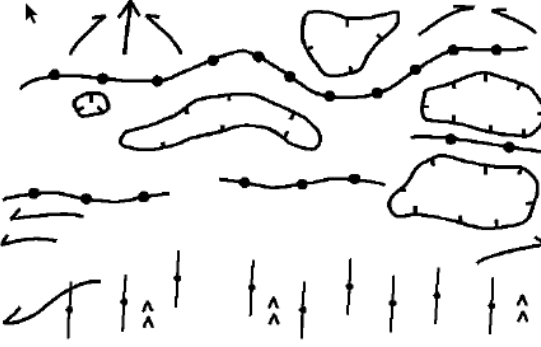
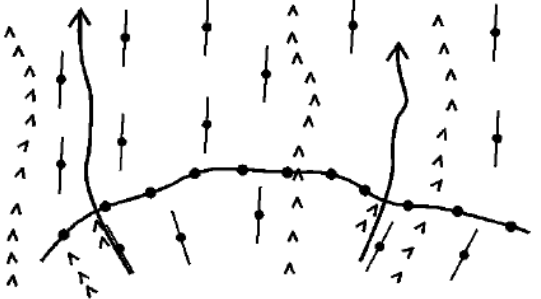
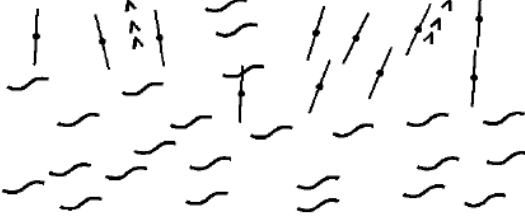

Figur 23: Supraglasiar haugmorenedannelse og isvegginnsjødannelse ved tilbaketrekkelige istunger i et permafrostområde relatert til kontrollerte morener (Clayton, Attig & Mickelson, 2001).

A) Tidlig postglasialt landskap med isvegginnsjøer og kontrollerte (iskjerne) morener.

B) Dagens situasjon i vestlige Harrison Hills i nordlige Wisconsin. Stiplet linje viser grunnvannsnivået. Isvegginnsjøletter (ice-walled-lake plains) minner om veikimorener (Kap. 2.2).

Sonering av landformer

Dannelsen av landformer (haugmorener, drumliner, spylerenner) ble assosiert med et soneringsmønster relatert til dynamikken av permafrost i nordlige USA av Attig et al. (1989) og Clayton et al. (2001) (Figur 24), og av Dyke og Evans (2003) i Canada (Figur 25).

	<p>Lateral and proglacial meltwater channels, ice-thrust moraines; retreating ice is extensively cold based.</p>	Cold based
	<p>Large, kettled end moraines and associated lateral and proglacial meltwater channels formed broad belts of ice-cored terrain where cold-based ice fringed warm-based ice, forming drumlins.</p>	
	<p>Regional drumlins, fluting and esker fields formed where retreating marginal zone was warm based; simple end moraines formed by readvances.</p>	Cold based
	<p>Rogen moraines formed along receding boundary of sliding (distal) and non-sliding ice, remoulded into drumlins in warm-based zone.</p>	
	<p>Unpatterned drift</p>	

Figur 25: Eksempel fra Nord-Canada på sonering av landformer relatert til vekslende termodynamisk regime i kontakt med permafrost områder (Dyke & Evans, 2003).

Hvilke landformer som dannes, dominerende sedimentære prosesser, sedimentær fordeling relativt til isdekket (sub-, en-, supra- glasialt), og mengden materiale tilgjengelig ved istunger

(ismarginal) påvirkes av det termodynamiske regimet til isdekket (kaldbasis eller varmbasis is) (Benn & Evans, 2010; Clayton et al., 2001). Permafrost påvirker temperaturregimet til isdekker/isbreer og kan trigge vekslinger mellom kalde breer og varme breer (Attig et al., 1989; Clayton et al., 2001; Dyke & Evans, 2003). Tilbaketrekkende istunger undergår ofte et skifte fra varme subglasiale forhold (varm isbre) til kalde subglasiale forhold (kald isbre) ved kontakt med permafrost (Benn & Evans, 2010; Clayton et al., 2001). Dette forårsaker sonering av landformer hvor haugmorener oftest forekommer i overgangssonen (Figur 24, Figur 25). Haugmorenebelter eller veikimorenebelter kan altså indikere tilstedeværelse av permafrost og overgang fra kaldt til varmt termoregime av isdekket. Dermed kan veikimorenebeltene (Kap. 2.2.3) være en østlig grense for tempererte isbunnsforhold under tidlig eller midt weichsel (Kap. 2.1.3).

Landformer dannet av kontrollert morene

Ifølge Benn og Evans (2010) kan lineariteten som kjennetegner kontrollerte morener etter nedsmelting av intern og omkringliggende is bare antydes fra et fugleperspektiv. Ved bruk av f.eks. høydemodeller eller ortofoto kan lineariteten identifiseres i form av haugmorener eller isvegginnsjøletter som utgjør storskala bueformede morenebelter (Benn & Evans, 2010), slik som veikimorenebeltene (Figur 13).

Kontrollerte morener i permafrostområder eller nylige deglasierte områder vil ofte fremdeles være iskjernet etter avsetning. Dermed vil lineariteten være tydeligere sammenlignet med områder uten permafrost hvor innesluttet eller omkringliggende is smelter relativt raskt (Benn & Evans, 2010). Etter hvert som permafrost avhører, kan innesluttet ismasse smelte og danne ulike landformer (haugmorene, dødisgroper, kamer, isvegginnsjøletter) i dødislandskapet.

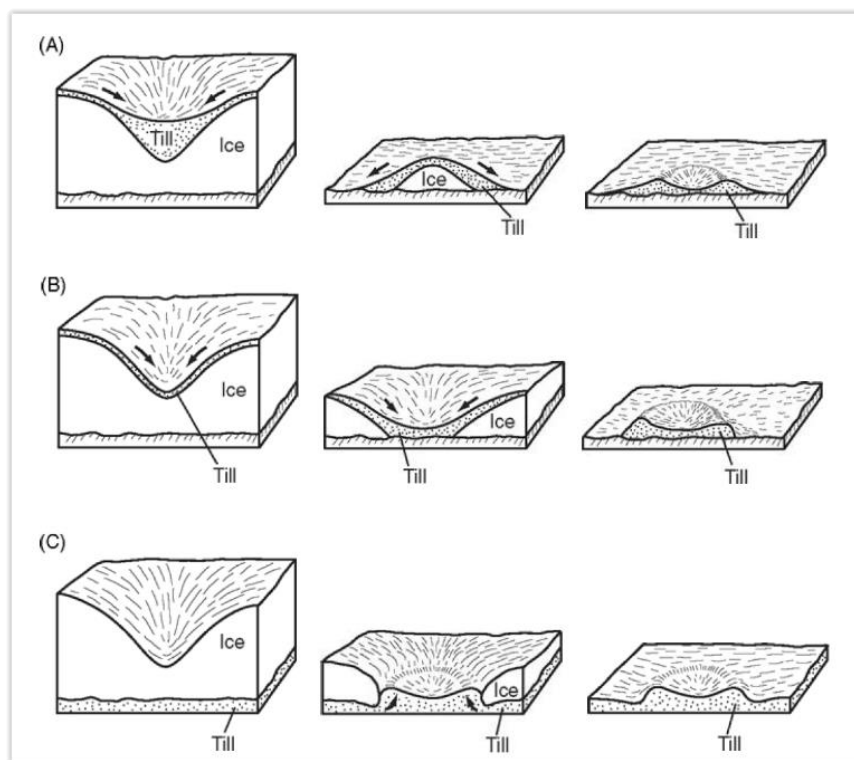
2.3.4.2 Sirkulære moreneformer (SMF)

Sirkulære moreneformer (*circular moraine features*, forkortes til SMF) er en haugmorenetype som kan minne om veikimorener. Avsetningene beskrives morfologisk som kantrygger (*rim ridges*), smultringer (*doughnuts*) eller ringformer (*ring forms*) (Benn & Evans, 2010; Johnson & Clayton, 2003; Parizek, 1969).

Johnson og Clayton (2003) tolker haugmorenelandskap først og fremst som supraglasiale avsetninger, men utelukker ikke muligheten for subglasial påvirkning eller dannelse. Det ble også foreslått tre dannelsesforløp for SMF (ringformer) (Figur 26). I noen tilfeller inneholder SMF lakustrine avsetninger og kan relateres til periglasiale (ismarginale) områder og prosesser (Johnson & Clayton, 2003).

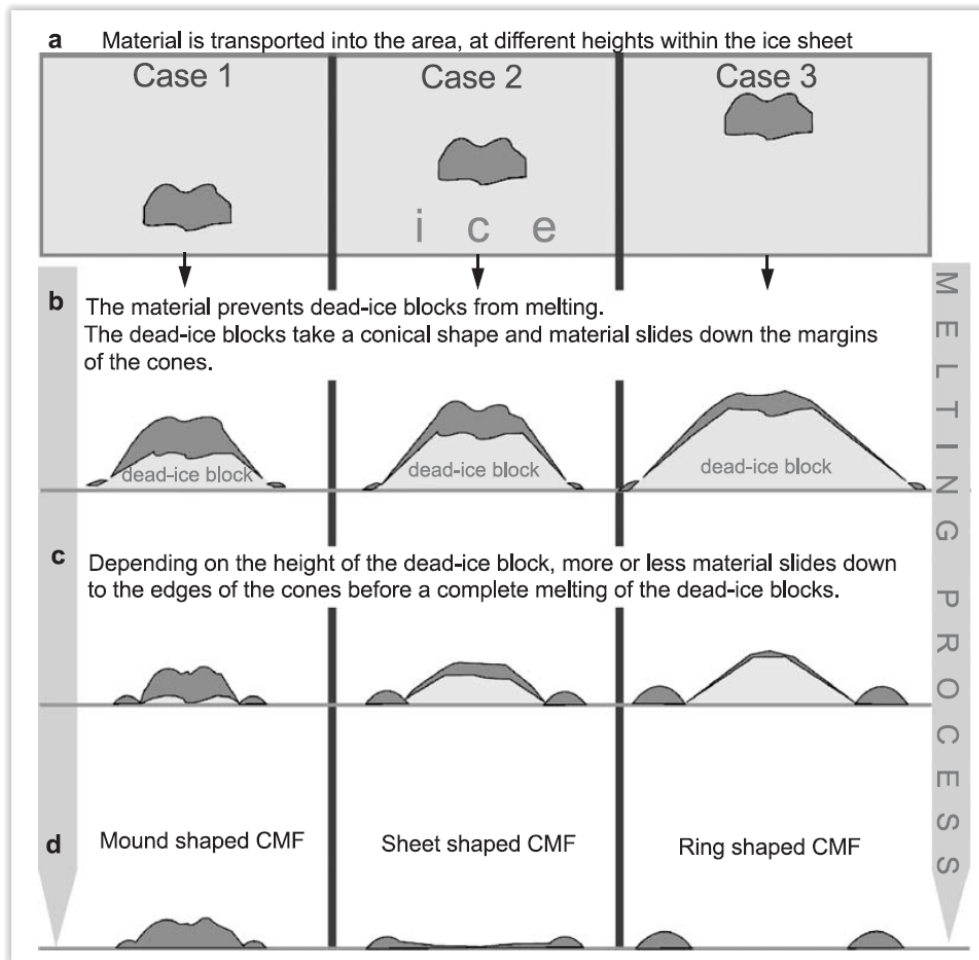
Basert på en høylandslokalitet i Finnmark foreslo [Ebert og Kleman \(2004\)](#) en englasial teori. SMF ble klassifisert som ringer, hauger eller flak basert på plassering av materialet i forhold til isoverflaten ved tidspunktet nedsmeltingen startet (Figur 27). Dannelsen av SFM ble relatert til englasiale materialkonsentrasjoner i overgangssoner mellom kald- og temperert isbunn, eller hvor kalde og tempererte isbunnforhold skjedde samstundes. Dette skjer f.eks. når varme dal- eller fjordisbreer tvinges over høylandsflater hvor det originalt var kalde bunnforhold ([Benn & Evans, 2010](#); [Ebert & Kleman, 2004](#)).

SMF har enten ett eller ingen sett kantrygger og kan relateres til puljumorene (Figur 28). [Lagerbäck \(1988\)](#) og [C. Hättestrand \(1998\)](#) tolket puljumorene som en mindre versjon av veikimorene og dermed som en nordlig ekstensjon av veikimorener.



Figur 26: Dannelsesforløp av SMF.

(A) Supraglacial dannelse ved isolert is (kontrollert morene), (B) Supraglacial dannelse ved innfylling av synkehull eller vertikale sjakter i isen (moulins), (C) Subglasial skvis dannelse. Figur av [Johnson og Clayton \(2003\)](#).



Figur 27: Englasial dannelse av SMF ifølge Ebert og Kleman (2004).

Morfologien til SMF-landformene som dannes avhenger av den interne posisjonen til materialet i forhold til isoverflaten.



Figur 28: Bilde av puljumorene tatt av Lagerbäck (1988) lokalisert ca. 100 km nord for Kiruna.

Landformen er ca. 100 m i diameter, og morfologien kan ligne SMF-beskrivelsene av Ebert og Kleman (2004) og Johnson og Clayton (2003), spesielt ringform eller flak SMF-typen (Figur 27).

2.3.4.3 Kame og grytehulltopografi

Grytehull eller dødisgroper (*kettle holes*) dannes når isblokker begravnes av sedimenter og isoleres i et supraglasialt dødisterreng. Når isblokker smelter dannes fordypninger i landskapet (Benn & Evans, 2010). Hvis dødisgroper fylles med vann kalles de for grytehullinnsjøer (*kettle lakes*).

Disse landformene dannes altså også av en topografisk inversjonsprosess, men i motsatt karakter av supraglasiale innsjøer og moreneplatåer. Hvis isblokker blir begravd og isolert over et større areal vil landsystemet som formes ved nedsmelting være kame og grytehull topografi (*kame and kettlehole topography*) (Benn & Evans, 2010), - hvor kamer i den sammenheng betegnes som området omkring grytehullene representativt av positive topografiske levninger ifølge Benn og Evans (2010). Kamer kan også være en betegnelse på hauger dannet ved avsetning av breelvmateriale i f.eks. glasiale innsjøer.

Kame and kettlehole topography kan minne om veikimorene-landskapet, men dannes hvor det er relativt store mengder sedimenter sammenlignet med mengde ismasser.

2.3.4.4 Isvegginnsjøer og isvegginnsjøletter

Ablasjon og smelting av kontrollerte morener før og etter avsetning kan føre til forstyrrelser og bevegelser av sedimentene (Benn & Evans, 2010). Deformasjon av sedimenter kan videre føre til mer intens smelting av stagnert is, spesielt i en supraglasial innsjø. Det kan skje i form av sedimentmettede understrømmer i innsjøen (Chikita, Jha & Yamada, 2001). Dynamisk utvikling og utvidelse av supraglasiale innsjøer over tid kan dermed forventes (Benn & Evans, 2010; Schomacker & Kjær, 2008). Ablasjon og smelting av kontrollert morene kan føre til deformasjon av sedimenter. Slike forstyrrelser og bevegelser av løsmasse kan resultere i økt smeltrate av stagnert is. Lateral smelting, backwasting, av isvegger i supraglasiale lakustrine miljøer kan sådan føre til lateral utvidelse av innsjøer

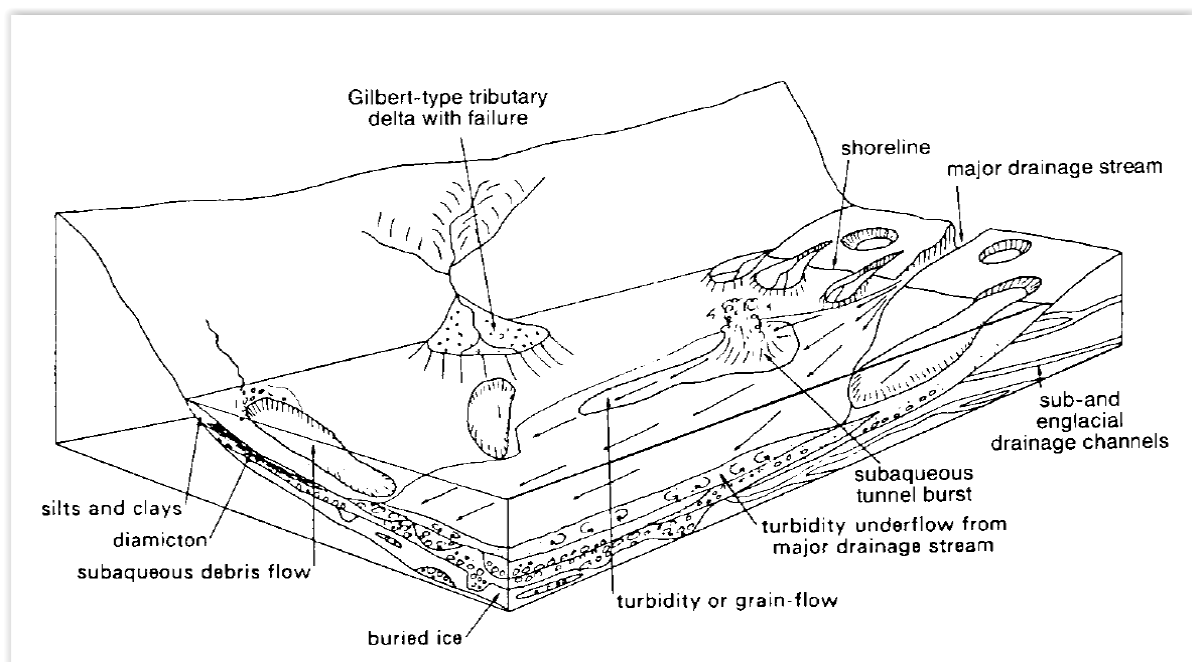
I et deglasiert dødisterreng fremstår landformer som irregulære sirkelformete platåer som inneholder rytmisk lagdelte finkornete sedimenter samt iskontaktdeltaer (Clayton et al., 2008). I tillegg ser de ut til å være beslektet med andre supraglasiale landformer som f.eks. SMF og haugmorenelandskap generelt (Johnson & Clayton, 2003).

Johnson og Clayton (2003) sammenlignet isvegginnsjøletter fra New Zealand, Nord-Amerika, Danmark, og Sverige for å klassifisere dimensjoner til isvegginnsjøletter.

Resultatet var et areal på 0,1 - 30 km² av landformene, et relieff på 2 - 60 m, og opp til 50 m tykkelse av lakustrine avsetninger (Benn & Evans, 2010).

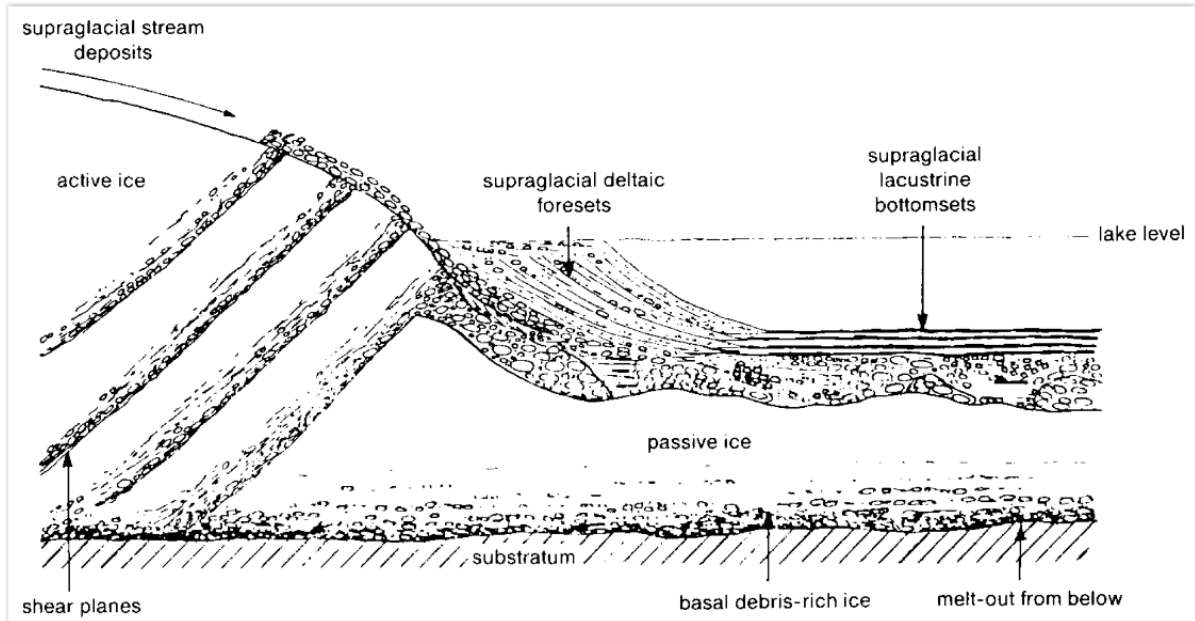
Kantrygger nevnes av [Benn og Evans \(2010\)](#) som antyder en dimensjon på 3 – 10 m høyde over platånivå, samt glasifluviale- og/eller massebevegelsesavsetninger flettet sammen med lakustrine sedimenter (Figur 29). Kantrygger er trolig et produkt av massestrømninger nedover isskråninger som omringet innsjøene ([Benn & Evans, 2010](#)), og/eller et produkt av utbygging av iskontaktdelta (Figur 30) ([Clayton et al., 2008](#)). Fremhevelse av kantryggene kan være pga. forsenkning av plataet eller innsjøen ved smelting av underliggende is. Dette kan observeres som kollaps eller deformasjon av moreneplata-avsetningene, noe de fleste ikke gjør ([Benn & Evans, 2010](#)).

[Clayton og Cherry \(1967\)](#) kom fram til to modeller for dannelsen av innsjøletter; ustabile og stabile innsjøletter. Modellen baseres på tykkelsen av supraglasialt materialdekke. Ustabile innsjøletter dannes ved tynne materialdekker og danner landformer med kantrygger og lavt relieff mens stabile innsjøletter dannes ved tykt materialdekke og danner landformer uten kantrygger, men med høyere relieff (Figur 31).

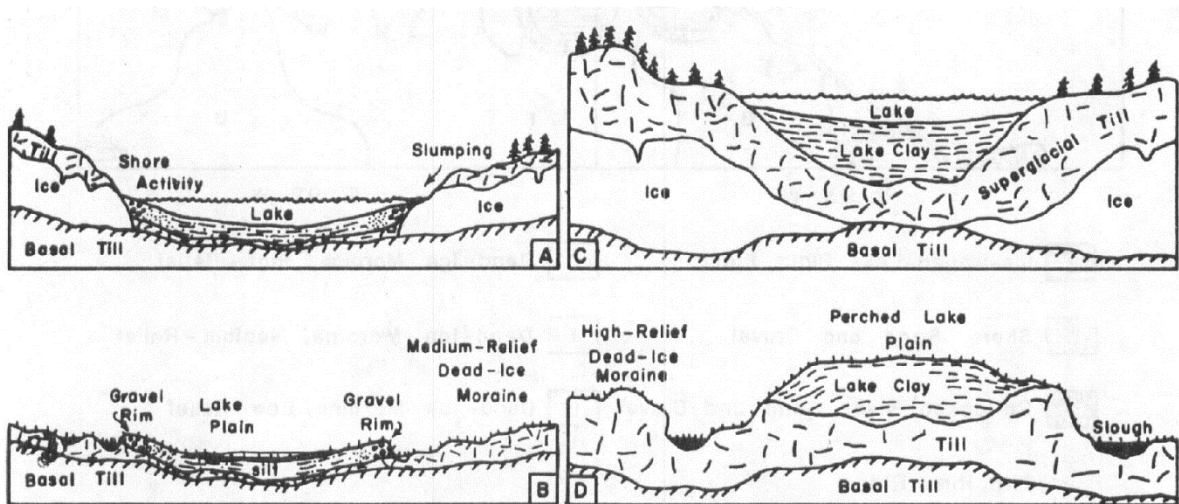


Figur 29: Illustrasjon av massebevegelsesprosesser i en supraglasial innsjø.

Mindre supraglasiale fordypninger kan kollapse og etter hvert blir en del av den større innsjøen ([Shaw, J., 1988, referert i Brodzikowski & Van Loon, 1990](#)).



Figur 30: Dannelse av iskontakt delta i en supraglacial innsjø hvor passiv og aktiv is møter hverandre. Modifisert av Brodzikowski og Van Loon (1990), originalt fra Shaw, J. and Archer, J., 1979, referert i Brodzikowski og Van Loon (1990).



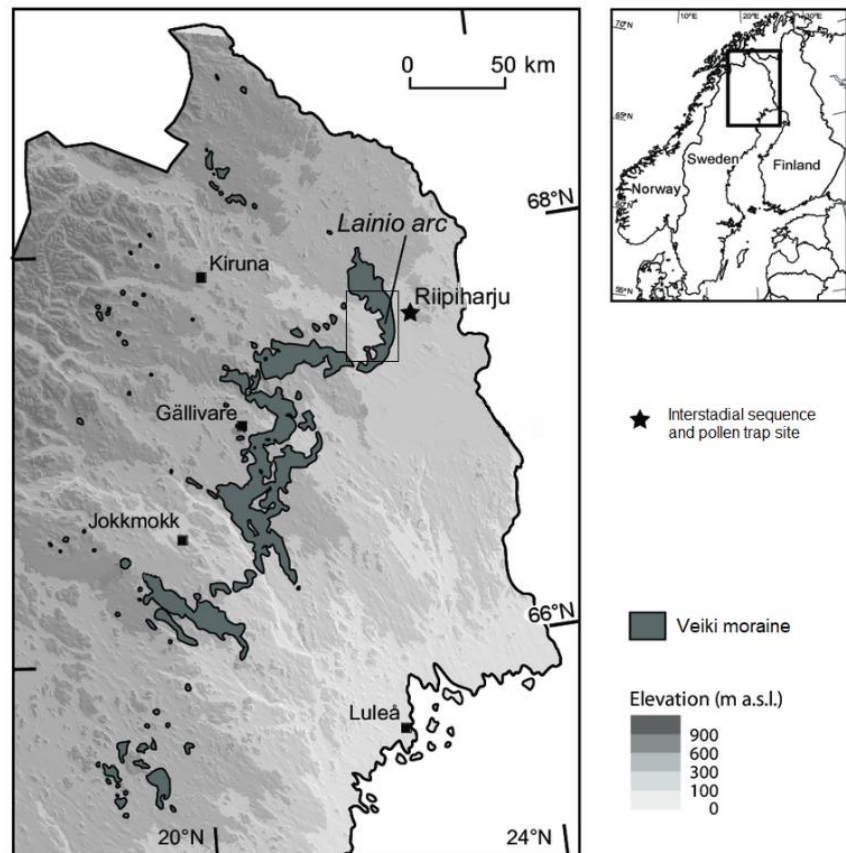
Figur 31: Isvegginnsjøer dannet i et ustabilt miljø (A, B), og et stabilt miljø (C, D) av Clayton og Cherry (1967).

3 Lainiobuen – lokalitetsbeskrivelser

Studieområdet omfatter et ca. 20 x 50 km stort areal i den nord-østlige delen av Sverige, i Norrbotten fylke, hvor store deler av Lainiobuen inngår i arealet (Figur 32). Hovedfokuset er Lainiobuen og tilhørende veikimorener, hvor relaterte landformer også blir bemerket. På grunn av omfattende areal er et mindre lokalt område i Pajala kommune, i nærheten av tettstedene

Kangos og Junosuando, plukket ut til feltarbeidet. Dette kapitlet vil dermed

omhandle beskrivelser og geologisk bakgrunn relatert til studieområdet nevnt ovenfor, blant annet berggrunn, jordarter, terreng og topografi.

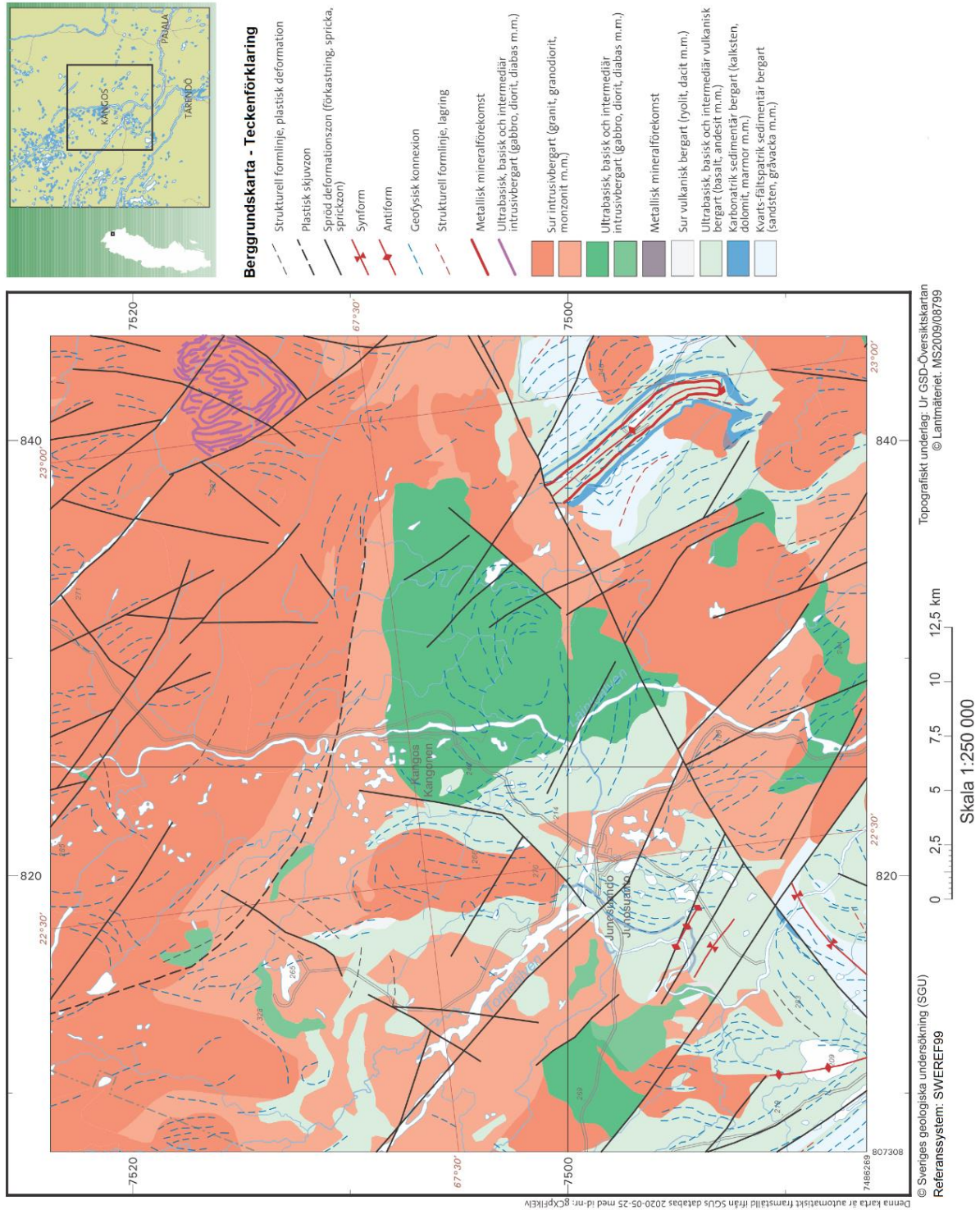


Figur 32: Veikimoreneutbredelse kartlagt av C. Hättestrand (1998) (Figur 12) i Nord-Sverige hvor det markerte arealet ved Lainiobuen representerer lokalitetsområdet.

Modifisert fra M. Hättestrand (2008).

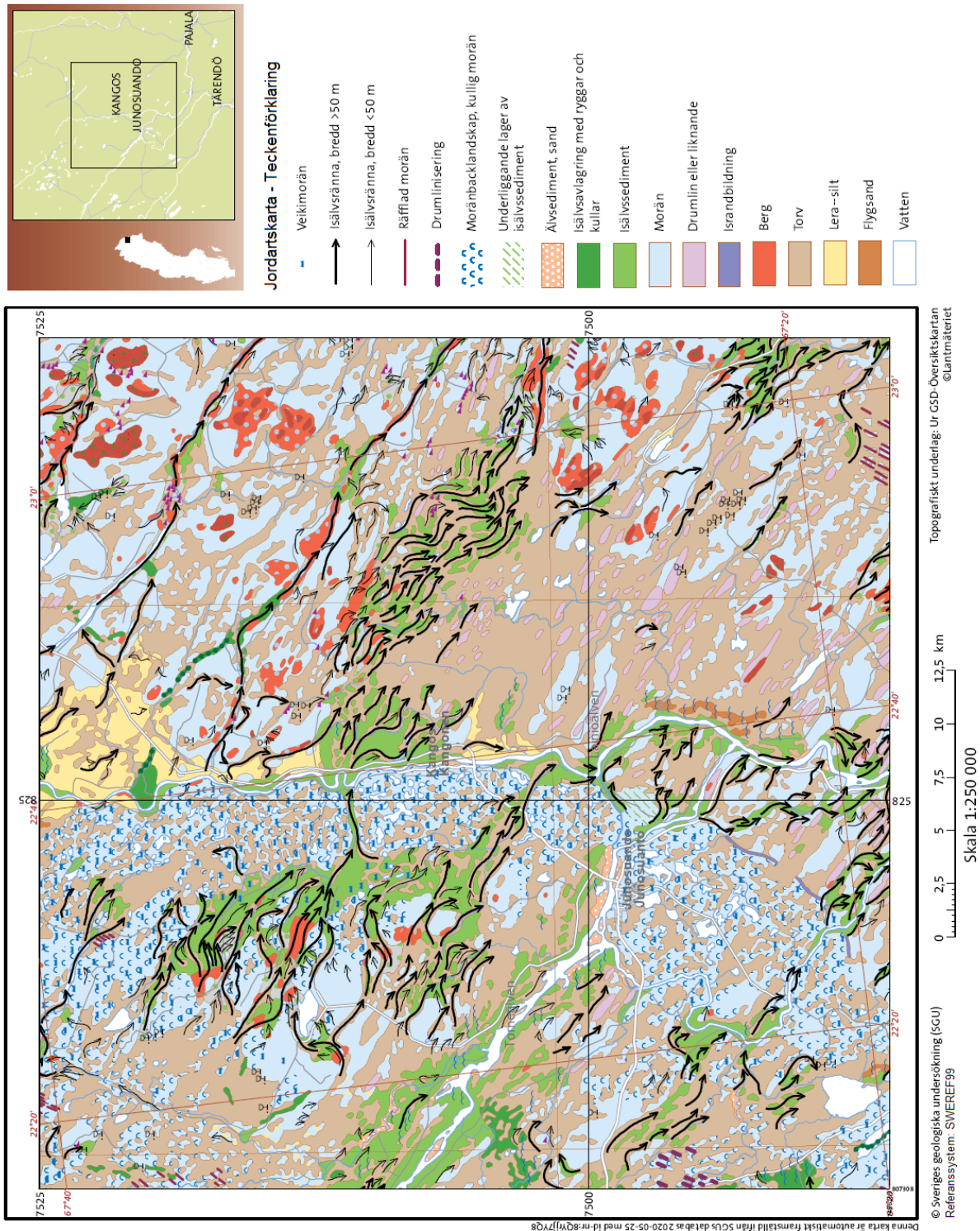
3.1 Svekkokarelsk berggrunn

Den proterozoiske berggrunnen, som dagens landskap hviler på, tilhører den svekkokarelske tektoniske enheten (orogesen) av det baltiske skjoldet (SGU, 2020a). I feltområdet domineres denne enheten helt (mørk nyanse) eller delvis (lys nyanse) av sur intrusivbergart (Figur 33). Det er moderate forekomster av ultrabasisk, basisk og intermediaær intrusivbergart, spesielt ved Kangos (Figur 33). Sedimentære og vulkanske bergarter forekommer i mindre grad, samt sjeldne forekomster av metalliske mineraler (Figur 33). Av strukturgeologiske karakteristikker virker berggrunnen å være relatert til et forkastingskompleks (Figur 33).



Figur 33: Berggrunn- og strukturkart rundt Kangos og Junosuando i Pajala kommune, Norrbotten län i Nord-Sverige.

Kartet er generert og modifisert fra [SGU \(2020b\)](#). Fargenyansene for grønt og orange representerer aldersforskjeller hvor mørkere farge er eldre.



Figur 34: Jordartskart rundt Kangos og Junosuando i Pajala kommune, Norrbotten län i Nord-Sverige.

Kartet er generert og modifisert fra [SGU \(2020b\)](#)

3.2 Kvartære jordarter

Jordartslagene overligger den proterozoiske berggrunnen med noen få unntak (Figur 34). De dominerende jordartstypene er torv, morene og glasifluviale avsetninger (Figur 34).

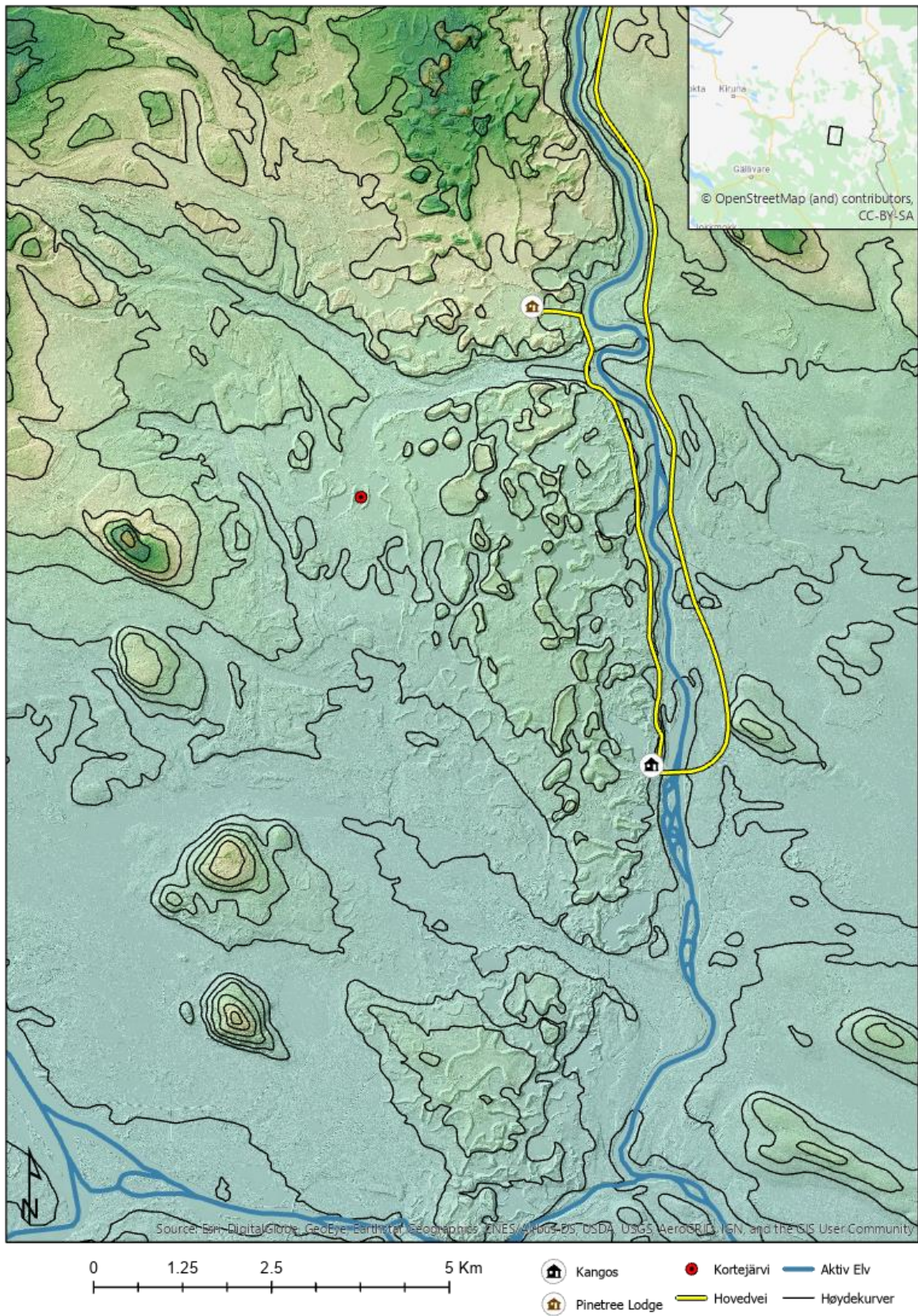
«Moränbacklandskap, kullig morän» polygonet i Figur 34 representerer Lainiobuen og kommer godt fram i kartbildet.

3.3 Moderne landskap preget av siste istid

Landskapet som står igjen i dag gjenspeiler trolig en innlandsis fra siste istid med et uvanlig sett av egenskaper (Hoppe, 1952). Morener og glasifluviale (isranddelta, breelvavsetninger) avsetninger forekommer i bestemte mønster i et våtmarksområde dominert av torv (Figur 34). Torv er typisk i vannmettede utmarksområder hvor organisk materiale fortorves pga. mangelen på oksygen som fører til en anaerob nedbrytnings prosess (SNL, 2019). Torv dannes ofte i postglasierte områder hvor morene hindrer eller minsker drenering av jordsmonnet. I dette tilfellet har torvdannelse trolig tatt sted over flere tusen år etter tilbaketrekking av isdekket som etter hvert har utviklet seg til myrområder (G. Lundqvist, 1943). Tidligere dødisgroper eller forsenkninger er trolig i dag fylt med vann og fremstår som innsjøer. Veikimorener (topografiske høyder) er hovedsakelig dekket av skog, og flatområdene er dekket av myr- og våtmarksområder (Figur 35).



Figur 35: Dronebilde fra Kortejärvi-lokaliteten i Kangos området, Pajala kommune. Merk mennesket som skala. 07.10.2019 ©Amanda Karlsen.



Figur 36: Topografisk kart over deler av Lainiobuen og nærliggende områder. Kartet er generert i ArcGIS Pro med datamateriale fra Lantmäteriet.

3.4 Topografi og morfologi

På topografiske kart er landformer mer tydelig og fremtredende siden vegetasjon ikke blir tatt hensyn til sammenlignet med flyfoto, ortofoto og i felt (Figur 36). Kantryggene til veikimorenen kalt Kortejärvi (Figur 35) er f.eks. lettere å se i kartbildet (Figur 36). Dermed vil ArcGIS Pro og høydedata være essensielle når det kommer til morfologiske undersøkelser av området.

4 Metoder - ArcGIS, GPR-profiler og feltarbeid

I dette kapitlet gjennomgås metodene som ble brukt i oppgaven og kort teori for hver metode. Kapitlet deles i tre deler: feltarbeid i Kangos og Junosuando området, kartlegging i ArcGIS og analyse av GPR-profiler.

4.1 Feltarbeid

Før snøen la seg permanent på bakken høsten 2019 ble det utført en tre dagers felttur i Kangos-området i nordøst i Sverige, ikke langt fra grensen til Finland. Feltområdet var lokalisert vest for oppholdsområdet Pinetree Lodge (Särkimukka 27, 980 63 Kangos). Originalt skulle et større område undersøkes, men på grunn av fremkomst- og tidsbegrensinger ble det avgjort at vi skulle fokusere på veikimorener i lavlandsområdet langs skogsveien vest for Kangos.

En av dagene ble brukt på lokalisering av terminalmorener, en indikator på grensen mellom veikimorener og en jevnere drumlinisert topografi, for sammenligning mellom de geologiske enhetene. Det viste seg å være relativt utfordrende i felt pga. dårlig framkommelighet og sikt.

Langs samme skogsvei som Kortejärvi veikimorenen, omtalt i [Lindqvist \(2020\)](#), ble fem veikimorener undersøkt i mer detalj. Veikimorenene fikk stedege navn relatert til nærmeste geografiske innsjø (fra sør til nord); Heinävumanjärvi, Raakejärvet, Kortejärvi, Sotkajärvi, og Saarijärvi ([Lantmäteriet, 2020](#)). Veikimorener undersøkt i sammenheng med feltarbeidet utført i 2012, ledet av Helena Alexanderson, hadde allerede blitt navngitt. Siste feltlokalitet var ikke en veikimorene og ble navngitt etter nærmeste tettsted; Tornefors-randmoreneryggen. Underveis ble det gjort forsøk på sedimentologiske overflateundersøkelser lokalt på veikimorenene med bruk av spade. Blotninger forårsaket av skogsveien ble også undersøkt.

I hovedsak var det *ground truthing* som var målet. Ved å observere virkeligheten får å oppnå bedre forståelse med *remote sensing* (fjernanalyse) metoder. Mange fotografier med både systemkamera, mobil og GoPro-kamera ble tatt, samt et forsøk på videoopptak med drone. Manøvrering av drone var utfordrende på grunn av mye vind og dronen var av relativt lav kvalitet. Videoene som ble tatt ble derfor orientert i hovedsakelig en retning, mot vinden. Et stillbilde fra videoen er tatt med i neste kapittel.

4.2 Kartlegging i ArcGIS Pro

Geografiske informasjonssystemer, integrerte datasett, geomorfologisk kartlegging og GIS-programmet ArcGIS Pro gjennomgås i dette delkapitlet.

4.2.1 Geografiske informasjonssystemer (GIS)

GIS kan ansees som et verktøy og en egen vitenskap hvor kombinasjonen av geografiske data, menneskelig kunnskap og erfaring, kartsystemer og metoder muliggjør innsamling av data, bearbeiding, analysering og dermed en formidling av den geologiske verden rundt oss (Grinderud & Haavik-Nilsen, 2016). Det er mange ulike fagområder aktuelle for bruken av GIS. De største utfordringene er kjennskap og kvalitet til datagrunnlaget samt kartografisk kommunikasjon (Grinderud & Haavik-Nilsen, 2016).

4.2.2 Datasett fra Lantmäteriet

Datagrunnlaget brukt i ArcGIS Pro innebærer stedsnavn, veidata, ortofoto og LiDAR-høydedata, altså basis geodata i kombinasjon med geologiske (tematiske) data som løsmasse- og berggrunnskart.

Datasett tilgjengeliggjort av Lantmäteriet for dette studiet: 1) GSD-Höjddata 2m, 2) Vägkartan vektor, 3) Ortofoto RGB 0,25, 4) SGU geodata Jordart_250k_vektor, 5) SGU JorddjupRaster, 6) SGU Berggrund_50-250k_vektor, og 7) SGU Berggrund_1m_vektor.

4.2.2.1 Et datasett for detaljer

LiDAR-data kan også kalles laserkartlegging som danner et datasett med høy punkttetthet hvor hvert punkt i datasettet har en høydeverdi og et koordinatpar (Grinderud & Haavik-Nilsen, 2016). Sverige startet med innsamlingen av LiDAR data i 2009 og var nesten helt ferdig i 2015 (Johnson, Fredin, Ojala & Peterson, 2015). Høydedatasettet (2m) i dette tilfellet ansees som LiDAR data og gir dermed mye bedre visuell nøyaktighet hvor mindre landformer kommer tydeligere fram i terrenget i forhold til flyfoto, satellittbilder eller ortofoto. Den største fordelen er at skyer, skog og vegetasjon ikke vil være et hinder eller utfordring med *remote sensing* metoder, spesielt i forhold til ortofoto og flyfoto hvor skogtette områder kan være umulig å kartlegge (Johnson et al., 2015). I tillegg er LiDAR DEM (*digital elevation model*) datasettet forbedret med *hillshading*, generert i ArcGIS Pro, som gir sollys og skygge over kartbildet og egner seg godt for raskere visualisering og tolkninger av geomorfologiske elementer og landformer (Johnson et al., 2015).

4.2.3 Geomorfologisk kartlegging

En erkjent metode for undersøkelser av geologisk landskapsutvikling er geomorfologisk kartlegging ved bruk av *remote sensing* og GIS. Utviklingen av høykvalitetsdatasett ved bruk av moderne metoder og utstyr som LiDAR og UAV (*unmanned aerial vehicle*), samt lettere tilgang til data, danner en grunnmur for denne typen metoder hvor tradisjonell felt «bare» forekommer hvor *ground truthing* er nødvendig basert på fjernkartlegging (Chandler et al., 2018).

For å oppnå et best mulig resultat er det viktig med kombinasjon av flere datasett, *multi-proxy tilnærminger*, samt flere *workflows* ved kartlegging. Glasiøle geomorfologiske kartleggingsmetoder deles inn i to hovedarbeidsstrømmer hvor enten fjernkartlegging eller feltkartlegging vektlegges mest, som igjen baserer seg på hvilken type geologisk område som skal kartlegges. I dette studiet er det snakk om kartlegging av geomorfologiske avtrykk fra et isdekke, hvor Chandler et al. (2018) anbefaler fokus på *remote sensing* med noe *ground truthing* (feltsjekking).

Geomorfologiske kart gir ofte et grunnlag for ulike paleoglasialogiske og prosessorienterte studier, hvor to av de typene studier som Chandler et al. (2018) skriver om er relevante for dette studiet: 1) kvantitativ undersøkelse av landformmønstre eller karakteristikk for forståelse rundt evolusjon og dannelse, 2) innblikk i isdynamikk i forhold til varmeregime, tilbaketrekning eller fremrykk, strømningsmønstre, og strømningshastighet.

Lainiobuen ble kartlagt for å oppnå en oversikt over morfologiske fordelingsmønstre av essensielle elementer relatert til veikimorener, hvor tre mindre arealer fordelt langs Lainiobuen ble plukket ut for mer detaljert kartlegging. Områdene ble valgt basert på flere faktorer, blant annet C. Hättestrand (1998) sin klassifisering av høylands- og lavlands veikimorener. En lokalitet er et høylandsområde, og to er lavlandsområder. Det sentrale området er fra feltområdet (Kap. 5.1) mens det tredje ble valgt lengre sør basert på tilstedeværelse av randmorener.

Platå, kantrygger og **ekstra ryggsett** er morfologiske elementer regnet å være essensielle for veikimorener. Flate forhøyninger relativt til omkringliggende terreng med assosierte skråninger eller rygger i ytterkant er identifisert som platåer. En relasjon til platåer er et krav for kantrygger, og er kartlagt med linjer langs en identifiserbar kam. Kantrygger klassifiseres innen to grupper; <5 m over bakkenivå og >5 m over bakkenivå. Identifisering av ekstra kantryggsett krever tilstedeværelse av et platå og et sett med kantrygger av sterkere relieff,

hvor ekstra kantrygger/kantryggsett hovedsakelig forekommer i ytterkant. I tilfeller hvor to sett med kantrygger identifiseres i forbindelse med et platå og det innerste settet har et lavere relieff, markeres kantryggen med lavest relieff som ekstra ryggsett.

Underveis ble **kantryggbrudd** markert; skarpe brudd eller åpninger i kantrygger på ca. 5 – 50 m i bredde. I mange tilfeller kunne slike brudd relateres til et kryssende **inaktivt elveleie** hvor ellevoller og elveleier kom fram i kartbildet. Etter antydningen om en relasjon mellom kantryggbrudd og inaktive elveleier, ble inaktive elveleier kartlagt ved identifisering av avsetningsformer relatert til elveløp som ellevoller, elveleier og elvededskjæringer.

Avrundede rygger på ca. 70 – 200 m i bredde langs østre oppholdslinje av veikimorene-landskapet ble kartlagt som **randmorene**, og kryssjekket med kartdatabasen fra SGU (Figur 34). Sirkulære nedsenkninger på noen meter dybde og 50 – 150 m i diameter ble kartlagt som **groper**. **Vannoverflater**, veier og hydrografi (**vattendrag**) er integrert fra *Vägartan vektor* fra Lantmäteriet (Kap. 4.2.2). Vannoverflater lokalisert på platåområder anses som platåinnsjøer. Vannoverflater lokalisert i omkringliggende terreng (ikke på platåområder) anses som innsjøer. Drumliner, *isälvsränna*, *räfflad morän*, *israndbildning*, *isälvsavlagring*, *isälvsroderat område* og *moränbacklandskap kullig morän* fra SGUs *Jordartskarta 1:250 000* er integrert i kartleggingen (Figur 34, Kap. 4.2.2). Storskala landformer som drumliner og randmorener i jordartskartene fra SGU stemmer overens med observasjoner i LiDAR datasettet, men dette er ikke tilfellet for mindre landformer som veikimorener. Kartleggingen er trolig gjort før tilgangen til LiDAR slik at mindre landformer ikke kunne kartlegges like nøyaktig.

Feltområdet lokalisert ca. i midten av Lainiobuen ble kartlagt først, etterpå sørlige deler, og til sist de nordlige områdene av Lainiobuen. Arbeidet foregikk i to omganger hvor kantrygger og platåer ble kartlagt først i form av linjer og polygoner på bakgrunn av egen genererte *hillshades* og LiDAR høydemodellen og jordartsdatabasen fra SGU. Doble eller ekstra kantrygger og kantryggbrudd ble markert underveis. I andre fase ble inaktive elveløp kartlagt i utvalgte områder hvor hydrologi og vannoverflater fra Lantmäteriet var aktivert. Andre fase av kartleggingen ble planlagt underveis da et mulig forhold mellom veikimorener og elveløp ble oppdaget underveis.

4.2.4 ArcGIS Pro

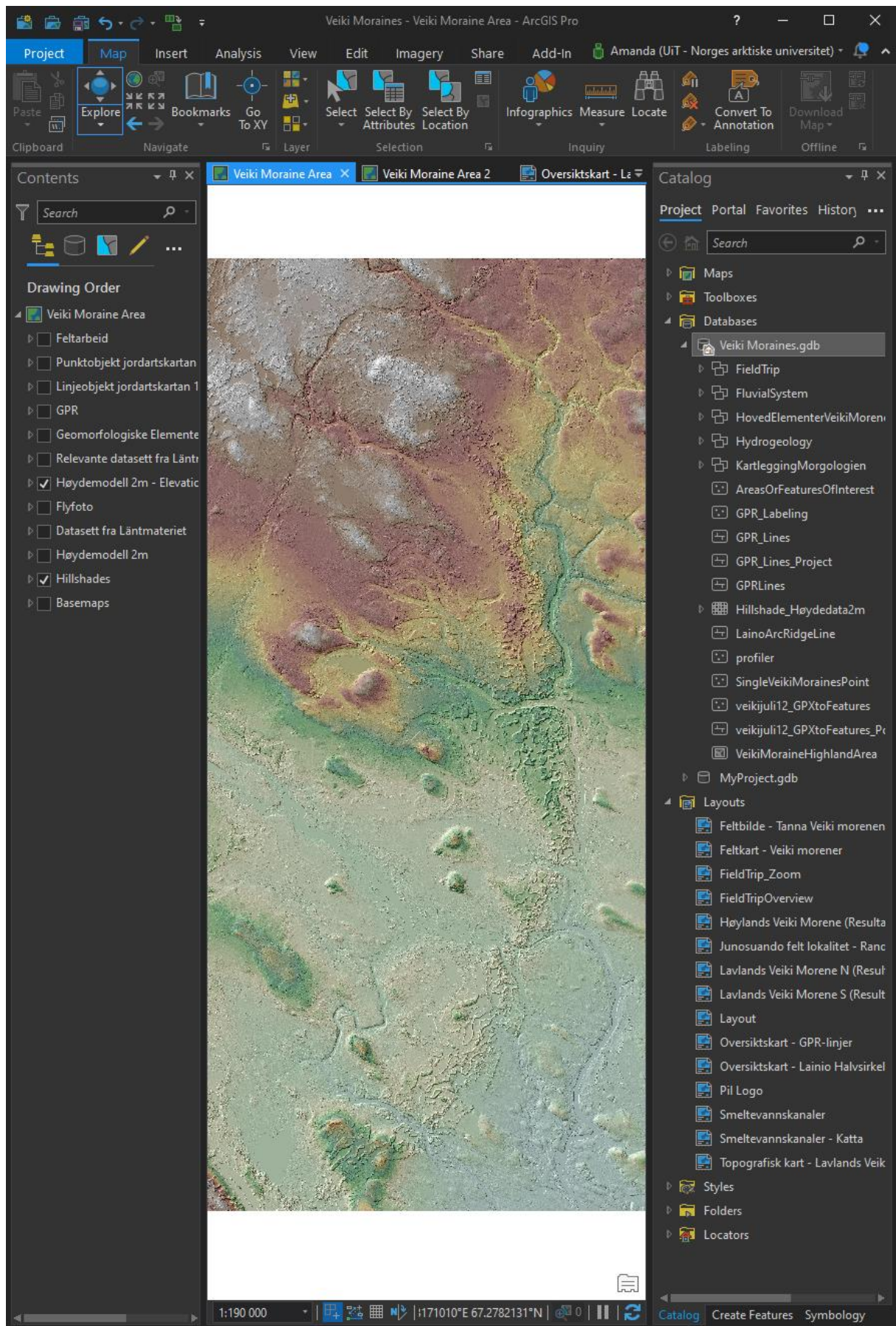
Programmet ArcGIS Pro versjon 2.4 ble brukt for kartlegging og kartkonstruksjoner. ArcGIS Pro er et 64-bits GIS program med et *ribbon* brukergrensesnitt (slik som Microsoft Word) programmert av selskapet Esri, for å etterhvert erstatte deres eldre 32-bits versjon ArcMap (McDonald, 2019). Bruken av programmet er dynamisk hvor brukergrensesnittet tilpasser seg datasettet som jobbes med.

Create features funksjonen i programmet ble brukt til kartlegging direkte i kartbildet (*map project*). Ved konstruksjon av sett med *shape files* (punkter, linjer og polygoner) ble det dannet *map layers*. Opprettelse og sammensetning av flere *layers* i kartbildet danner til sammen et produkt som kan kommunisere ønsket informasjonen grafisk via kartografi (Law & Collins, 2019).

Layout er en type *project* i programmet brukt for å produsere selve kartene. Via *insert* tabben kan man legge inn en eller flere *map frames*. Ved å høyreklikke på en *map frame* i *contents pane* og så *activate* vil kartbildet aktiveres og man kan navigere til den delen av kartbildet man ønsker (Rock & Malhoski, 2018).

I Figur 37 vises basis kartet som ble jobbet med i oppgaven. Det er sammensatt av tre *layers*: LiDAR datasettet fra Lantmäteriet med topografisk symbolikk illustrert via farger, og to sett med svart-hvite hillshades under. *Hillshades* er generert i ArcGIS Pro med bruk av hillshade-funksjonen, som er en del av 3D Analyst Tools (dellisens), og LiDAR datasettet.

For å danne *layers* må det først opprettes en geodatabase (.gdb) i *catalog pane* (Figur 37). *Shape files* genereres i geodatabasen for hvert sett elementer som skal kartlegges, og kan grupperes i *feature datasets* hvis ønskelig (f.eks. FieldTrip under Veiki Moraines.gdb databasen i *catalog pane*, Figur 37). Ved å integrere *shape files* fra geodatabasen i et *Map project* fremstår de som *layers* under *contents pane*. For å starte selve kartleggingen brukes *create features* under *edit tab*. *Create features pane* lister alle redigerbare *layers* for kartprosjektet som *templates*. For å generere *features* må en *template* markeres før det kan opprettes *objects* i kartbildet. For modifisering av symbolikken til *layers* i *contents pane* brukes *symbolology pane*. Man kan selv bestemme hvilke submenyer (*panes*) som skal være lett tilgjengelig i programbildet.



Figur 37: Skjermbilde av ArcGIS Pro ©Esri.

Til venstre er Contents pane, til høyre er Catalog pane. Øverst er hovedmenyene (brukergrensesnitt) kalt tabs og består av map, insert, analysis, view, edit, imagery, share og add-in. I midten er arbeidsversjonen av kartbildet betegnet map-project i programmet.

Overnevnte beskrivelser er funksjoner og arbeidsflyt brukt innad i programmet under kartleggingsprosessen. Figur 37 illustrerer et personlig oppsett av programmet ved bakgrunnsfarge, plasseringer av menyer, tilpasset *toolbars*, submenyer (*catalog*, *create features*, *symbolology*), *shape files* og *feature datasets* i geodatabasen, *layout projects*, og sortering av *layers* i *contents pane*. *Tabs* tilrettelagt for typer datasett er ikke synlig i Figur 37 da ingen *layers* er markert. Disse dynamiske brukergrensesnittene omhandler i hovedsak oppsett, format, utseende og design av datasettene. Et eksempel er bruken av *transparency* på høydemodell datasettet slik av underliggende *hillshade-layers* gir effekt i kartbildet (Figur 37).

Kartografi og arbeid med *Layout*-prosjekter ble gjort helt til sist. Farger, størrelser og typer symboler ble testet både ved liten og stor målestokk i kartbildet. Målet var at kartlagte elementer skulle skille seg ut fra selve kartbildet. Mørkeblå symbologi for veikimorene plataer ble valgt pga. dette, men også for å symbolisere at veikimorener på et stadium trolig har vært supraglasiale innsjøer eller isvegginnsjøer. Blå fargetoner for morener er normen i Sverige for kartlegging av morene avsetninger (Peterson & Smith, 2013). I Norge er normen å bruke grønne farger for dette (Thoresen, 2013). Moreneplataer derimot skiller seg ut fra andre kartlagte morene avsetninger ved at de kartlegges med en gul farge i den geomorfologiske databasen til Sverige (Peterson & Smith, 2013). Gul symbologi for veikimorener ble testet, men var ikke visuelt eller grafisk gunstig i kartbildet. Det samme var tilfellet for grønnfarger da store deler av kartbildet har ulike fargetoner av grønn.

Statistiske fordelinger av areal, omkrets og orientering ble gjort i ArcGIS pro ved å bruke *Calculate Geometry* og *Statistics* på *Attribute Fields* til respektive *Layer* eller i *Attribute Table*. Histogrammer genereres i programmet ved å bruke statistikkfunksjonen (*Statistics*). For å kalkulere verdier for attributt-felter brukes «kalkuler geometri»-funksjonen (*Calculate Geometry*). Hvilke egenskaper (*Property*) som kan kalkuleres ved bruk av *Calculate Geometry* avhenger av objekttype. For polynomer kan f.eks. omkrets og areal kalkuleres, og for linjer kan f.eks. orientering og lengde kalkuleres. For orientering brukes *Line bearing* som geometrisk egenskap (*Geometry Property*). Kompassgrader for hver linje kalkuleres basert på start- og slutt punkt av linjen uansett form.

4.3 GPR-Profilen

GPR (*Ground Penetrating Radar*) er en terrestrisk geofysisk metode med de samme generelle prinsippene som seismikk. Metoden krever ikke fysiske inngrep i naturen slik som ved f.eks. borehull og utgravninger (Neal, 2004). Georadar (GPR) utnytter høyfrekvens elektromagnetisk energi (i MHz frekvens-rikkevidden) for å gi en bedre oppløsning av den øverste delen av jordskorpa med en maksimal penetreringsdybde på ca. 50 m (Neal, 2004). Via prosessering av datasettet, hvor blant annet fjerning av støy og kalkulering fra «*two-way travel time*» til meter under overflaten inngår, evt. til moh., sitter man igjen med topografisk korrigerede profiler som vil være naturlig lettere å tolke.

Georadarprofiler ble tatt over ca. 10 landformer fra Lainiobuen i 2012 og utgjorde til sammen et datasett på 31 GPR-linjer. Datasettet ble samlet inn i av Helena Alexanderson (Lunds universitet), Leif Vidar Jakobsen (NMBU), Martina Hättestrand (Stockholms universitet), og Clas Hättestrand (Stockholms universitet). Instrumentet som ble brukt var EKKO PRO GPR produsert av Sensors and Software inc. og eid av Norges miljø- og biovitenskapelige universitet på Ås.

Tabell 1: GPR-profiler

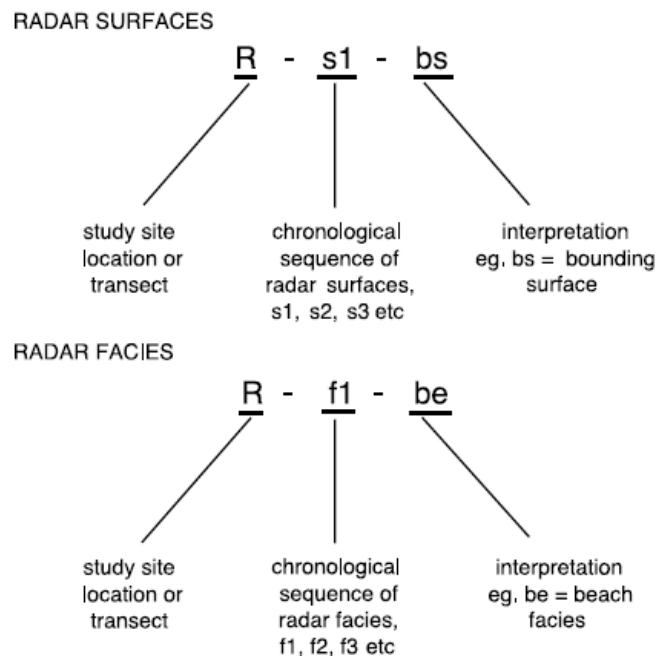
Linje	Navn	Frekvens (MHz)	Time Window (ns)	Lengde (m)
00	Kortejärvi	100	500	520
08	Rakejärvet	100	720	329
13	Rauvospakka	50	920	1064
22	Heinävumanjärvi	100	720	211
24	Niskajärvet	100	720	260
30	Palovaara	100	720	1147

Programmet Ekko_Project V5 R3 av Sensors and Software inc. ble brukt for prosessering og tolkning av seks GPR-profiler lokalisert i Lainiobuen (Tabell 1).

Et subprogram kalt LineView brukes for selve prosesseringen og analyse av GPR-profiler. Hovedprogrammet gir hovedsakelig en oversikt av datasettet. I MapView er GPR-linjene plassert i et xy-koordinatsystem relativt til hverandre, en forhåndsvisning av den uprosesserte GPR profilen vises i *Line Preview*, og oversikt over datasettet med navn og mapper befinner

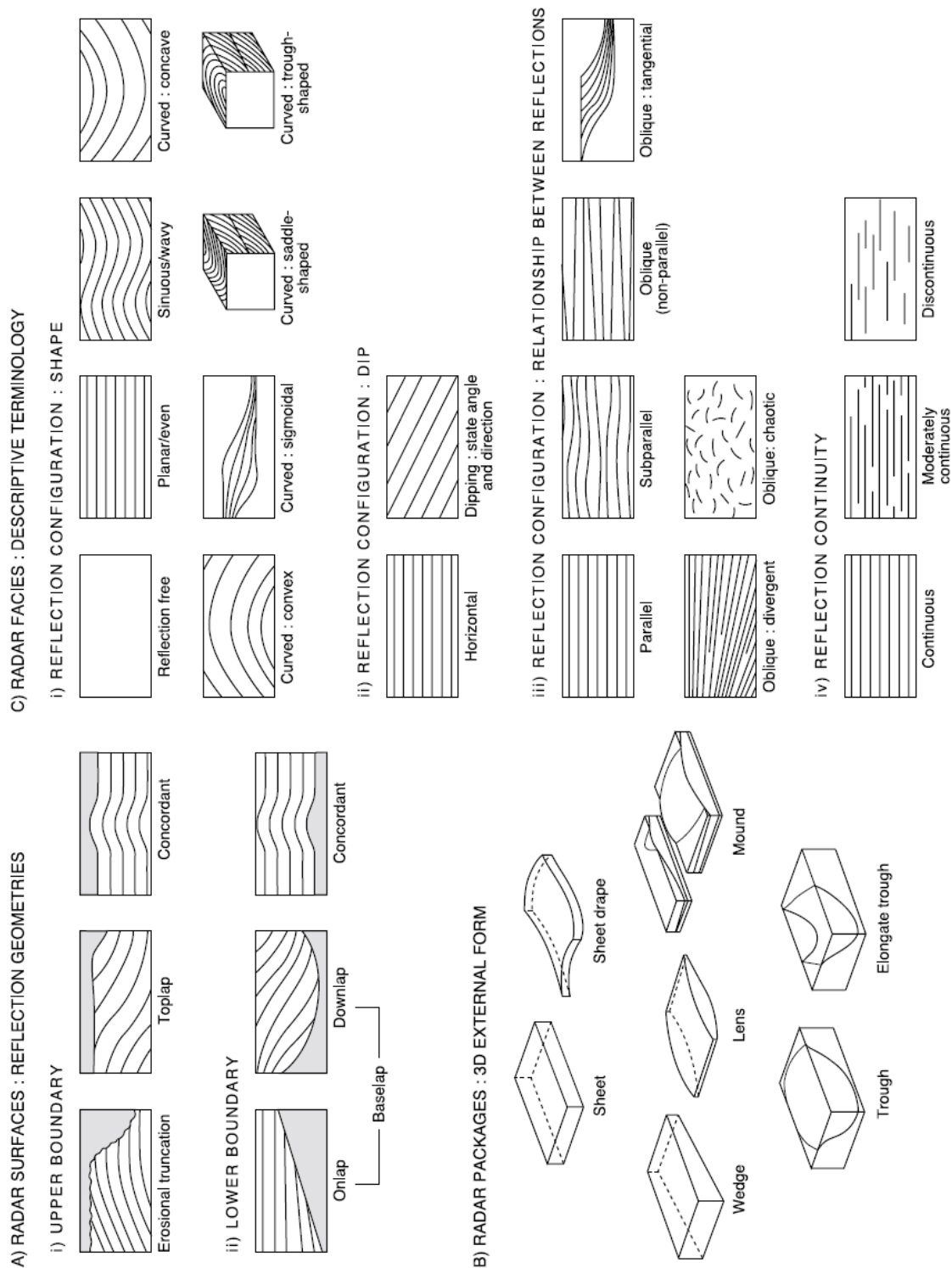
seg under *Project Explorer*. *Aquisition* og *layer view* er programvinduer som viser detaljert informasjon fra hver linje samt hva som illustreres i *MapView* av f.eks. tolkninger, *flags*, gps punkter. Informasjon om hvert GPR-profil og hvilken GPR-maskin som ble brukt ble hentet fra *Aquisition* programvinduet.

Profilene ble åpnet og prosessert en om gangen i *LineView*. GPR-linjene ble prosessert med *background subtraction*, *dewow filter*, *time-zero correction*, og *topographic correction*. Identifisering og markering av refleksjoner ble gjort etterpå med *Interpretation* funksjonen i *LineView*. En samlet legende for alle tolkninger gjort i *LineView* blir automatisk generert i *MapView*. Den genererte legenden hadde en tilfeldig rekkefølge, og illustrasjonsmangler hvor deler av symboler ikke var til stede. Dermed ble den redigert og tilrettelagt for hvert enkelt profil i programmet CoreDRAW. Rasterfiler for hver profil ble generert ved bruk av Export funksjonen i *LineView*.



Figur 38: Forslag til merking av refleksjoner av GPR-profil av Neal (2004)

Ved identifisering av refleksjoner ble Neal (2004) sitt forslag til rekkefølge og bruk av markeringer fulgt (Figur 38). Litologiske grenser ble identifisert først og markert som S(n), men sedimentære *facies* ble markert som F(n) Neal (2004). Ved identifisering av begge typer refleksjoner ble profilet analysert fra topp til bunn. Refleksjonene tolket som litologiske grenser er markert S1, S2, S3, S4 osv., som vil si at S1 i utgangspunktet er relativt yngst, om ikke annet øverst i lagrekken. Det samme systemet gjelder for facies refleksjoner markert med F1, F2, F3 osv. isteden. Ved beskrivelser av refleksjoner ble det tatt utgangspunkt i Figur 39. SEC2 *gain* filter i kombinasjon med *wiggle trace shading gain* og svart til hvit *colouring* vil de sterkeste signalene i overflaten bli tydeligere og lettere å indentifisere. Denne kombinasjonen av filter ble brukt til å indentifisere de øverste grense refleksjonene. SEC2 *gain* ble brukt til indentifisering av *utilities* (antropogene objekter som rør og grøfter) i de øverste lagrekkene. For de dypere delene ble AGC *gain* brukt som standard.



Figur 39: Engelsk terminologi for beskrivelse av refleksjoner i GPR-profiler av Neal (2004).

Hastigheten for profilene, med unntak av Linje 24 Niskajärvet, har en *velocity* på 0.07 m/ns, valgt på bakgrunn av hastighets analyser gjort for Kortejärvi (Lindqvist, 2020). *Velocity* på 0.1 m/ns ble brukt basert på kjent hastighet for morene materiale (Neal, 2004, Table 2) og

formodningen om at området er dominert av morene materiale i større grad pga. tilstedeværelse av randmorene.

Ekko_Project V5 R3 av Sensors and Software inc. er et engelskspråklig program som ble brukt for prosessering og analyser av GPR-profiler. Programmet prosesserer ikke særegne skandinaviske bokstaver på tilstrekkelig vis. Derfor, i tillegg for å unngå forvirring når det kommer til terminologi, ble engelsk brukt for GPR-profilanalyser og figurer, samt beskrivelser av funksjoner og bruk av programmet.

På grunn av at GPR-programmet krasjet underveis ble det anstrengende og tidkrevende å redigere samt å endre tolkninger da arbeid ikke ble lagret. Profiler som allerede hadde topografiske korreksjonsfiler tilknyttet ble prioritert. Til slutt krasjet ved åpning av prosjekt filer (.gpz). Redigering av GPR-profiler ble dermed omgjort i Corel Draw.

Oversiktskartet over GPR-profilene ble laget som en *Layout* i ArcGIS Pro ved bruk av GPS- og feltpunkt datasett som ble samlet inn parallelt med GPR-profilene. Kartbildet i bakgrunnen er oppsatt av en LiDAR høydemodell fra Lantmäteriet og *hillshades* generert i ArcGIS Pro (*3D Analyst tool*) fra LiDAR datasettet.

5 Resultater

I dette kapitlet deles resultatene inn i tre deler basert på metodene; feltarbeid, geomorfologisk kartlegging og GPR-profiler.

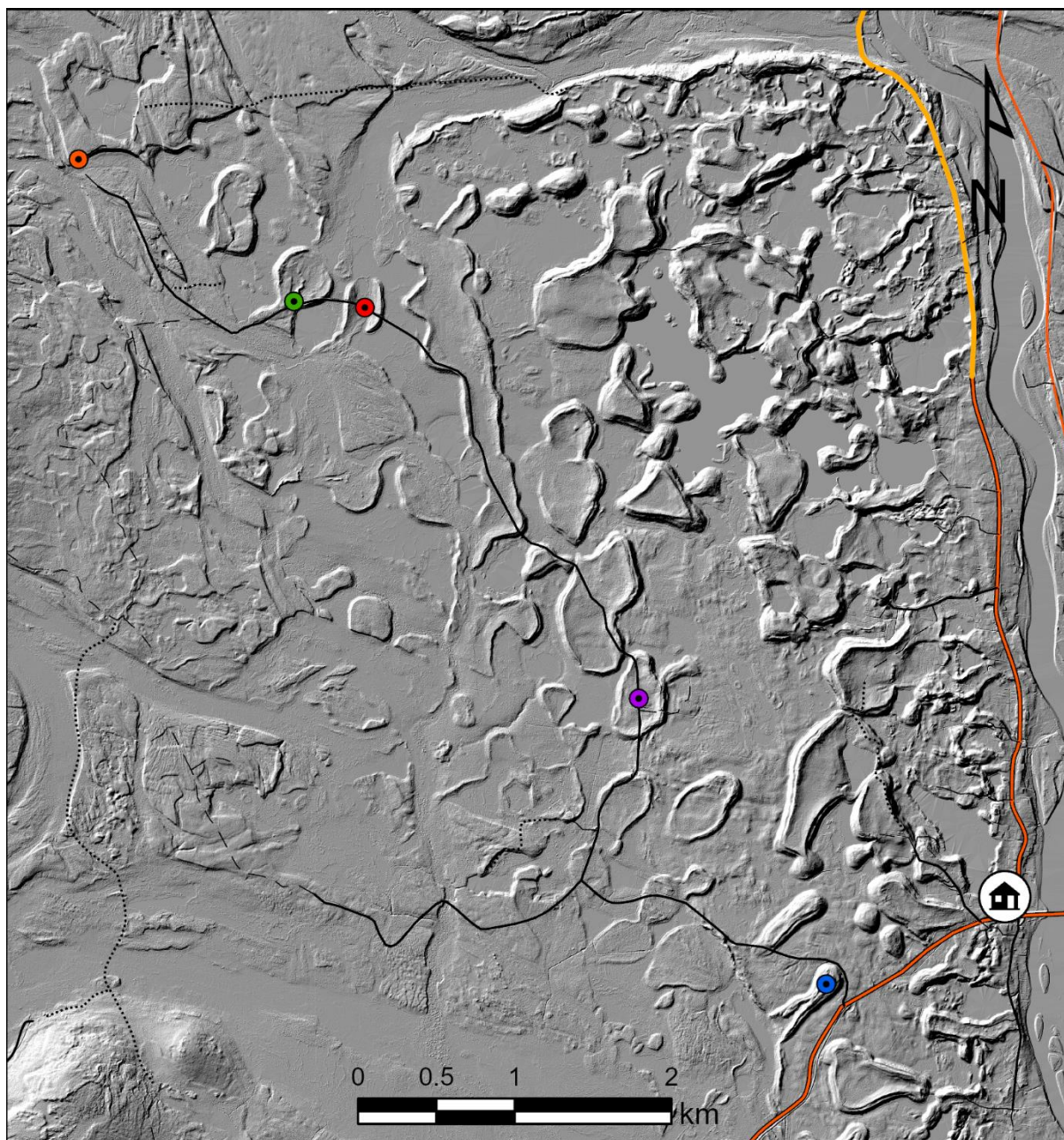
5.1 Feltlokaliteter

Denne delen vil omhandle feltobservasjoner illustrert ved hjelp av kart- og feltbilder fra spesifikke veikimorener i nærheten av Kangos (Figur 40) samt en lokalitet relatert til randmorener. Feltlokalitetene under blir nevnt i samme rekkefølge som de opptrer langs skogsveien i felt (Figur 40). Kartbildene vil være preget av tospråklige tegnforklaringer grunnet norsk-svensk samarbeid. Datasettene fra Lantmäteriet og SGU er svenskspråklige og kan ikke redigeres. *Hillshade* utsnitt brukt i alle figurer er generert fra LiDAR høydedatasett fra Lantmäteriet. En kort video ble laget som et supplement til feltobservasjoner beskrevet i dette kapitlet og kan hvis ønskelig ses på <https://vimeo.com/495735567/e0c4e93871>.

5.1.1 Heinävumanjärvi-veikimorenen

Den første veikimorenen langs grusveien ligger rett bak og forbi et industribygg sett fra veikrysset ved ferdsel sørover langs Kangosvägen fra tettstedet Kangos (Figur 40).

I fugleperspektiv har Heinävumanjärvi-veikimorenen (forkortes til Heinävumanjärvi) en jekselform med to røtter (kantrygger) som strekker seg mot SV (Figur 41). Dimensjoner; 570 m lengde, 115 – 190 m bredde, og 70 000 m². Terrenget heller svakt fra NØ mot SV med 1-3°. Bakkenivået er 135 moh. NØ for landformen og 125 moh. SV for landformen. I NØ har landformen en kontinuerlig skråning på ca. 15° uten tegn til doble kantrygger (Figur 42), mens kantrygger er fraværende på SV side (Figur 41). Det forekommer to sett kantrygger. Basert på deres morfologiske form betegnes det øverste og innerste settet **kantryggsett**, og det nederste og ytterste **terrasseryggsett** (Figur 43). I NØ, hvor kantryggsettet grenser til plataet formet som en ellipsoide, er kantryggsettet 13 m over bakkenivå (Figur 44). I SV er kantryggsettet 6 m over bakkenivå på nordsiden av Heinävumanjärvi og 12 m over bakkenivå på sørsiden av Heinävumanjärvi. Det ytterste settet fremstår som et terrassettrinn pga. en relativt planær kontakt mot indre kantryggsett (Figur 43), herav betegnelsen «terrasseryggsett» som nevnt ovenfor. Kammen til kantryggsettet er 2 – 4 m høyere enn plataet med skråningskontakt på begge sider med ca. 4 - 9° helning (Figur 43, Figur 44).



 Kangos


 Heinävumanjärvi


 Raakejärvet


 Kortejärvi

 Sotkajärvi

 Saarijärvi

 Allmän väg 5-7m, klass 2, ej riksväg

 Allmän väg < 5m, klass 3, ej riksväg

 Enskild bättre bilväg

 Enskild bilväg

 Enskild sämre bilväg

 Enskild oppfartsväg



Figur 40: Navngitte veikimorener observert i felt.

Gule og orange linjer representerer hovedveien, og svarte streker representerer skogsveier.



Figur 41: Dronebilde (fugleperspektiv) over Heinävumanjärvi-veikimorenen fra sørvest mot nordøst. Lys oransje piksel nede i venstre hjørne er et menneske (meg). © Amanda K. Karlsen



Figur 42: Kontinuerlig skråning (heltrukken linje) på nordøst-siden av Heinävumanjärvi-veikimorenen. Stiplet linje representerer kontakten mellom skråningen og bakkenivå. © Amanda K. Karlsen

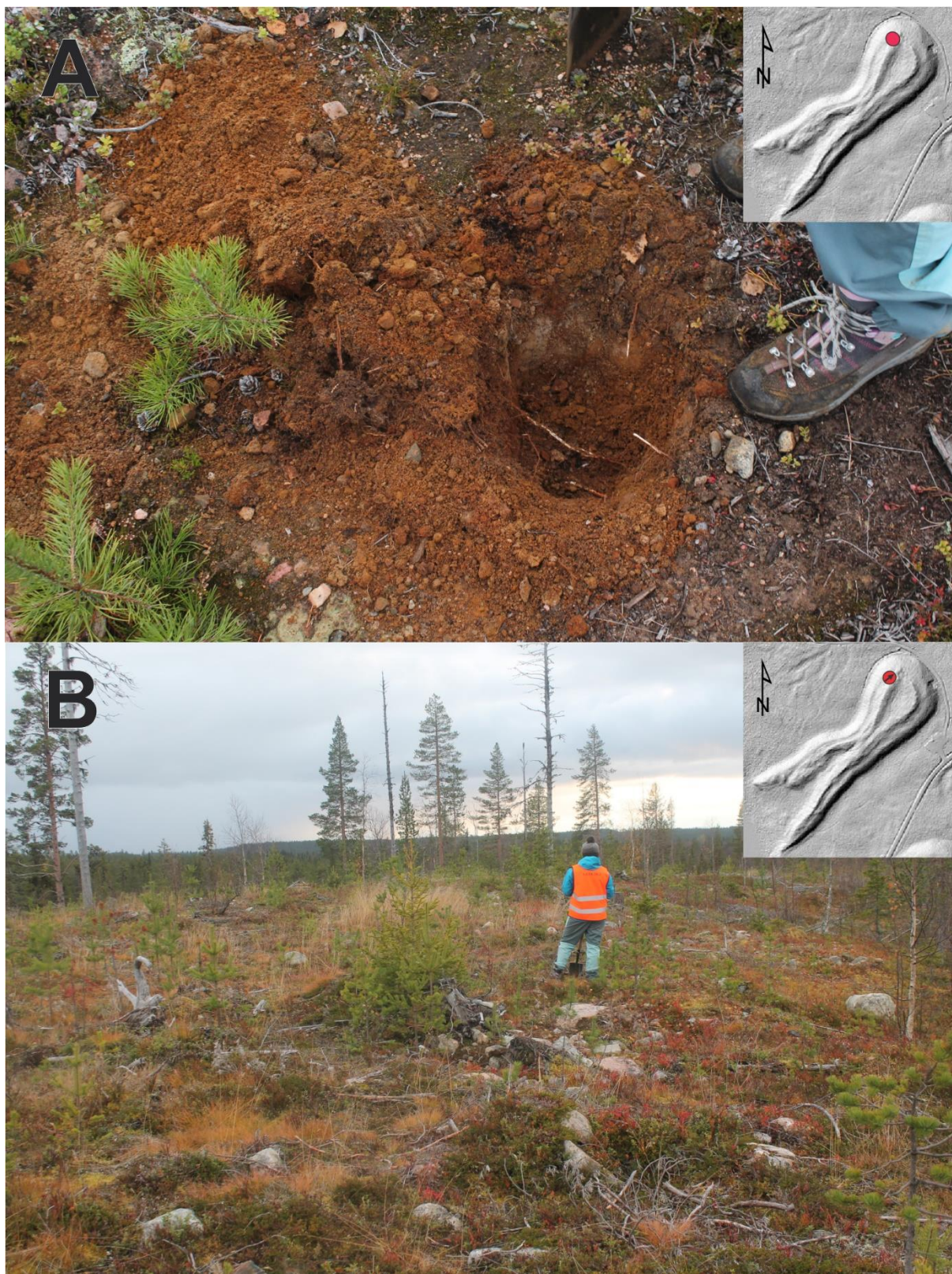


Figur 43: Bilde tatt fra toppen av kantryggen til Heinävumanjärvi-veikimorenen, hvor de stiplede linjene representerer ryggkammer (ridge crests). © Amanda K. Karlsen



Figur 44: Bilde tatt fra samme posisjon som Figur 43. © Amanda K. Karlsen

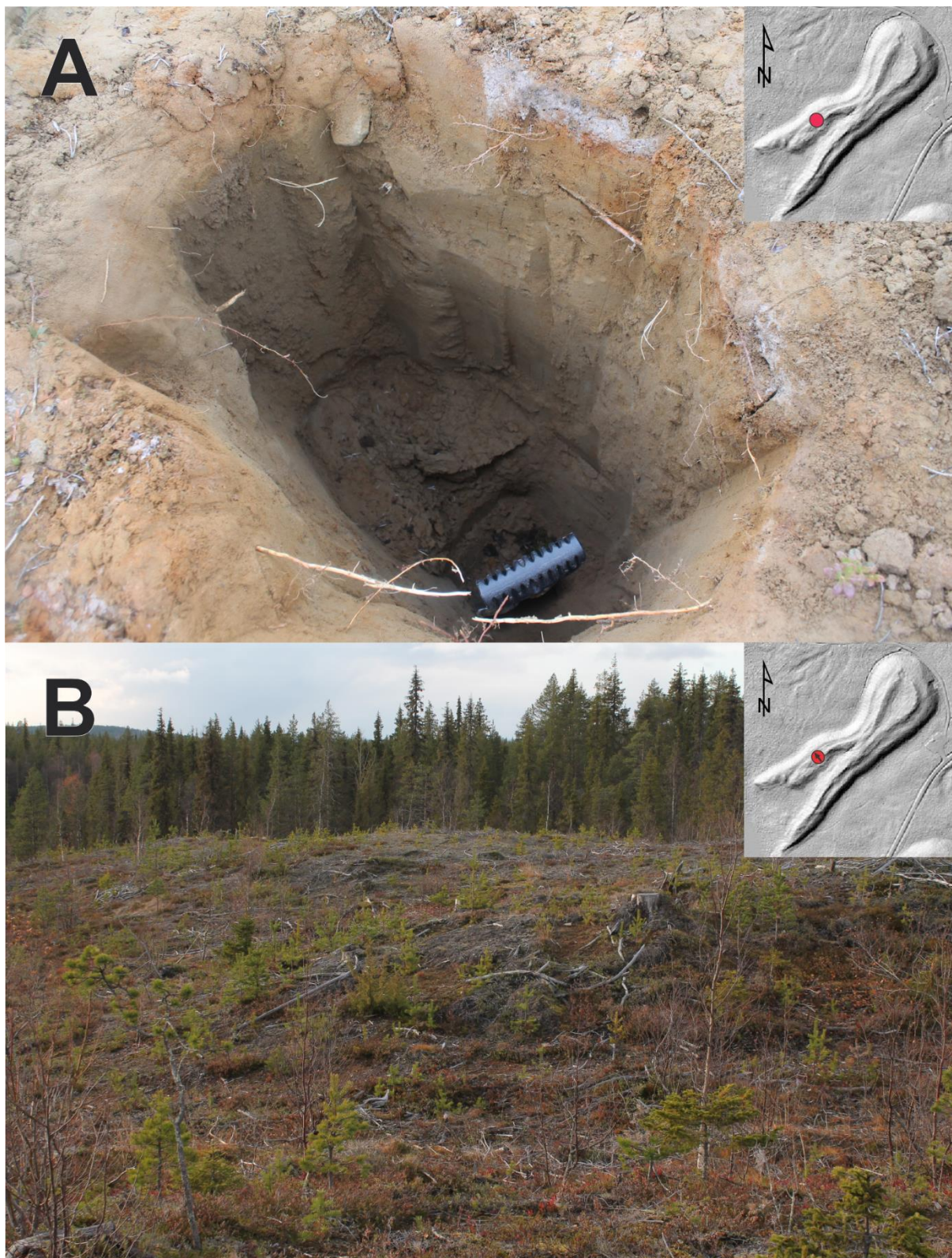
Stiplet gul linje representerer kammer. Lilla linjer representerer platåområde (ikke bakkenivå) dekket av skog. Innerste kam (mot platået) vises ikke i hillshade kartbildet.



Figur 45: Feltbilder fra nordøst-siden av Heinävumanjärvi-veikimorenen. © Amanda K. Karlsen

A) Nedgravningsforsøk på nordøst siden av Heinävumanjärvi-veikimorenen.

B) Mimmi Lindqvist står hvor nedgravningsforsøket tok sted. Det var mye stein og blokk på overflaten.



Figur 46: Feltbilder på sørvest-siden av Heinävumanjärvi-veikimorenen. © Amanda K. Karlsen
A) Nedgravning ca. 1 m dypt. Oransje-brun til rustbrun farge de øverste ca. 15 cm av jordprofilet.
B) Landskapsbilde hvor stein og blokk er fraværende på overflaten.

Platået er ca. 10 m over bakkenivå (135 moh.) og utgjør et lite ellipsoideområde med tett skog på 6 600 m² (Figur 44).

Sedimentologiske undersøkelser langs kantryggsettet viste høy konsentrasjon av stein og blokk på og under overflaten (Figur 45). Hullet ble ca. 10 cm dypt hvor utgravd materiale hadde en rødbrun fargenyanse av usortert massiv grusholdig sand med innslag av silt og stein (Figur 45). Terrassesettet er generelt 2 – 6 m lavere med brattere ytre skråninger enn kantryggsettet; $22 - 28^\circ > 10 - 16^\circ$. På SV: kantryggformasjon, hvor kantryggene divergerer og gradvis ebber ut i terrenget, ble det gravd et hull på ca. 1 m i dybde (Figur 46). Materialet var homogent, godt sortert, massiv siltholdig sand med innslag av grus opp til 3 mm (Figur 46 A). Fargen av materialet var lysbrunt med unntak av de øverste 15 cm som var mer rustfarget. Organisk materiale er relativt fraværende med unntak av noen få røtter i de øverste 15 cm. Stein og blokk ble ikke observert langs overflaten på sørvestlig side (Figur 46 B) i kontrast til nordøstlig side (Figur 45).

5.1.1.1 Tolkning – dobbel kantrygg og vannrelaterte prosesser

Heinävesmanjärvi kan deles opp i to separate morfologiske enheter; 1) NØ-del bestående av et ellipsoideformet platåområde omringet av to sett kantrygger, og 2) SV-del bestående av divergerende kantryggformasjoner ebbende ut i terrenget (Figur 47). Hvorvidt midtpartiet i SV-del kan tolkes et platåområde er usikkert. Vegetasjon ved platåområdet i NØ- og SV-del består av skog, men morfologisk sett har midtpartiet i SV-del (området mellom kantryggformasjonene eller «røttene») likheter med ytre omkringliggende terreng.

Sedimentologiske observasjoner fra hver morfologisk del/enhet illustrerer ulikheter.

Materialet fra NØ-del besto av massivt kompakt usortert løsmasse dominert av grusholdig sand med blokker langs overflaten (Figur 45), mens materialet fra SV-del besto av massiv sortert sand uten blokk langs overflaten (Figur 46). Materialet fra NØ-del anses dermed som morene (Figur 45), men hva materialet fra SV-del representerer er noe usikkert. Det kan muligvis være relatert til utvasking pga. mye nedbør eller massestrømming.

Avsetningene i Figur 46 A kan være relatert til jordsmonnprosesser. Ved identifisering av jordhorisonter er de øverste 15 cm dominert av røtter hvor en fargeforskjell forekommer ved 15 cm dybde. Dette er trolig topplaget (*topsoil*) eller A-horisonten, hvor underliggende jordlag da blir B-horisonten (*subsoil*) (Sigmond et al., 2013, s. 174 - 175). Underliggende C-horisonter ble ikke identifisert. Hele, eller deler av, B-horisonten kan trolig betegnes som en E-horisonter da materialet er lyst i farge, består av massiv sortert silt og sand og ikke inneholder noe organisk materiale.



Figur 47: LiDAR DEM med fargeskala overlatt gråskalert hillshade – Heinävumanjärvi.
 Heinävumanjärvi-vekimorenen i midten av kartbildet (H). Posisjon: 67.4787°N, 22.6269°E. 135 moh (sentrum av
 platåområdet, H). Elvefar lokalisert sørvest for Heinävumanjärvi (E).

Dvs. at utvasking (*eluviation*) av jordlaget tar sted (Sigmond et al., 2013, s. 414). Utvasking er typisk for bleikjordssnitt eller podsolsnitt, et jordprofil vanlig for nåleskog landskap utsatt for fuktig og kaldt klima med mye nedbør (Sigmond et al., 2013, s. 44). Siden området er lokalisert nord for polarsirkelen og brukes som hogst område (Figur 46 B) anses dette som et sannsynlig tilfelle for avsetningene i Figur 46 A.

Veikimorenen kan ha utviklet seg langs en supraglasial fordypning i isdekket hvor to supraglasiale innsjøer etter hvert utviklet seg i hver ende delvis separert av is. Den sørvestlige supraglasiale innsjøen kan så ha kollapset og deretter blitt erodert og påvirket av glasifluviale prosesser relatert til drenering av landområdet og/eller selve landformen. Isvegginnsjøen i sørvest kan ha blitt erodert vekk av en breelv uten å kollapse internt da et bredt elvefar (inaktivt elveleie) i form av en elveslyng (meander) på 110 – 130 m i bredde passerer veikimorenen i sørvest (Figur 47).

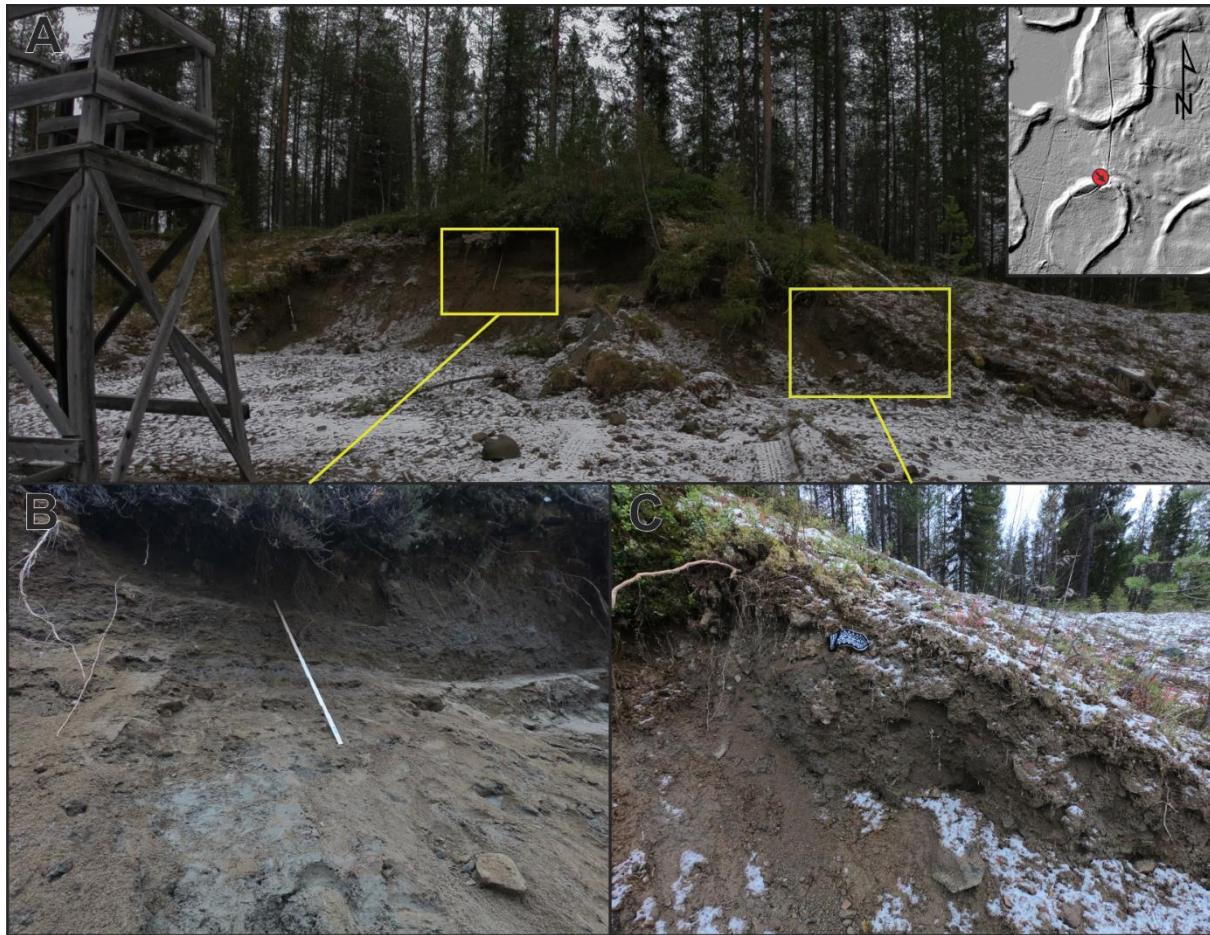
To sett med kantrygger kan indikere to-stegs nedsmelting av isvegginnsjøen(e) hvor det nederste settet fremstår som et terrasseryggsett (2.3.3). Et annet scenario kan være hvor kantryggsettene i sørøstlig del av landformen ble dannet som følge av intern drenering. Helningen i terrenget og orienteringen av veikimorenen sammenfaller. Kanskje intern og/eller ekstern drenering av smeltevann førte til en forlengelse av kantryggene i dreneringsretningen.

5.1.2 Haukijärvet-veikimorenen

Sør for Raakejärvet-veikimorenen var en kantryggblotning på ca. 6 m i høyde og 15 m i bredde. Veikimorenen er navngitt etter nærmeste innsjø, Haukijärvet. Materialet var hardpakket, usortert og inneholdt alle kornstørrelser. Det klassifiseres som leirholdig, grusholdig sanddiamikt (Figur 48).

5.1.2.1 Tolkning – morenekantrygg

På bakgrunn av lokalitetskunnskap (Kap. 2, Kap. 3, Figur 34) tolkes diamikten i Figur 48 som morene. Kantryggen består hovedsakelig av morenemateriale og er et typeeksempel på forventningen om en intern oppbygging av morene. Blotningen av kantryggen står i kontrast til avsetninger observert ved Heinävumanjärvi (Figur 45, Figur 46).



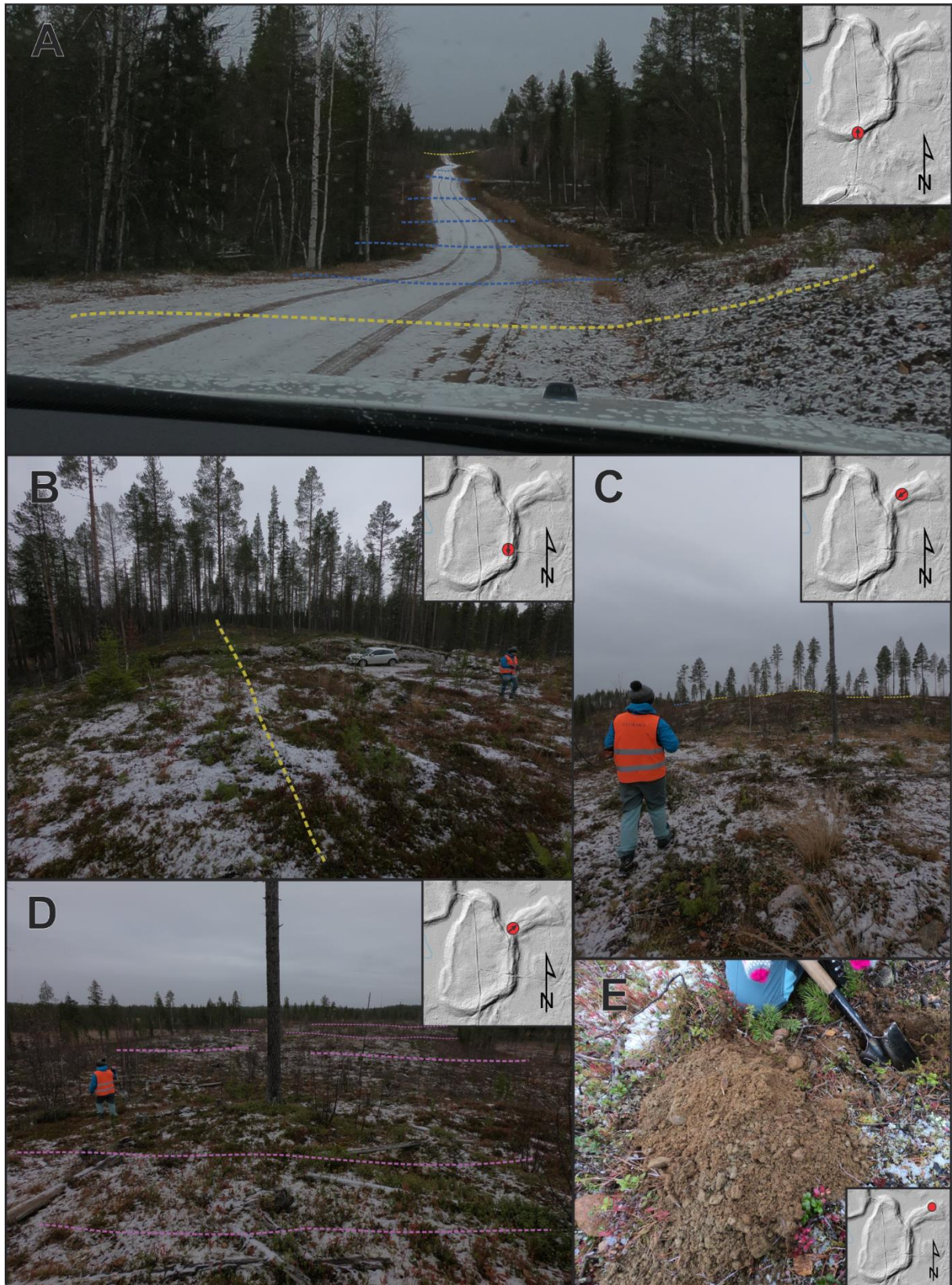
Figur 48: Blotning av kantrygg fra Haukijärvet-veikimorenen sør for Raakejärvet-veikimorenen. Målestokken er 1 m i lengde. © Amanda K. Karlsen

A) Oversiktsbilde. B) Nærbilde av midtpartiet. C) Nærbilde av ytre kantryggskråning

5.1.3 Raakejärvet-veikimorenen

Raakejärvet-veikimorenen (forkortes til Raakejärvet) befinner seg nord for Heinävumanjärvi (Figur 40). Feltbilder er illustrert i Figur 49, og DEM kartbildet i Figur 50.

Ved østre kantryggsett (Figur 49 B, Figur 50) fremtrer to parallelle ryggkammer i ca. 240 m fra sør til nord. Dette opphører med kontakten den sekundære avsetningen (betegnes «viften» videre i teksten) hvor ene kammen ebber ut og kantryggen ikke er like fremtredende Figur 50. Viften breier seg ut i nordøstlig retning (Figur 49 D, Figur 50). Kantryggsettet er ca. 8 m over bakkenivå, og har en indre helningsgrad (mot plataet) på ca. 9° og ytre på ca. 16° (Tabell 2). For dimensjoner av veikimorenen og veikimorene-elementene se Tabell 2. Terrenget har en generell helning fra NØ til SV, noe som gjenspeiles av landformen (Figur 50). På toppen av viften noen meter unna kantryggen besto materialet av grusholdig sand. Silt og leire var fraværende. Nedgravning i enden av armen viste samme materialtype; grusholdig sand, men med tilstedeværelse av silt (Figur 49 E).

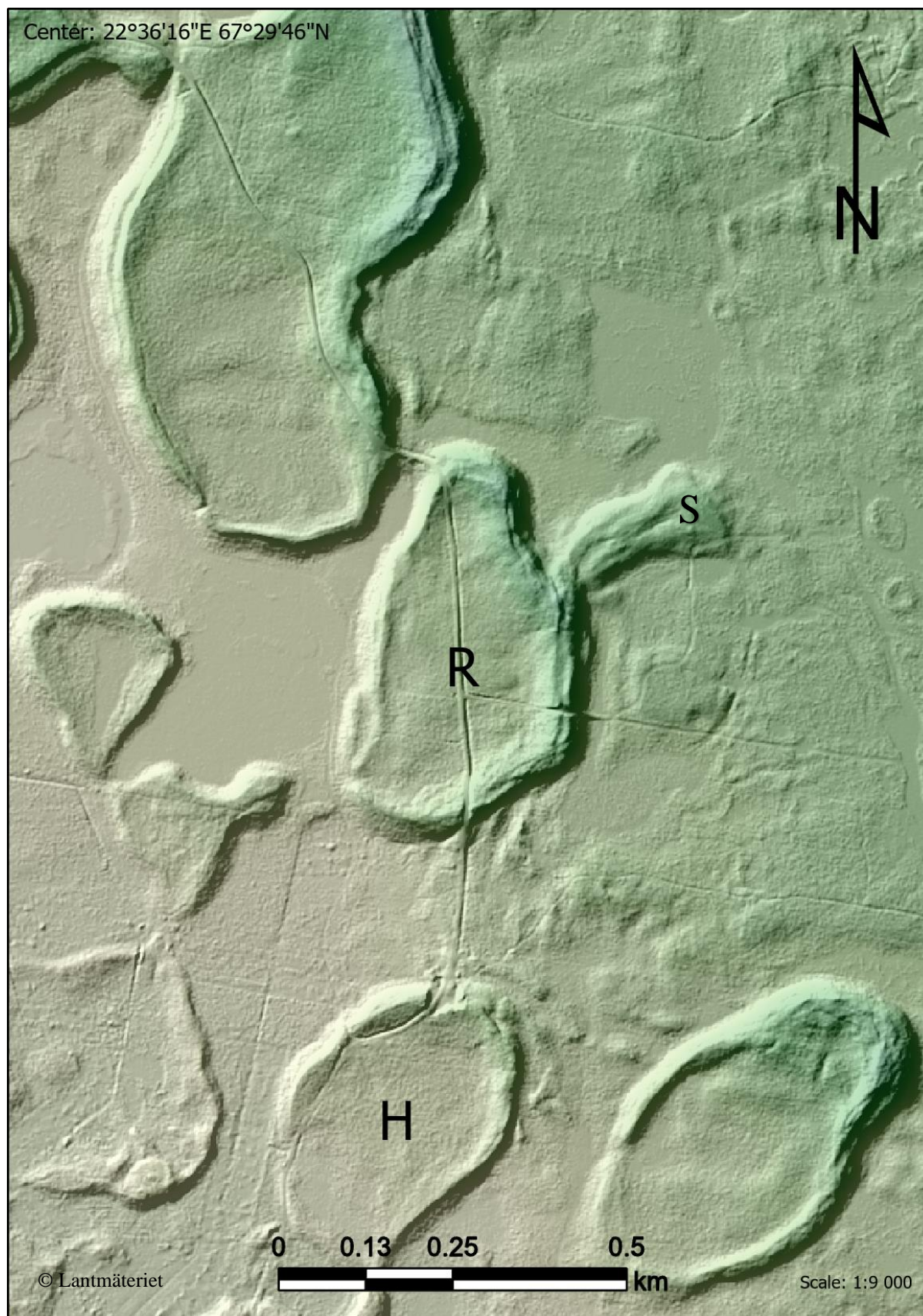


Figur 49: Feltpbilder fra Raakejärvet. © Amanda K. Karlsen

Gul stiplet linje indikerer kantryggkammer, blå stiplet linje platåområde, og rosa stiplet linje avsetningskilen på nordøst-siden av Raakejärvet.

A) Veien krysser veikimorenen på langs. Nordlig kantrygg i horisont av bildet, særlig kantrygg i framkant av bilen som er plassert midt den kantrygg-kammen.

B) Kantrygg-kam. C) Kantrygg-kam i horisont. D) Bilde tatt fra samme posisjon som C) men motsatt retning. E) Nedgravning i ytterkant av viften eller «armen».



Figur 50: LiDAR DEM med fargeskala overliggende gråskalert hillshade – Raakejärvet.
 Raakejärvet-veikimorenen i midten av kartbildet (R). Posisjon: 67.4962°N, 22.6042°E. 235 moh. (sentrum av platået og veikimorenen, R). Haukijärvet-veikimorenen er lokalisert rett sør for Raakejärvet (H). S) Sekundær avsetning (arm/vifte). Veien krysser Raakejärvet på langs (N-S).

Tabell 2: Dimensjoner - Raakejärvet-veikimorenen

Lengde (L)	Bredde (B)	Areal [m ²]				
580 m	340 m	145 000 m ²				
		L/B [m]	Areal [m ²]	Høyde [moh.]	Helning (I)	Helning (Y)
1) Platå			70 000	235 – 8 m		
2) Kantryggsett	1 270 (omkrets)	75 000 (m/indre og ytre skråninger)		245 (N) – 9 m 249 (Ø) – 10 m 238 (S) – 7 m 235 (V) – 7 m	12° (N) 12° (Ø) 10° (S) 3° (V)	20° (N) 20° (Ø) 15° (S) 10° (V)
SUM (gj.snitt)				~ 8 m	~ 9°	~ 16°
3) Sekundær avsetning	250/ 60 – 140	26 000		242 ~ 5 m	1 – 3°	8 - 12°

5.1.3.1 Tolkning – intern kollaps

Observasjoner fra Raakejärvet antyder deformasjon og/eller brudd av kantryggsettet i nordøst. En følge av kantryggbruddet i dette tilfellet er trolig den sekundære avsetningen (viften) observert i kartbildet (Figur 50). Viften anses som en *sheet flow* eller en utbruddavsetning relativt yngre enn indre kantryggkam. Dette tolkes som intern kollaps av isvegginnsjøen på et aktivt stadium som førte til «uttømming» av glasilakustrine materialer, og kan dermed relateres til dynamisk utvidelse av isvegginnsjøen pga. *backwasting* og gravitasjonsprosesser (Kap. 2.3.3).

5.1.4 Kortejärvi-veikimorenen

Neste morene befinner seg ca. 15 min med bil langs skogsveien (Figur 40). Lindqvist (2020) har datert, analysert og tolket en kjerneprøve på ca. 5 m tatt fra platået. Feltobservasjoner blir kort beskrevet. Lindqvist (2020) anbefales for detaljerte sedimentologiske beskrivelser. Se Tabell 3 for dimensjoner relatert til Kortejärvi-veikimorenen.

Kantryggsettet til Kortejärvi-veikimorenen (forkortes til Kortejärvi) er separert langs midten (betegnes vestre og østre kantrygg videre i teksten) i N-S retning (Figur 51). Kantrygger fraværene i nord og sør. Vestre kantrygg har lengre utbredelse enn østre kantrygg. Vestre

kantrygg former seg langs Kortejärvi-innsjøen (sørvest for Kortejärvi-veikimorenen) hvor den flater ut i terrenget sør for innsjøen. Østre kantrygg bøyer seg diskret av mot vest før den opphører. Det diskrete antydninger i *hillshade*-kartbildet til doble-kantrygger på østsiden, men dette ble ikke observert i felt. Dimensjoner er illustrert i Tabell 3.

Skogsveien krysser tvers over Kortejärvi og har forårsaket blotninger av kantryggene. På vestre kantrygg ble det observert strukturerte sandavsetninger overliggende diamikt (Figur 51, A). Disse sandavsetningene er OSL-datert til $41\,600 \pm 5100$ - $37\,100 \pm 5500$ og korreleres med *Tärendö II* Alt. A2 i Figur 6 A (Lindqvist, 2020, s. 81). Breeelvavsetninger fra kjerneprøven ble OSL-datert til 9200 ± 1200 år og $11\,400 \pm 1500$ år og korrelert med lokal deglasiasjon av LGM-isdekket ca. 9800 ± 200 år (Lindqvist, 2020, s. 83, 86).

5.1.4.1 Tolkning – glasifluviale prosesser

LiDAR kartbildet (Figur 52) og Lindqvist (2020) antyder at Kortejärvi har blitt overkjørt av et breeleveløp. En *isälvsränna* eller et breeleveie befinner seg nord for Kortejärvi, hvor svingen eller elveslyngen i kartbildet er ca. 190 – 250 m bredt (Figur 52).

Ifølge Lindqvist (2020) består de øverste 5 m av platåavsetningene av sandig-grus og tolket som breeelvavsetninger relatert til deglasiasjon av LGM-isdekket, og underliggende diamikt tolkes som en glasigen massestrøm (Figur 53). Platåområdene av hoveddelen og SV-del av Kortejärvi har ca. samme høyde (Tabell 3) og platå morfologi. Øvre avsetninger på SV-del i Figur 51 B.2 anses som breeelvavsetninger relatert til samme breeleveløp som eroderte platået (Figur 53). Begge delene av Kortejärvi anses dermed som påvirket av glasifluvial aktivitet relatert til LGM-deglasiasjon. Sandavsetningene overliggende vestre kantrygg (Figur 51 A) indikerer påvirkning av fluvial aktivitet under midt weichsel (*Tärendö II* korrelert med *Tulppio* og midt weichsel interstadialene, se Figur 6), trolig relatert til deglasiasjon av veikimoreneisdekket (Lindqvist, 2020). Kortejärvi indikerer altså en sammenheng mellom fluviale prosesser og veikimorenelandskapet.

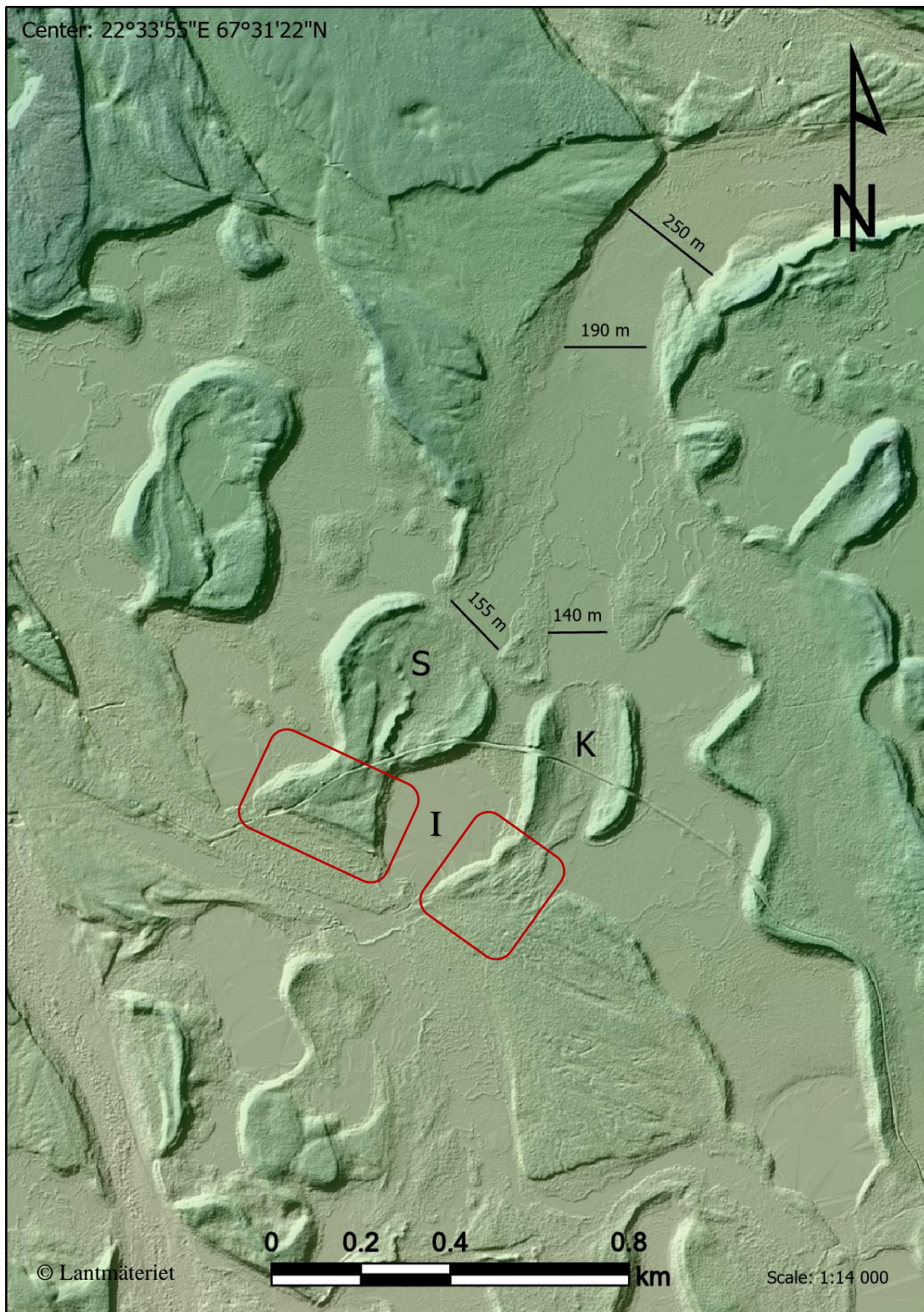
Da SV-del ikke har noen kantryggformasjon på østsiden (Figur 52), er det noe usikkert om denne anses som en sekundær glasifluvial forlengelse eller en primær utbredelse av Kortejärvi-veikimorenen. SV-del virker uansett å kunne ha en forbindelse med teorien om *merging lakes by collapse* (Figur 54) foreslått av Lindqvist (2020, s. 88 - 92).



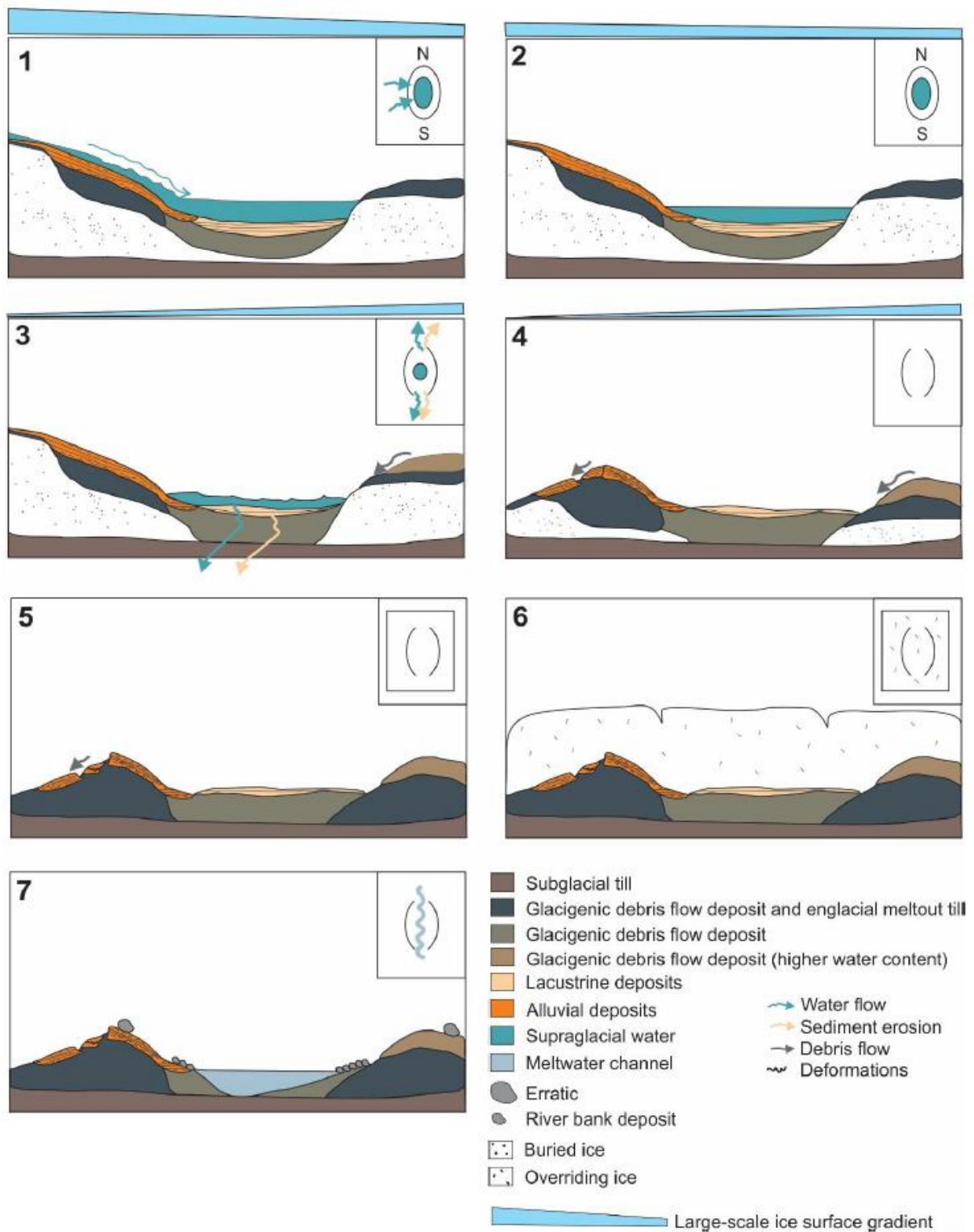
Figur 51: Feltbilder fra Kortejärvi. © Amanda K. Karlsen.

Figur 52 forts.:

A) Blotning av vestre kantrygg. Merk bil som skala. A.2) sedimentære strukturer i sortert sand A.3) Sedimentær kontakt mellom sortert sand og diamikt. B) Vestre kantrygg-kam. Merk menneske som skala. B.2) Sandholdig grus utgravd i overflaten av kantryggen. C) kontakten mellom innsjøen og kantryggen i sørvest. D) Mimmi Lindqvist peker mot sentrum av platået hvor kjerneprøven hun jobbet med ble tatt.



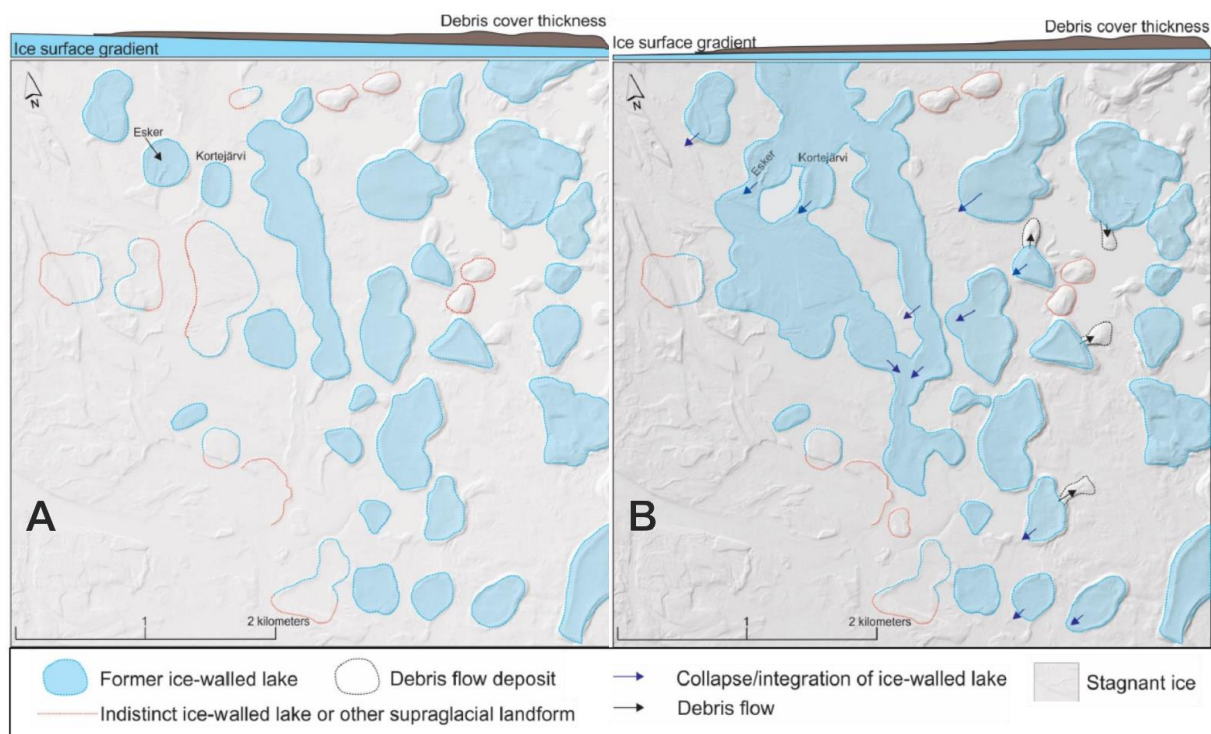
Figur 52: LiDAR DEM med fargeskala overliggende gråskalert hillshade – Kortejärvi og Sotkajärvi. Kortejärvi (K) og Sotkajärvi (S) veikimorenene midten i kartbildet. I) Kortejärvi-innsjøen. Posisjon: K) 67.5205°N, 22.5703°E, S) 67.5222°N, 22.5615°E. K) 237 moh., S) 240 moh. Merk bred spylrenner/breelvelfar nord/nordøst for S og K. Røde bokser representerer SV-deler av Sotkajärvi og Kortejärvi påvirket av glasifluvial erosjon.



Figur 53: Dannelsesforløp (1 - 7) av Kortejärvi-veikimorenen (Lindqvist, 2020, fig. 5.9).

Tabell 3: Dimensjoner – Kortejärvi-veikimorenen

Lengde (L)	Bredde (B)	Areal [m ²]				
340 m	270 m	85 000 m ²				
		L[lm]/B[m]	Areal [m ²]	Høyde (moh.)	Helning (I)	Helning (Y)
1) Platå			44 000	237 – 1 m		
2) Kantryggsett				244 (Ø) – 6 m	7° (Ø)	10 - 20° (Ø)
V kantrygg	290 lm (V)	19 000		243 (V) – 7 m	7° (V)	10 - 15° (V)
Ø kantrygg	390 lm (Ø)	22 000				
SUM / middelverdi		41 000				
3) SV-del		160 / 75 – 210	22 000	238 1 - 4 m	1 - 5°	7 - 9°



Figur 54: Prinsippet for «merging lakes by collapse» relatert til «ice surface gradient». Redigert fra (Lindqvist, 2020).
 A) Primær avsetningsformasjon (blå) før fusjonering. B) Sekundær avsetningsformasjon (blå) etter fusjonering eller utvidelse. LiDAR © Lantmäteriet.

5.1.5 Sotkajärvi-veikimorenen

Rett vest for Kortejärvi-veikimorenen er Sotkajärvi-veikimorenen (Figur 40, Figur 52). Ytre skråning mot SØ er brattere en ytre skråning mot NV (Tabell 4). Kantrygger er fraværende i NØ. En slyngete (*sinuous*) rygg strekker seg langs midten av platået (betegnes platåryggen videre). Ytre terreng skrår svakt fra NØ (238 moh.) mot SV (236 moh). To topografnivåer identifiseres på platået med ca. 2 m høydeforskjell. Det høyeste nivået er sammenhengende med sørvestre del (betegnes SV-del videre, markert med rød boks i Figur 52).

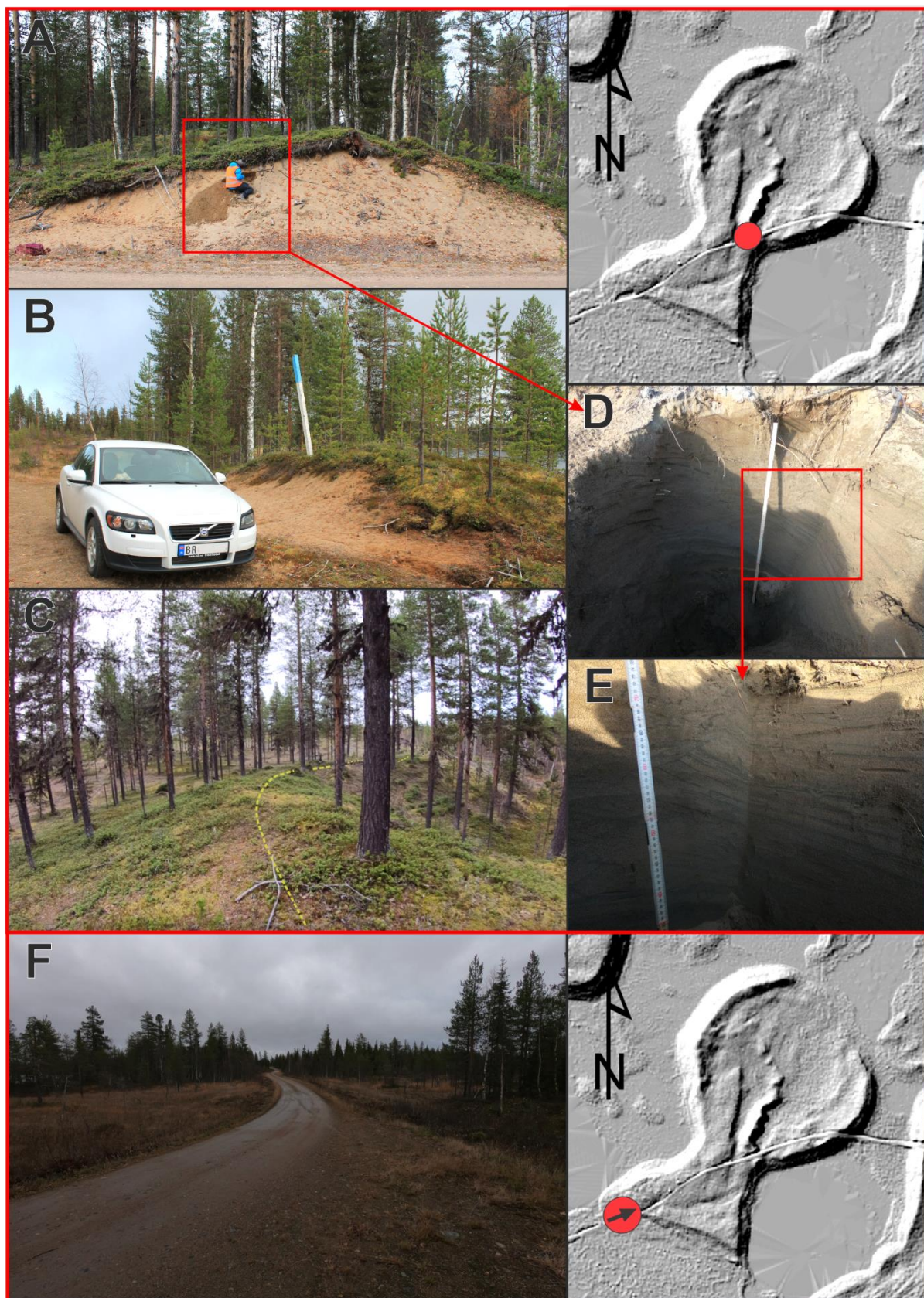
Platåryggkammen er avrundet og slynger seg i terrenget (Figur 55 C). Skogsveien har forårsaket blotninger på tvers av ryggen (Figur 55 A, B). Blotningen på nordsiden av veien er ca. 4 m høy (Figur 55 A) hvor avsetninger består av sortert normalgradert strukturert og deformert sand (Figur 55 D og E) overliggende sandholdig grus. Strukturer utgjør ca. 2 – 5 cm tynn skråstilt (ca. 20 – 30 °) parallell lagning. Platåryggen er orientert NØ - SV, men svinger av mot Kortejärvi-innsjøen i dens sørlige ende (Figur 55 B). Landformer fra deglasiasjonsfasen av LGM-isdekket har samme orientering (NØ - SV) i Figur 15 (Kap. 2.2.3.3). Som nevnt i Kap. 5.1.4 er omkringliggende landskap glasifluvialt påvirket.

Isälvsrännor eller breelvelleier observeres både NØ og SV for Sotkajärvi i kartbildet (Figur 34, Figur 52). Breelvelleiet NØ for Sotkajärvi er ca. 190 - 250 m bredt i elveslyngen (Figur 52), hvor det blir bredere eller forgrener seg i retning Kortejärvi (140 m markør i Figur 52) og Sotkajärvi (155 m markør i Figur 52). Orientering av platåryggen (Figur 52) sammenfaller altså med orientering til sistnevnte breelvelleie (155 m, Figur 52) og LGM-landformer (Figur 15).

5.1.5.1 Tolkning – esker

Avrundet kam, normalgradert og lagdelt sand, deformasjon og slyngete ryggmønster taler for at platåryggen er en esker (rullesteinsås). Eskere dannes ved innfylling av sub-, en- og supraglasiale dreneringskanaler (Bennett & Glasser, 2009, s. 296). Det at eskeren svinger av mot Kortejärvi-innsjøen antyder subglasial drenering. Eskeren anses som en del av LGM-deglasiasjonslandformer tilhørende sett 3 i Figur 15 (C. Hättestrand, 1998). Kortejärvi-innsjøen kan ha vært en del av LGM-dreneringssystemet og fungert som et dreneringshulrom under isdekket (Bennett & Glasser, 2009, s. 88).

SV-del til Sotkajärvi (Figur 52, rød boks) besitter en noe annerledes morfologi enn NØ-del med plataeskeren.



Figur 55: Feltbilder fra Sotkajärvi. © Amanda K. Karlsen

A) Sedimentær blotning på tvers av ryggform lokalisert langs midten av platået. Merk menneske som skala. B) Mindre blotning av samme ryggform fra A) på sørsiden av veien. Merk bil som skala. C) Stiplet linje representerer ryggkam svingende av mot høyre i bildet. Bilderetning mot nord. D) Sedimentologisk snitt fra ryggblotningen i A). Strukturert sand overliggende gruslag. Meterstokken er 1 lm. E) Sedimentære strukturer (krysslaging) i godt sortert sand overliggendesortert grusholdig sand. F) flatt svakt stigende terreng ($\sim 3-4^\circ$).

Tabell 4: Dimensjoner - Sotkajärvi-veikimorenen

Lengde (L)	Bredde (B)	Areal [m ²]				
380 m	400 m	115 000				
		L[lm]/B[m]	Areal [m ²]	Høyde [moh.]	Helning (I)	Helning (Y)
1) Platå			73 000	240 1 – 3 m		
2) Kantryggsett						
NV kantrygg	430 lm	24 000	245 – 8.5 m	5 - 10°	8 - 12°	
SØ kantrygg	350 lm	18 000	244 – 8 m	5 - 8°	10 - 15°	
SUM / middelverdi		42 000		7°	11°	
3) SV-del		110 lm / 150 – 290	45 000	239 – 241 5 – 6 m	0 - 2°	8 - 12° 9 - 13°
4) Platå-rygg		950 lm / 30		241 – 244 3 – 6 m	14 - 20° (V)	17 – 24° (Ø)

Indre kantryggskråning er fraværende (0 - 2°), og platåområdet til SV-del (5 – 3 m) er høyere enn platåområdet med eskerryggen (1 – 3 m) (Figur 52, Tabell 4). Årsaken til morfologiforskjellene er noe usikkert. Forkle-formen kan være glasifluvial, kollapsrelatert eller avskåret platåområde.

Sirkelformen (NØ-del av Sotkajärvi) utgjør enten original veikimorenemorfologi eller en morfologi påvirket av glasifluvial erosjon. Sistnevnte anses mest sannsynlig da kantrygger er fraværende i NØ og anses erodert bort. Dermed anses det sannsynlig at platåområdet også er erodert. Hvis førnevnte er sant representerer SV-del ikke morfologi påvirket av glasifluvial erosjon, men trolig original veikimorenemorfologi og dermed er et avskåret platåområde. Ifølge (Lindqvist, 2020) kan Sotkajärvi og Kortejärvi være relatert til *merging lakes by collapse* (Figur 54). Siden terrenget heller svakt fra NØ til SV er det derfor mulig at SV-del til Sotkajärvi kan være relatert til kollapsavsetninger og dermed glasilakustrin kollaps (Figur 54). At Forkle-formen representerer glasilakustrin kollaps eller avskåret platåområde anses

som like sannsynlige alternativer. En kombinasjon av førnevnte anses også sannsynlig. Kollaps av isvegginnsjøen kan ha ført til glasilakustrin utvidelse av innsjøen eller sammenslåing med en nærliggende supraglasial innsjø, som senere ble erodert av LGM-breelver.

5.1.6 Saarijärvi-platåkomplekset

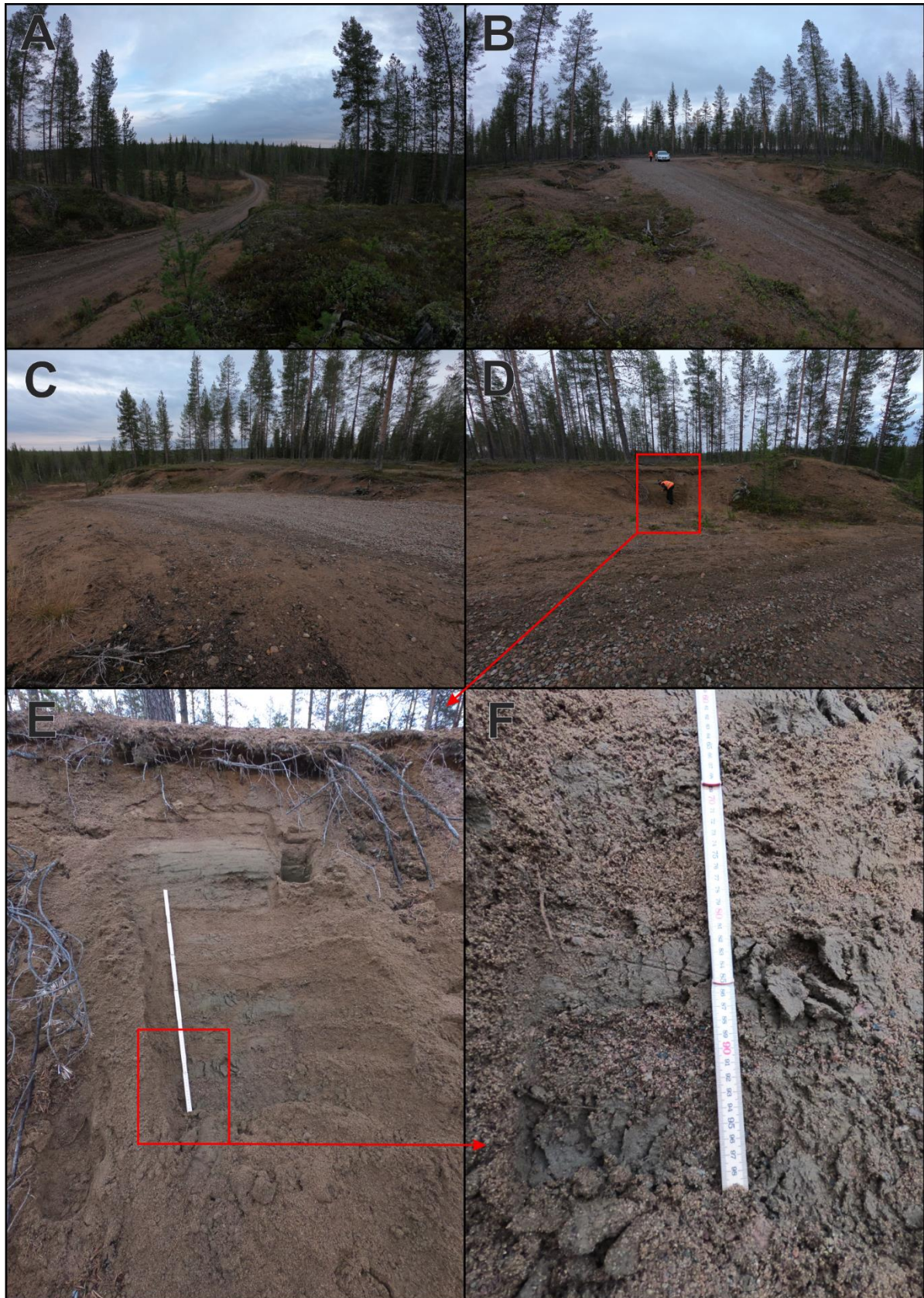
Tabell 5: Dimensjoner – Saarijärvi-feltlokalitet

	Lengde [m]	Bredde [m]	Høyde [moh.]	Areal	Helning
1) Platå-komplekset	900	650 – 850	(Ø) 250 – 15 m (V) 243 – 8 m	400 000 m ²	27 - 30° (Y) 0 - 2° (I)
2) Elveslyng, elveskrent	1800	110	240 4 m	60 000 m ²	27 - 30°
3) Innsjø (V)	600	410	244	150 000 m ²	5 - 15°
Innsjø (Ø)	230	230	244	40 000 m ²	15 - 20°

Nysgjerrighet og leten etter snuplass endte ved enden av skogsveien og Saarijärvi-lokaliteten (Figur 40). Langs veien opp til platå- eller sletteområdet med barskog var det sedimentære blotninger på begge sider (Figur 56). Pga. en generell mangel på sedimentære blotninger i feltområdet ble lokaliteten nærmere undersøkt.

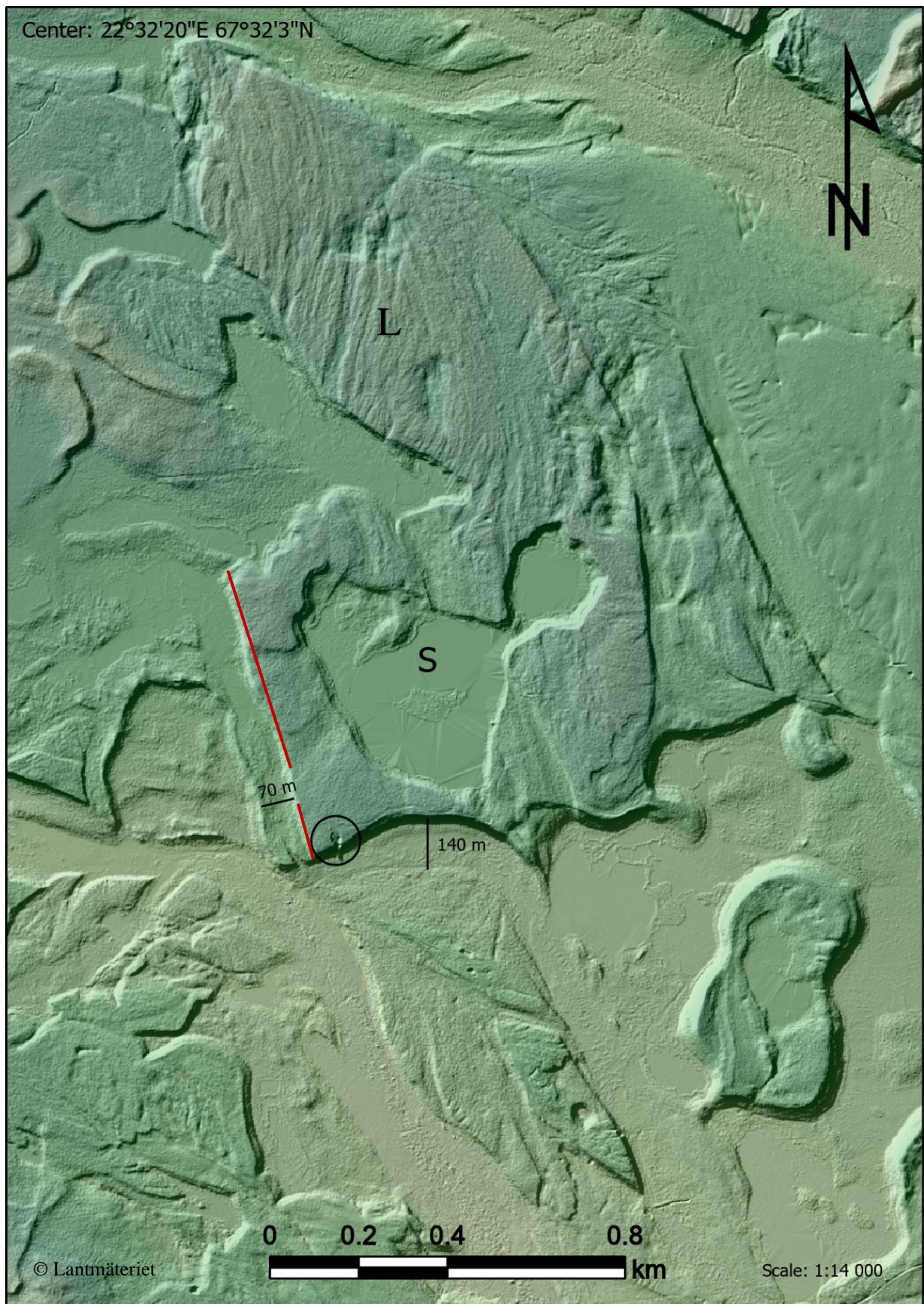
5.1.6.1 Observasjoner

I midten av kartbildet (Figur 57) utgjør Saarijärvi-innsjøene 190 000 m² omringet av 400 000 m² sletteområder (se Tabell 5 for flere dimensjoner). Sletteområdene rundt Saarijärvi-innsjøene betegnes videre som **Saarijärvi-platåkomplekset**. Saarijärvi-platåkomplekset har bratte erosjonskontakter i vest, sør, og øst (Figur 57). Skråningen mot sør er ca. 27 – 30° og utgjør ca. 10 m høydeforskjell mellom platåområdet og våtmarksområdet (elveskrent i Tabell 5). I kartbildet (Figur 57) utgjør våtmarksområdet (Figur 56 A) en 410 m bred og 1800 m lang elveslyng eller meander (Tabell 5). Lav avsetningskontakt mot sør og bratt erosjonskontakt mot nord (Figur 57). Nord-nordvest for Saarijärvi-innsjøene observeres parallelle **lineasjoner** i terrenget på 0,5 – 2 m i høyde, 4 – 20 m i bredde og 50 – 300 m lange (Figur 57).



Figur 56: Feltbilder fra Saarijärvi markert lokalitet markert i Figur 40. © Amanda K. Karlsen

A) Oversiktsbilde mot sør. Veien krysser et myrområde. B) Oversiktsbilde mot nord. Flatt platåområde med skogsvegetasjon og blotninger langs veikontakten. C) Flatt platåområde og ingen kantryggformasjon i kontakt mot omkringliggende landskap. D) Utgravningsområde på øst siden av veien. Merk menneske som skala. E) Sedimentologisk snitt. Vekslende sand- og leireavsetninger. Målestokk 1 m som skala. F) Nærbilde av siltholdige leirelinser ca. 5 cm tykke.



Figur 57: LiDAR DEM med fargeskala overliggende gråskalert hillshade – Saarijärvi.

Saarijärvi-innsjøen i midten av kartbildet (S) med omkringliggende platåområder. Landskapet er påvirket av fluvial erosjon indikert av elveleier sør (140 m, elveslyng) og vest (70 m) for feltlokaliteten (svart sirkel). Nord for Saarijärvi observeres lineasjoner (L). Rød linje representerer et relieffskille trolig forårsaket av vestre breelvelleie (70 m markør). Svart buet linje representerer ryggformer. Posisjon (feltlokalitet): 67.5309°N, 22.5310°E, 248 moh.

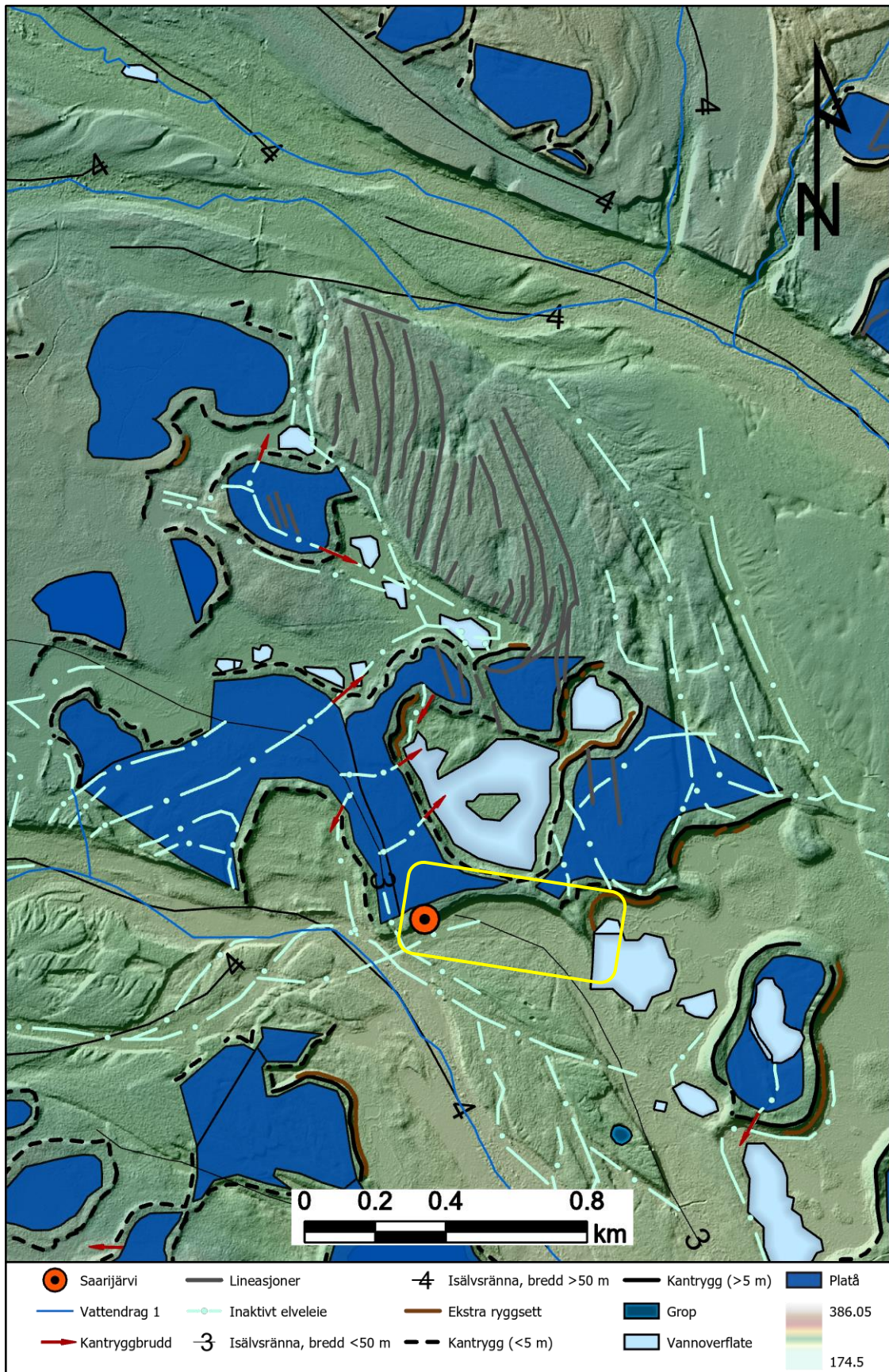
Avsetninger utgjorde en ca. 2 m høy stratigrafi (Figur 56 E, F). Løsmasser var godt sortert massiv normalgradert grusholdig sand vekslende med ca. 8 cm tykke linser av siltholdig leire. Et ca. 20 cm tykt siltholdig leirelag, underliggende ca. 40 cm sand, hadde svak intern laminering (Figur 56 E).

5.1.6.2 Tolkning – lakustrin avsetning og glasifluvial tilknytning

Slamavsetninger (Figur 56 E, F) viser relasjon til stillestående vann. Siden sandavsetningene var normalgraderte, men ikke strukturerte, kan de være relatert til massestrømmer. Sortering utelukker diamikt og morene. Avsetningene er trolig ikke fluviale prosesser da avsetningen er massiv. Massiv struktur og normalgradering kan indikere nedre regime av turbiditt-avsetninger (Nichols, 2009, s. 61 - 64). Tidligere nevnte og tilstedeværelse av linser av siltholdig leire antyder massebevegelser et supraglasialt lakustrint miljø (Kap. 2.3.3.2) og dermed trolig isvegginnsjøer (Kap. 2.3.4.4). Det er dermed sannsynlig at avsetningene kan relateres til veikimoreneplatåavsetninger, og Saarijärvi-platåkomplekset som et veikimoreneplatåkompleks.

Elveslyngen ved Saarijärvi-feltlokaliteten er en del av en *isälvsränna* <50 m kartlagt av SGU (Figur 58). I Figur 57 er bredden av elveslyngen målt til ca. 140 m i LiDAR DEM kartbildet. Pga. bratt helningsgrad (27 – 30°) og mangel på kantryggmorfologi i felt (Figur 56) og i LiDAR kartbildet (Figur 57) anses nordlig elvebredd (*river side*) som en elveskrent (*cut bank*) dannet ved erosjon av breelven. At breelver kan erodere kantrygger har blitt indikert av Kortejärvi og Sotkajärvi lokalitetene (Kap. 5.1.4, Kap. 5.1.5). At evt. kantrygg har blitt erodert av en breelv ved Saarijärvi anses dermed som reelt. Saarijärvi er også lokalisert lengre vest enn Kortejärvi (Figur 40) og er dermed innen breelvavsetningsområdet (*isälvs sediment*) i kartbildet av SGU (Figur 34). Inaktive elveleier av ulike orienteringer både utenfor og kryssende platåområder observeres i kartbildet hvor et flertall av disse kan relateres til kantryggbrudd (Figur 58).

Det 70 m brede elveleiet observert i Figur 57 er kartlagt av SGU som *isälvsränna* (Figur 58). Områder overkjørt av førnevnte breelveløp anses dermed påvirket av glasifluvial erosjon. Østre elvebredd utgjør altså et relieffskille hvor vestre område er utsatt for glasifluvial erosjon og besitter dermed et redusert relieff (Figur 57). Vestre elvebredd (70 m markøren i Figur 57) er trolig relatert til en kantryggformasjon som strekker seg vestover i et buemønster (buet linje i Figur 57). Forutsatt at overnevnte tolkninger er sann kartlegges platåområder og kantrygger som følgende i Figur 58.



Figur 58: Kartlegging og tolkning av Saarijärvi-området.

LiDAR DEM er fra Lantmåteriet (Kap. 4.2.2) og isälvsränna, vattendrag og vannoverflate er datasett fra SGU jordartskarta.

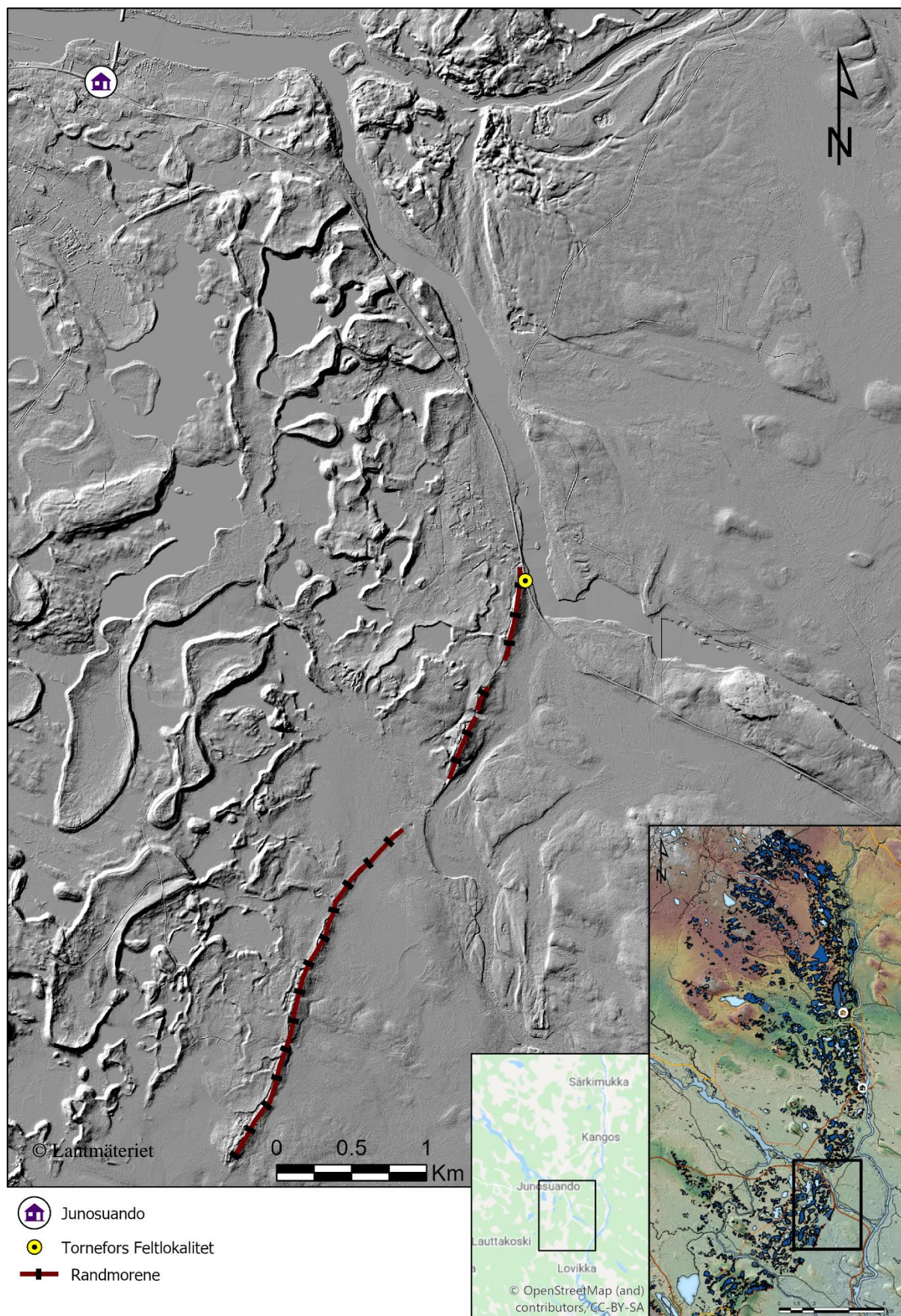
Elveslyng ved Saarijärvi-feltlokaliteten er markert med gul boks.

Areal (400 000 m², 0.4 km²), feltobservasjoner (Figur 56) og fjernanalysemetoder (Figur 57, Figur 58) antyder altså at Saarijärvi kan være et veikimoreneplatåkompleks hvor kantrygger er blitt utsatt for glasifluvial erosjon.

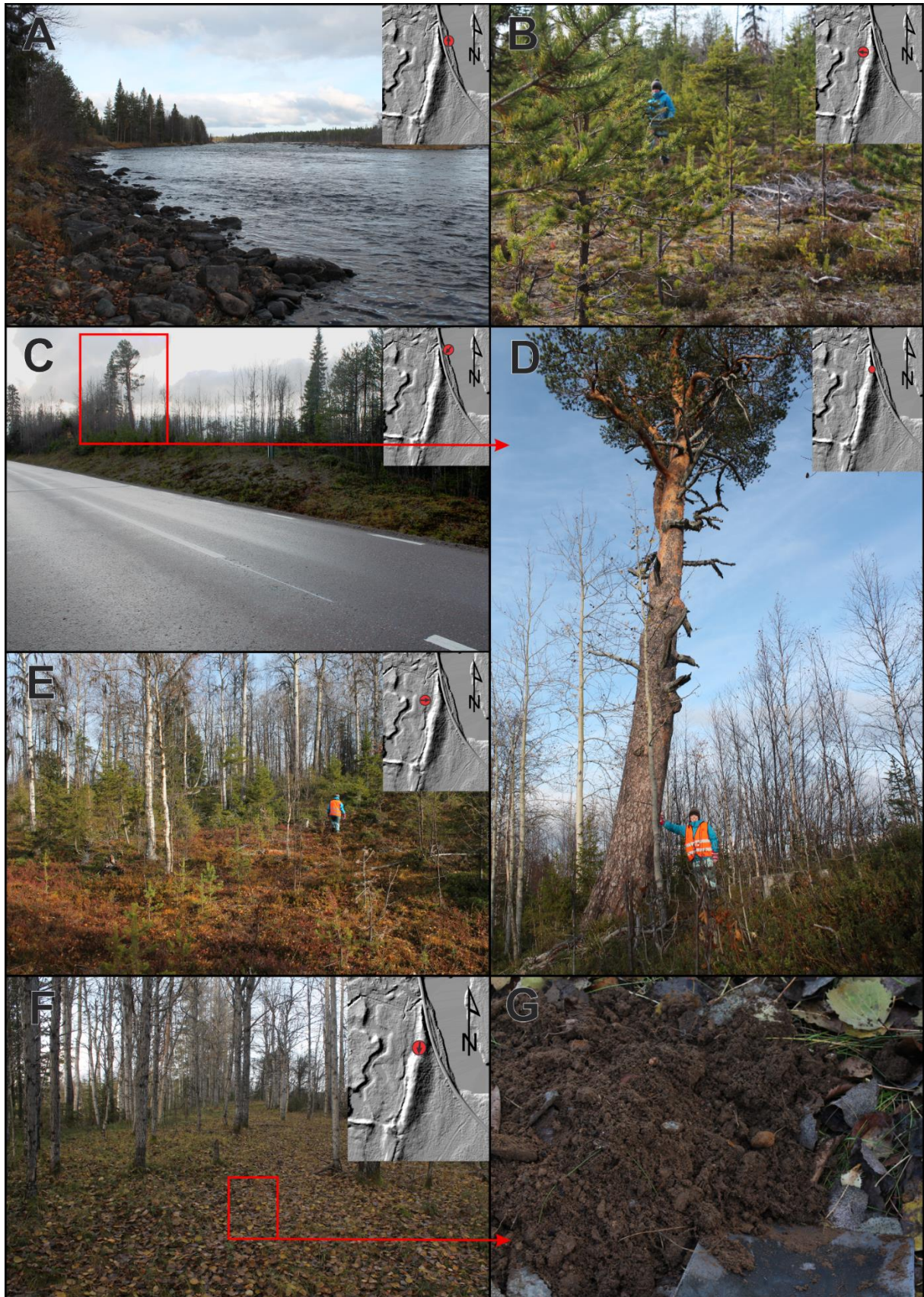
Basert på morfologi ligner lineasjonene på *flutes*. Flutes er typisk regel < 3 m i høyde, < 3 m i bredde og < 100 m i lengde (Bennett & Glasser, 2009, s. 263), mens lineasjonene er 0,5 – 2 m høy, 4 – 20 m brede og 50 – 300 m lange (Figur 57). Dermed stemmer ikke dimensjoner mellom dem helt overens. *Megaflutes* er en større subglasial landform og er typisk < 5 m høy og < 100 m bred og lang (Bennett & Glasser, 2009, s. 264). Verken flutes eller megaflutes sammenfaller helt med dimensjoner av lineasjonene målt i LiDAR kartbildet (Figur 57). En annen faktor er av lineasjonene bøyer av mot sør (Figur 57, Figur 58). En stor andel *isälvsrännor* og inaktive elveleier i Saarijärvi-kartbildet (Figur 58) antyder et område dominert av fluviale prosesser. Dermed er det sannsynlig at lineasjonene er koblet til glasifluviale prosesser forutsatt at flutes og megaflutes er utelukket. Lineasjonene er sannsynligvis relatert til subglasiale dreneringssystemer. Troligvis via et fordelingsdreneringssystem (*distributed drainage system*) hvor smeltevann er fordelt over et stort moreneområde (Bennett & Glasser, 2009, s. 89 - 90). Et slikt multikanaldreneringssystem kan ha dannet et forgreinet eskersystem, men ryggen av et slikt system er ca. 10 – 30 m høye (Bennett & Glasser, 2009, s. 298). Pga. den korte høyden av ryggene (0.5 – 2 m) virker det dermed mer sannsynlig at lineasjonene er erosjonale landformer dannet av et glasifluvialt dreneringssystem. Lineasjonene kan altså være et sett med slukrenner (*subglacial chutes*). Da lineasjonene strekker seg sørover Saarijärvi-platåområdet (Figur 58) anses disse som relativt eldre og dermed ikke i relasjon til veikimoreneisdekket.

5.1.7 Tornefors-randmoreneryggen

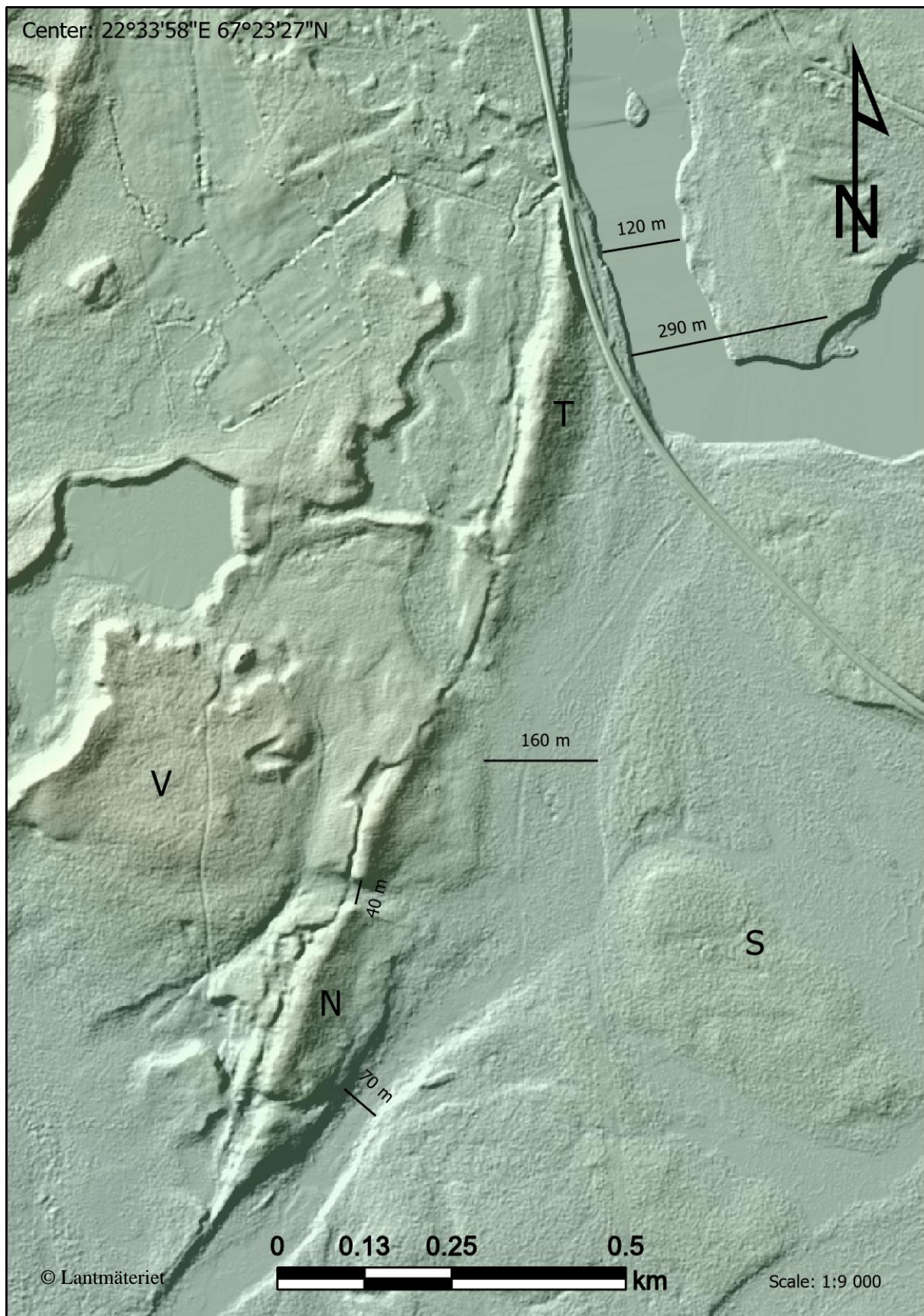
Randmoreneryggen er kartlagt sør for Junosuando av SGU (Figur 34). Randmorene i Figur 59 er kartlagt etter førnevnte og noe utvidet basert på egne morfologiske observasjoner (enslig bred avrundet rygg) i kartbildet. Randmoreneryggsettet er tidligere tolket som en østlig grense for veikimorenebeltet (Kap. 2.2.3). Nordligste ekstensjon av randmoreneryggsettet i dagens landskap er ved Tornefors, et lite tettsted eller en gård sørøst for Junosuando (Figur 59). Feltlokaliteten er navngitt Tornefors-randmoreneryggen (forkortes til Tornefors-ryggen videre i teksten) og befinner seg like ved en elveslyng av Torneälven (Figur 59). Feltbilder er illustrert i Figur 60 og fargeskalert LiDAR kartbilde i Figur 61.



Figur 59: Veikmoreneområdet sør for Junosuando hvor randmorener er synlig i terrenget og viser et tydelig skille i landskapet i, samt en østlig grense for veikimoreneforekomster.



Figur 60: Feltbilder fra feltlokaliteten ved Tornefors, sørøst for Junosuando. © Amanda K. Karlsen
 A) Torneälven like ved hovedveien og randmoreneryggen. B) Vestsiden av randmoreneryggen med tett vegetasjon. C) Kontakt mellom randmorenerygg og hovedvei. Merk tre som skala. D) Nærbildet treet fra C) på randmoreneryggen. Merk menneske som skala. E) Vestlig skråning av randmoreneryggen. F) Avrundet ryggkam og romslig skog. G) Tettpakket morenejord på ryggkammen.



Figur 61: LiDAR DEM med fargeskala overliggende gråskalert hillshade – Tornefors.

Tornefors-ryggen (T) og Niskajärvet-ryggen (N) fremstår som et skille mellom veikimoreener (V) og sandursletter (S). Posisjon (T): 67.3955°N, 22.5708°E, 212 moh. Merk randmoreneryggbrudd på 40 m bredde nord for Niskajärvet (N) samt aktive og inaktive elveleier (markert med linjer og bredde).

5.1.7.1 Observasjoner

Området øst for Tornefors-ryggen ble observert langs hovedveien med bil. Området vest for Tornefors-ryggen ble undersøkt til fots. Det østlige området var et oversiktlig flatt jevnt terreng dominert av romslig skog. Vest for Tornefors-ryggen var det tett vegetasjon og ujevnt terreng (Figur 60 B, E).

Vestre skråning (Figur 60 E) er 20 - 25 m kort og har en helningsgrad på 10 - 15°. Østre skråning er 50 - 70 m lang og 6 - 10° bratt. Selve Tornefors-ryggen er 60 - 90 m bred og ca. 410 m lang (Figur 61). Nordøstsiden er i kontakt med hovedveien med en 22 - 26° bratt skråning (Figur 60 C). Ryggkammen ligger 7 m høyere enn østlig terreng og 5 m høyere enn vestlig terreng (Figur 61).

På toppen av Tornefors-ryggen er det romsligere skog med større trær og flat til avrundet topografi av ryggkammen (Figur 60 C, D, F). Grunn nedgravning i overflaten viste mørkebrunt kompakt materiale med mye røtter, grus og stein (Figur 60 G). Blokk ble ikke observert på ryggkammen (Figur 60 F). En kantrygg opptrer langs venstre skråning av Tornefors-ryggen i kartbildet (Figur 61).

5.1.7.2 Tolkning - randmorene som ismarginal oppholdslinje

Tilstedeværelse av kantrygger langs Tornefors-ryggen samt lavere høydeforskjell mellom vestre terreng og ryggkammen (Figur 61) antyder at veikimorene-formasjoner er «påklisset» vestre randmorenerygg-skråning. Dermed anses Tornefors-ryggen (randmoreneryggen) som relativt eldre enn veikimorener og veikimorene-landskapet. Sådan anses randmorenesettet, som Tornefors-ryggen er en del av, som en ismarginal oppholdslinje lik *Hovedoppholdslinjen* i Danmark (2.1.3.3) hvor dødisterreng dominerer innsiden og breelvsletter (outwash plain) dominerer yttersiden av oppholdslinjen.

Nordlig del av Tornefors-ryggen anses som menneskedannet (antropogen) da ryggen er i direkte kontakt med hovedveien, og skråningen er brattere (22 - 26°) sammenlignet med vestre (10 - 15°) og østre skråning (6 - 10°). Ved sammenligning av helningsgrad av de to sistnevnte er vestre skråning brattere og anses som støtsiden (iskontaktsiden). Østre skråning er slak og anses som lesiden av randmoreneryggen.

Torneälven og Lainioälven (Figur 36) er aktive elveløp som troligvis har vært del i et stort breelvesystem, sannsynligvis koblet til elveløpene observert ved Heinävumanjärvi (Kap. 5.1.1), Kortejärvi (Kap. 5.1.4), og Sotkajärvi (Kap. 5.1.5). Torneälven ligger ca. 40 meter unna Tornefors-ryggen (Figur 59) og er per i dag ca. 120 m bred (Figur 61). I kartbildet

observeres en elveterrasse ca. 3 m høyere enn vannivået ved elveslyngen, noe som antyder at elveleiet på et tidligere stadium har vært ca. 290 m bredt (Figur 61). Sør for elveslyngen observeres et inaktivt elveleie på ca. 160 m tilknyttet det aktive elveløpet i kartbildet (Figur 61). Ved passering langs Niskajärvet minskes bredden til førnevnte elveleie til ca. 70m (Figur 61). Et 40 m bredt brudd av randmoreneryggen forekommer rett nord for Niskajärvet (Figur 61) og anses relatert til et breelveløp. Dette antyder at Torneälven på et tidligere stadium har vært en del av et breelvsystem. Torneälven har dermed trolig vært aktiv både i interstadialer og stadialer under weichsel istid.

Ved antakelse om at overnevnte er sant, har Torneälven erodert nordlige del av Torneforsryggen og antatt nordlig utbredelse av randmoreneryggen over lang tid. Trolig over flere stadialer og interstadialer, men vertfall siden deglasiasjon av LGM-isdekket. Man kan dermed anta at det samme er sant for Lainioälven (Figur 36) som har erodert antatt nordlig ekstensjon av randmoreneryggsettet langs ytterkanten av Lainiobuen (Kap. 2.2.3). Det er dermed sannsynlig at randmoreneryggsettet hadde en original utbredelse tilsvarende lengden av Lainiobuen (Kap. 2.2.2.1), men ble erodert til dagens utbredelse av Torneälven og Lainioälven (Figur 14, Figur 34).

5.2 Geomorfologisk kartlegging

Ved bruk av *remote sensing* (Kap. 4.2) ble majoriteten av Lainiobuen kartlagt (Figur 62). På grunn av ekstensivt område (50 x 20 km) er tre mindre områder (6 x 7 km) valgt og fordelt langs Lainiobuen; Høylandsområdet, Kangos, og Junosuando. Det er to kartbildetemaer for hvert område; bare veikimoreneelementer og fluvial aktivitet og hydrologi. Tettsteder brukes som geografiske referansepunkter. Statistisk analyse for veikimoreneelementer innen Lainiobuen gjennomgås først. Bakgrunnskartet (LiDAR) i alle figurene er fra Lantmäteriet.

5.2.1 Lainiobuen – dimensjon og orientering

Fordeling av areal, omkrets og orientering for veikimorener (en enhet eller en veikimorene, regnes her som plata + kantryggsett/kantrygger) baseres på datasettet tilegnet via egen kartlegging med en nøyaktighet på 2 m. Statistisk analyse for høyde gjøres ikke da datasettet ikke inneholder geografiske z-verdier (høyde verdier).

5.2.1.1 Areal

Ved arealberegninger av plataer er kantryggskråninger som hovedregel ikke inkludert. Arealfordeling av veikimoreneplataer (Figur 63) viser at majoriteten av plataer (66%) har et areal som ligger i intervallet $195 \text{ m}^2 - 21\,645 \text{ m}^2$ ($\sim 0,02 \text{ km}^2$). Normalfordeling i Figur 63 illustrer at et plataareal over $343\,419 \text{ m}^2$ ($\sim 0,34 \text{ km}^2$) er høyst uvanlig. Gjennomsnittlig (*mean*) areal er $33\,932 \text{ m}^2$ ($\sim 0,04 \text{ km}^2$), og median (midtverdi) er $10\,440 \text{ m}^2$ ($\sim 0,01 \text{ km}^2$). Maksimum areal i datasettet er $1\,373\,097 \text{ m}^2$ ($\sim 1,37 \text{ km}^2$).

5.2.1.2 Omkrets

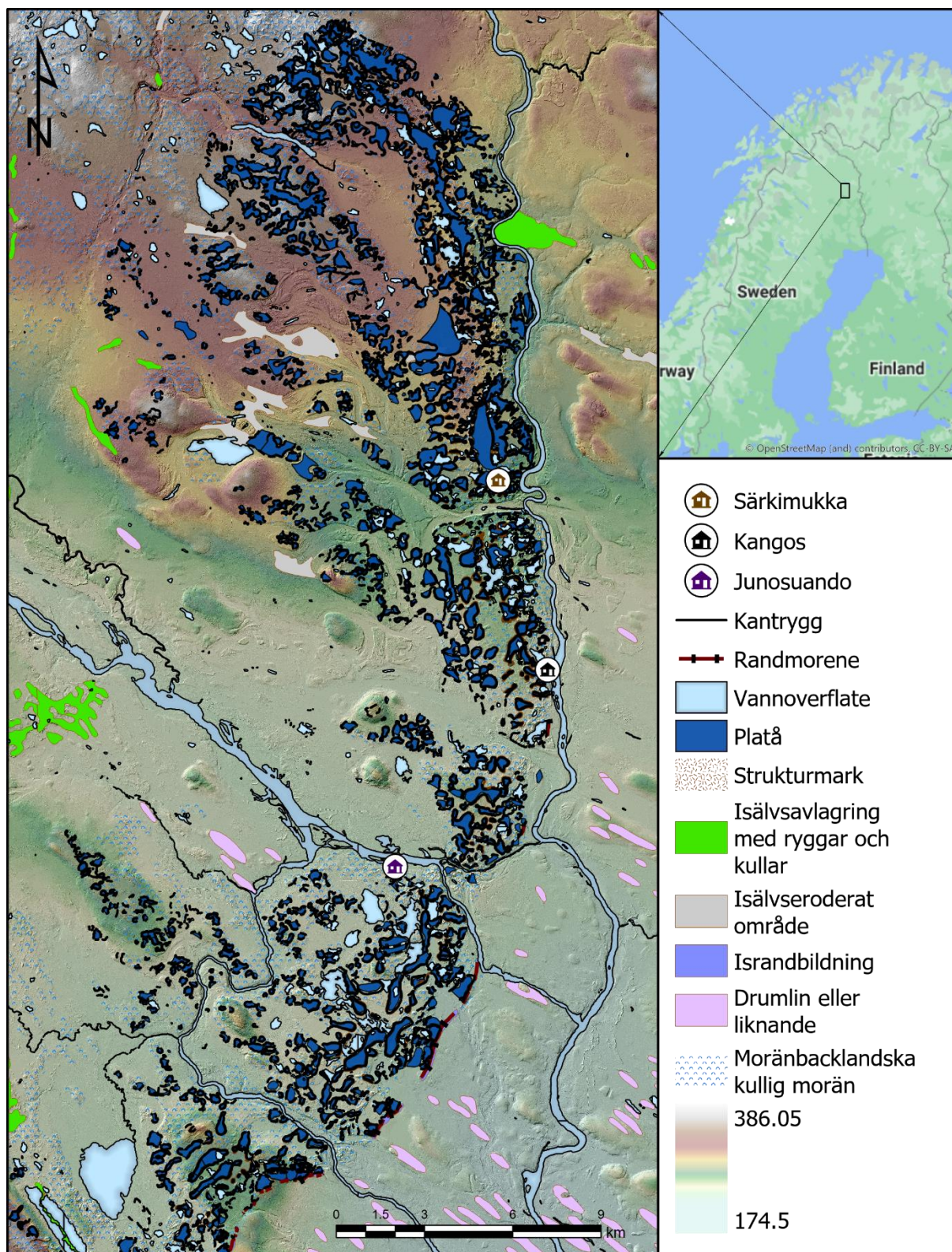
Plataomkrets indikerer kantrygg lengde. Omkrets av 1183 plataer (Figur 64) viser samme hovedtrend som areal (Figur 63). Av intervallet $60 - 15\,778 \text{ m}$ flater normalfordeling ut ved $3\,989 \text{ m}$. Gjennomsnitt, median og normalfordeling illustreres i Figur 64.

5.2.1.3 Orientering

Orienteringsverdier er bare tilgjengelig for lineære objekter som kantrygg og dobbel kantrygg, hvor orientering kalkuleres fra startpunkt til endepunkt uansett form (Kap. 4.2.4).

Orienteringsfordeling av kantrygger (Figur 65) og doblekantrygger (Figur 66) gjenspeiler to grafiske topper (bimodal-fordeling). Det er altså to modusverdier (typetall) for hvert sett.

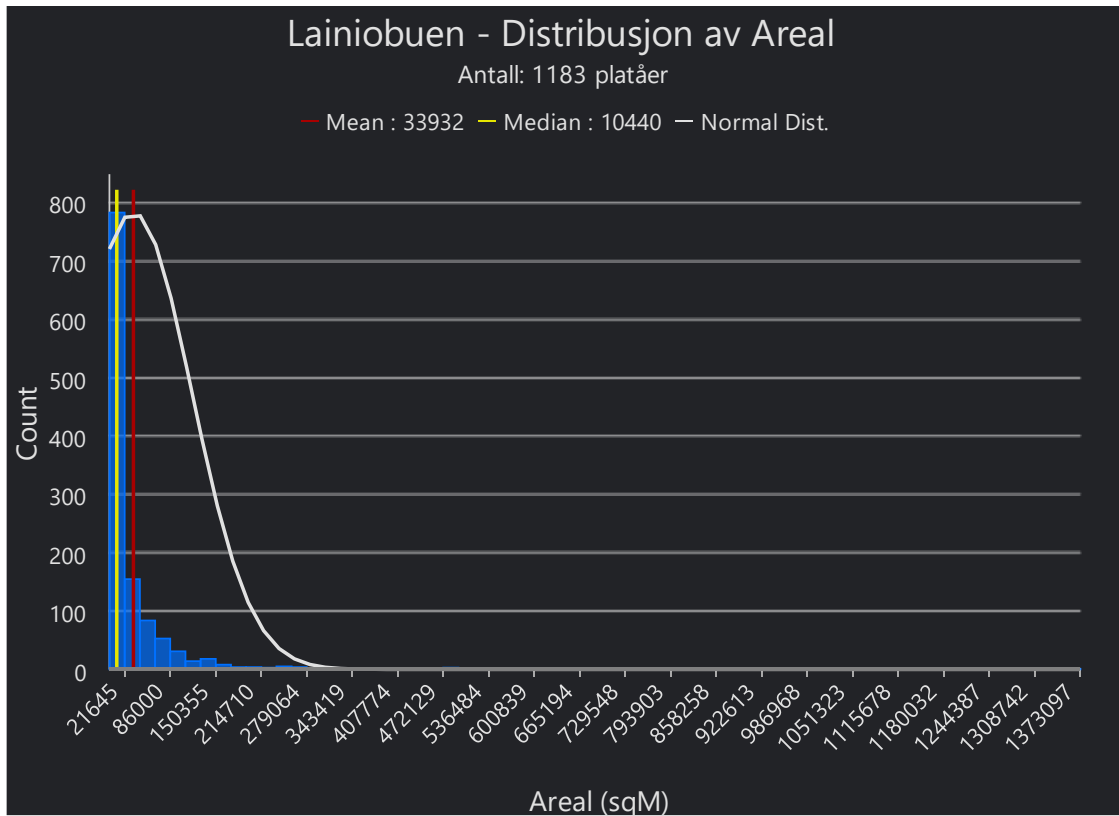
Kantrygger; $51 - 56^\circ$ og $225 - 230^\circ$. Doble-kantrygger; $45 - 56^\circ$ og $219 - 224^\circ$.



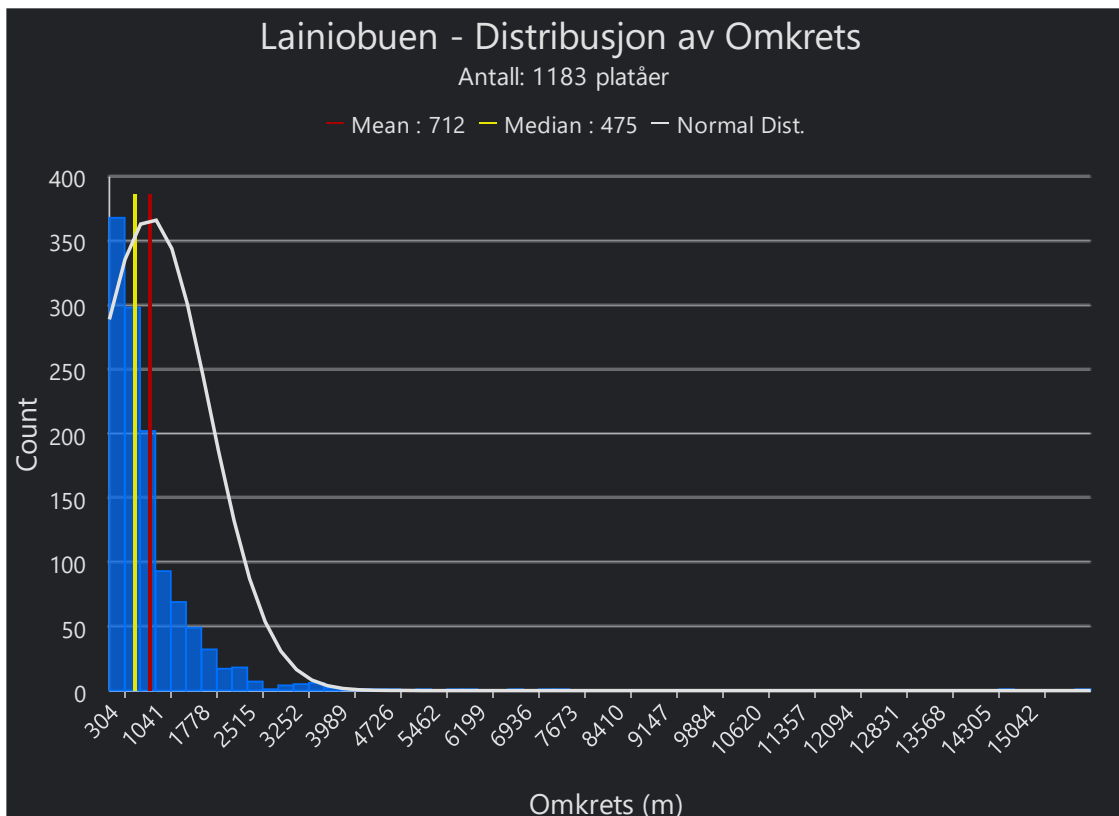
Figur 62: Lainiobuen - Oversiktskart.

Kantryggsett (kantrygger omkring et platå) med platå (elevert område innesluttet kantrygger) er kartlagt egne hovedelementer hvor de sammen utgjør en veikimorene i kartbildet.

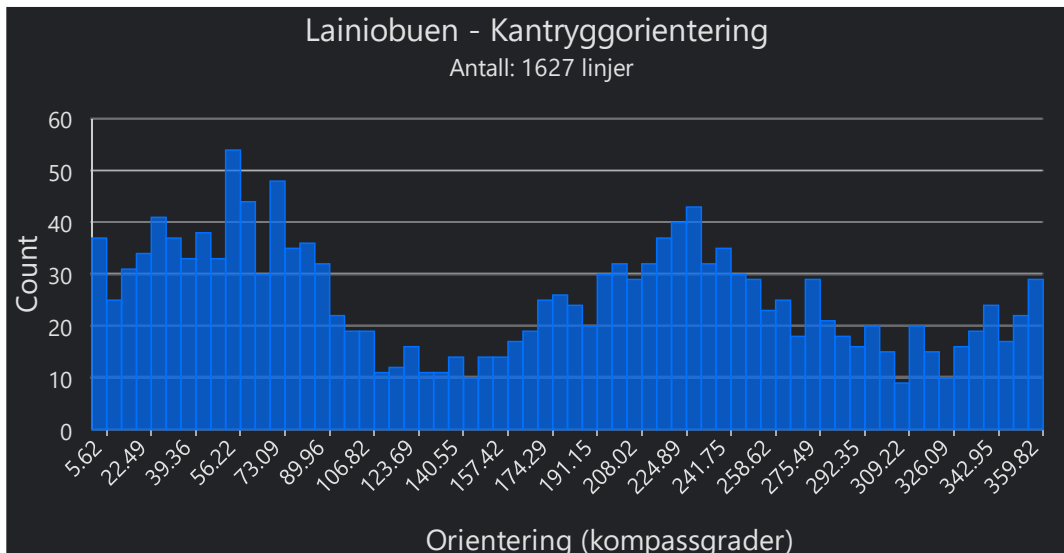
«Landformer» datasettet fra Lantmäteriet (Kap. 4.2.2.) er inkludert og gir oversikt over omkringliggende storskala landformer. Basemap består av et høydedatasett (©Lantmäteriet, Kap. 4.2.2.) overliggende to delvis transparente gråskalerte hillshade layers.



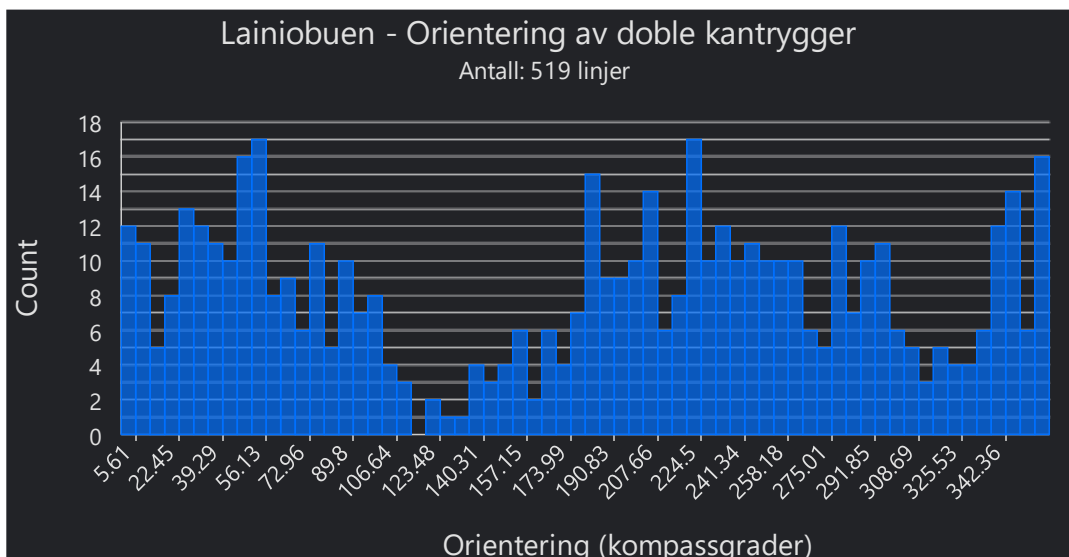
Figur 63: Lainiobuen – arealfordeling.



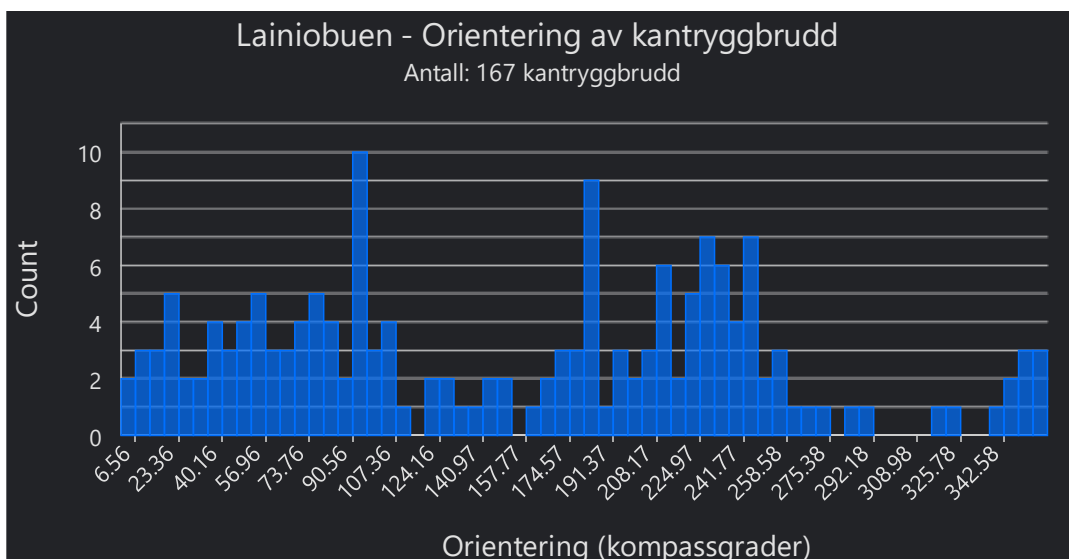
Figur 64: Lainiobuen - fordeling av omkrets.



Figur 65: Lainiobuen – orientering av kantrygger.



Figur 66: Lainiobuen - orientering av doblekantrygger eller ekstra kantryggsett.



Figur 67: Lainiobuen - orientering av kantryggbrudd.

Orientering av kantryggbrudd (Figur 67) gjenspeiler tilnærmet bimodal fordeling som kantrygger (Figur 65) og doble kantrygger (Figur 66). Fordelingen er noe ujevn, men to distinkte typetall (*modes*) står fram; $90 - 96^\circ$ og $180 - 186^\circ$ (Figur 67).

5.2.1.4 Tolkning

Arealstørrelser utenfor normalfordelingen i Figur 63 ($343\,419\text{ m}^2/\sim 0,34\text{ km}^2$) ansees som unormale, relateres til fusjonering eller sammenslåing (Figur 54) og betegnes dermed **platåkomplekser**. Basert på normalfordelingen i Figur 64 kan omkrets større enn $3\,989\text{ m}$ eller $\sim 4\text{ km}$ regnes som sjelden eller unormal.

Bimodal fordeling er trolig en refleksjon av orienteringsvariasjon langs en geometrisk halvsirkel (Lainiobuen), eller en 180° differanse. Orientering av kantrygger indikerer indirekte orientering for hele veikimorenelandformen. Men pga. beregning av orientering basert på to punkter av en linje, start- og slutt punkt (Kap. 4.2.4), skaper det feilkilder. I tilfeller hvor et kantryggsett er markert med en heltrukken linje (ellipsoide form), vil orienteringen relateres til start og slutt av kartleggingsfrekvens og ikke sann orientering. I tilfeller hvor lineasjoner er rette linjer vil sann orientering reflekteres. Hvis sistnevnte er sann, vil det enda være en feilkilde relatert til 180° reversering. F.eks. hvis et kantryggbrudd er orientert øst for en veikimorene hvor det første punktet plasseres til høyre i kartbildet og det siste punktet plasseres til vestre, får linjen en orientering mot vest. Dermed vil tilegnet orientering være 180° fra sann orientering, som er mot øst i dette eksemplet.

I Figur 65 har største mode $51 - 56^\circ$ som verdi, man kan dermed anta at motsatt verdi er like sann; $231 - 236^\circ$. Dette gjenspeiles av nest høyeste mode; $225 - 230^\circ$ som representerer den andre grafiske toppen (Figur 65). Til tross for mulige feilkilder antyder et relativt stort datasett (1 627 objekter) at kantrygger og dermed veikimorener har en orienteringstrend; NØ – SV. Denne trenden reflekteres av Figur 66, hvor kartlagte linjer er korte og moderat rettlinjete. Det er altså indikasjoner på at veikimorener har en generell trend hvor lengste akse er orientert NØ – SV. Men pga. overnevnte feilkilder anses dette noe usikkert.

Imaginært kan Lainiobuen (Figur 62) separeres på tvers langs midten (sør for Kangos) av en linje. De største platåene (platåkomplekser) nord for midtlinjen har en NV – SØ orienteringstrend, og platåkomplekser sør for midtlinjen har en NØ – SV orienteringstrend. Platåkomplekser har altså en orienteringstrend parallell med Lainiobuen (Figur 62).

Kantryggbrudd viser en dominerende Ø – V orientering. Datasettet er høyst troverdig da kartlagte lineære objekter i dette tilfellet er korte og rette. Trenden tolkes som indirekte (glasifluvialt) eller direkte påvirket av østlig og vestlig isoverflategradient (Figur 54).

5.2.2 Høylandsområdet

Høylandsområdet er nordligste kartlagte del av Lainiobuen (Figur 68), se Tabell 6 for antall elementer i kartbildet. Areal intervall platåer; 231 – 1 135 484 m². Omkretsintervall platåer; 59 – 15 778 m. Videre beskrivelser baseres på observasjoner i kartbildet (Figur 68, Figur 69) og navigering av datasett i ArcGIS Pro (Figur 37).

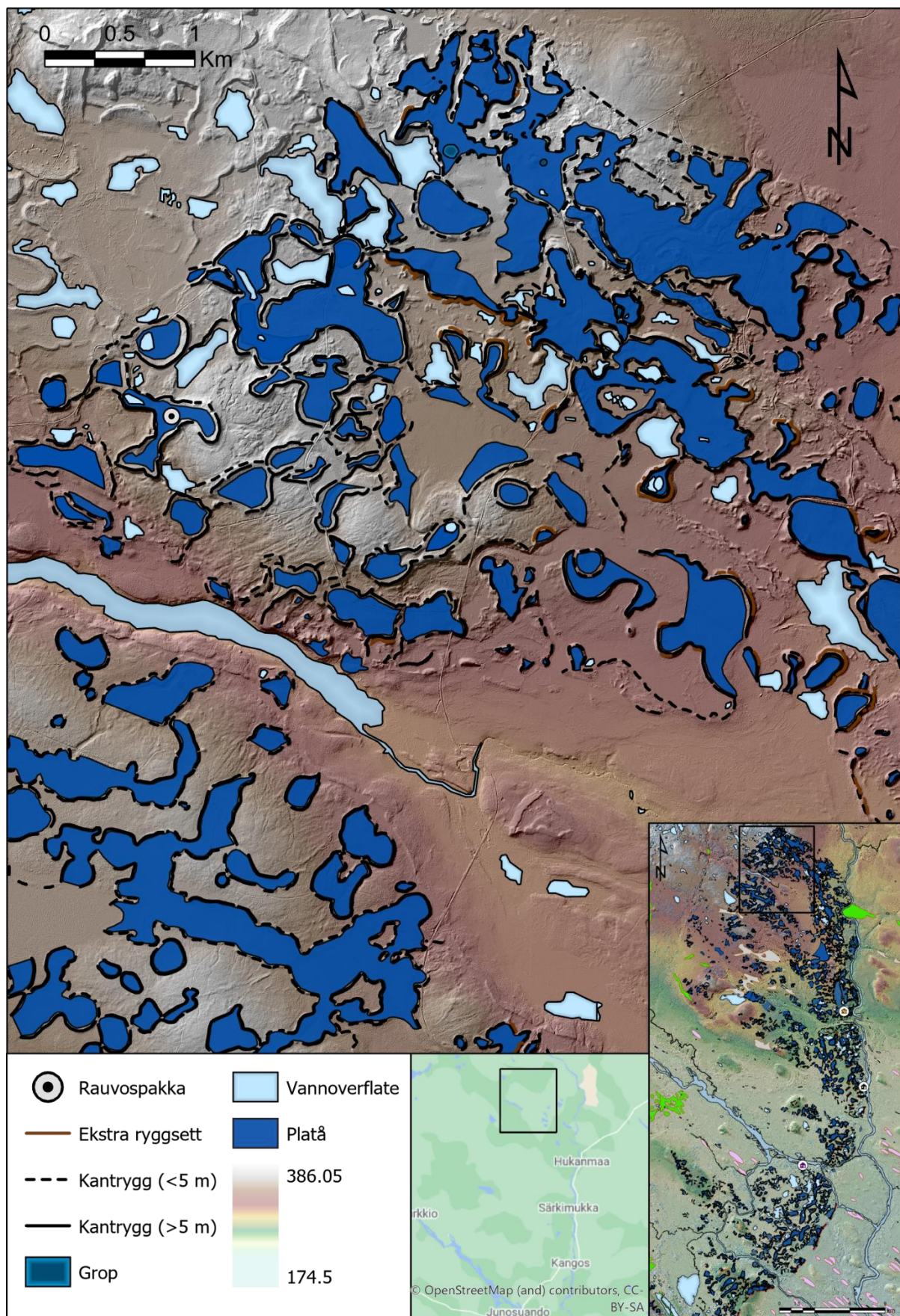
Tabell 6: Høylandsområdet – antall elementer i kartbildet

Platåer Platå + platåkompleks	Platå- kompleks > 4 km omkrets og > 0,34 sqKm areal (Kap. 5.2.1.4)	Platå- innsjøer	Groper Sirkulær form På platåer Noen meter dyp 139 – 7 100 m ²	Innsjøer Inkl. platå- innsjøer (Lantmåteriet, Vägartor, Vattenytor)	Doble- kantrygger Antall linjer	Kantrygg- brudd 27 – 70°, 207 - 250° ~ NØ – SV orienteringstrend
162 /1183	6 /9	7 /24	10 /33	65 /670	58 /519	33 /167

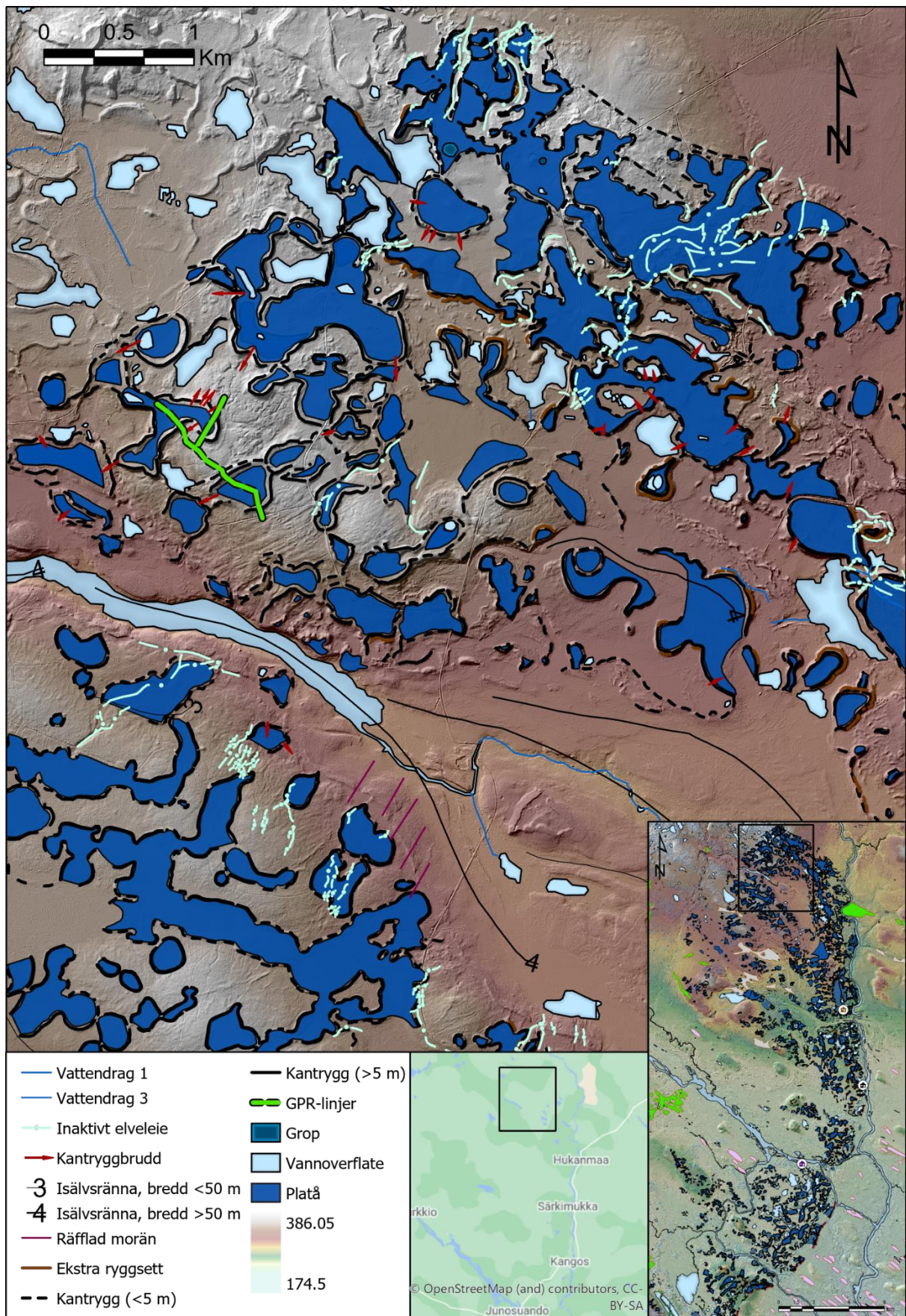
Terrenget er ca. 284 – 320 moh., platåer ca. 289 – 327 moh., og kantrygger ca. 291 – 333 moh. (Figur 68). Platåkomplekser (Tabell 6) har en NV – SØ orienteringstrend (Figur 69). Platåer mindre enn 0,34 km² har en tilsynelatende tilfeldig orientering i kartbildet (Figur 68).

Lavprofilerte kantrygger i Figur 69, er ca. 1 – 3 m høyere enn omkringliggende terreng. Det kan også representere en usikkerhet på tilhørighet til veikimoreneplatåer. Dette gjelder spesielt isolerte kantrygger i kartbildet hvor høyde ikke er tatt hensyn til i slike tilfeller. Høyprofilerte kantrygger (Figur 69) representerer en stor sikkerhet om tilhørighet til veikimoreneplatå og et tydeligere relieff (>3m).

Kantryggbrudd på ca. 10 – 60 m i bredde viser en NØ – SV trend i orientering (Figur 69, Tabell 6). Et delvis vannfylt 150 – 250 m bredt og 10 m dypt og elveleie (*isälvsränna* >50 m) står tydelig fram i terrenget med en generell NV – SØ trend (Figur 69). Moderne elveløp følger det tidligere breelveliet og er ca. 8 - 10 m brede. Smalere aktive elveløp på 1 – 3 m bredde går langs veikimoreneplatåer og yttersiden av kantrygger.



Figur 68: Høylandsområdet – nordlig kartleggingsområde av Lainiobuen.



Figur 69: Høylandsområdet – hydrologiske og fluviale elementer samt GPR-linjer integrert i kartbildet.

Tidligere elveløp på ca. 2 – 3 dybde og ca. 10 – 50 m bredde har en NØ – SV dreneringstrend og krysser over plataer. Et godt eksempel på dette er platakomplekset helt nordøst i Figur 69. 5 – 50 m brede og 70 – 460 m lange parallelle rette rygger eller lineasjoner med NØ – SV orienteringstrend observeres mellom GPR-linjene i Figur 69 i terrenget rundt veikimorener.

5.2.2.1 Tolkning

NV - SØ orienteringstrend av platakomplekser (Figur 68) er tilsynelatende lik orientering av østre grense av Lainiobuen eller veikimorene-oppholdslinjen (NV - SØ) i Høylandsområdet (Figur 62).

Mindre inaktive elveleier (<50 m) med dreneringstrend (NØ – SV) assosieres med lokal drenering. Det største breelveliet (NV – SØ orientering) assosieres med regional drenering, da det er en del av *isälvsränna* kartlagt av SGU (Figur 34). Inaktive elveløp og breelveløp observert i kartbildet (Figur 69) er trolig relatert til LGM-deglasiasjon. Antakelsen er basert på datering og tolkninger relatert til elveleiet som krysset over Kortejärvi-veikimorenen (Kap. 5.1.4). Mindre elveleier (NØ – SV) kan også være relatert til LGM-deglasiasjon da de er relativt yngre enn veikimoreneterranget og orienteringen sammenfaller med sett 3 (Figur 15) tolket som landformer relatert til LGM-deglasiasjon av [C. Hättstrand \(1998\)](#).

Kantryggbrudd tolkes å være relatert til inaktive elveløp da orienteringstrend (NØ - SV) og bredde (10 – 50/60 m) er sammenfallende for de to landformtypene. Det er lite eller ingen observasjoner som tyder på intern kollaps av supraglasiale innsjøer eller dødis-innsjøer.

Parallelle rygger tolkes som glasiale lineasjoner i form av stripet morene eller *flutes*. Lignende landform ble også observert ved Saarijärvi (Kap. 5.1.6), tolket relativt yngre enn Saarijärvi-platakomplekset. Dimensjoner var noe mindre ved Saarijärvi; 4 – 20 m bred og 50 – 300 m lang. I dette tilfellet regnes glasiale lineasjoner som relativt eldre da de ikke overgår veikimorener (Figur 68). De kan være relatert til fremrykk av veikimoreneisdekket som stoppet ved Lainiobuens oppholdslinje (østre grense for veikimorener), men dette gjenstår å bevise. NØ – SV orientering av lineasjonene sammenfaller med orientering av landformer i sett 2, sett 3 og sett 4 i Figur 15 ([C. Hättstrand, 1998](#)). Men da de er relativt eldre enn veikimorener anses disse som en del av Sett 4 (Figur 15), som støtter relasjon til veikimoreneisdekket og midt-weichsel alder.

5.2.3 Kangos-området

Midtre del av Lainiobuen er tilknyttet feltområder fra Kap. 5.1 (Figur 40) hvor nærmeste tettsted er Kangos (Figur 70). Tabell 7 viser antall kartlagte elementer integrert i Figur 70 og Figur 71. Arealintervall; 273 – 368 934 m², og omkretsintervall; 130 – 5 662 m. Videre beskrivelser baseres på observasjoner i kartbildet (Figur 70; Figur 71) og navigering av datasett i ArcGIS Pro (Figur 37).

Terrenget er ca. 224 – 247 moh., platåer ca. 228 – 260 moh., og kantrygger ca. 230 – 263 moh. Platåkomplekset (øst for Kortejärvi) har N – S orienteringstrend. Mindre platåer har tilsynelatende tilfeldig orientering (Figur 70).

Tabell 7: Kangos-området - antall elementer i kartbildet

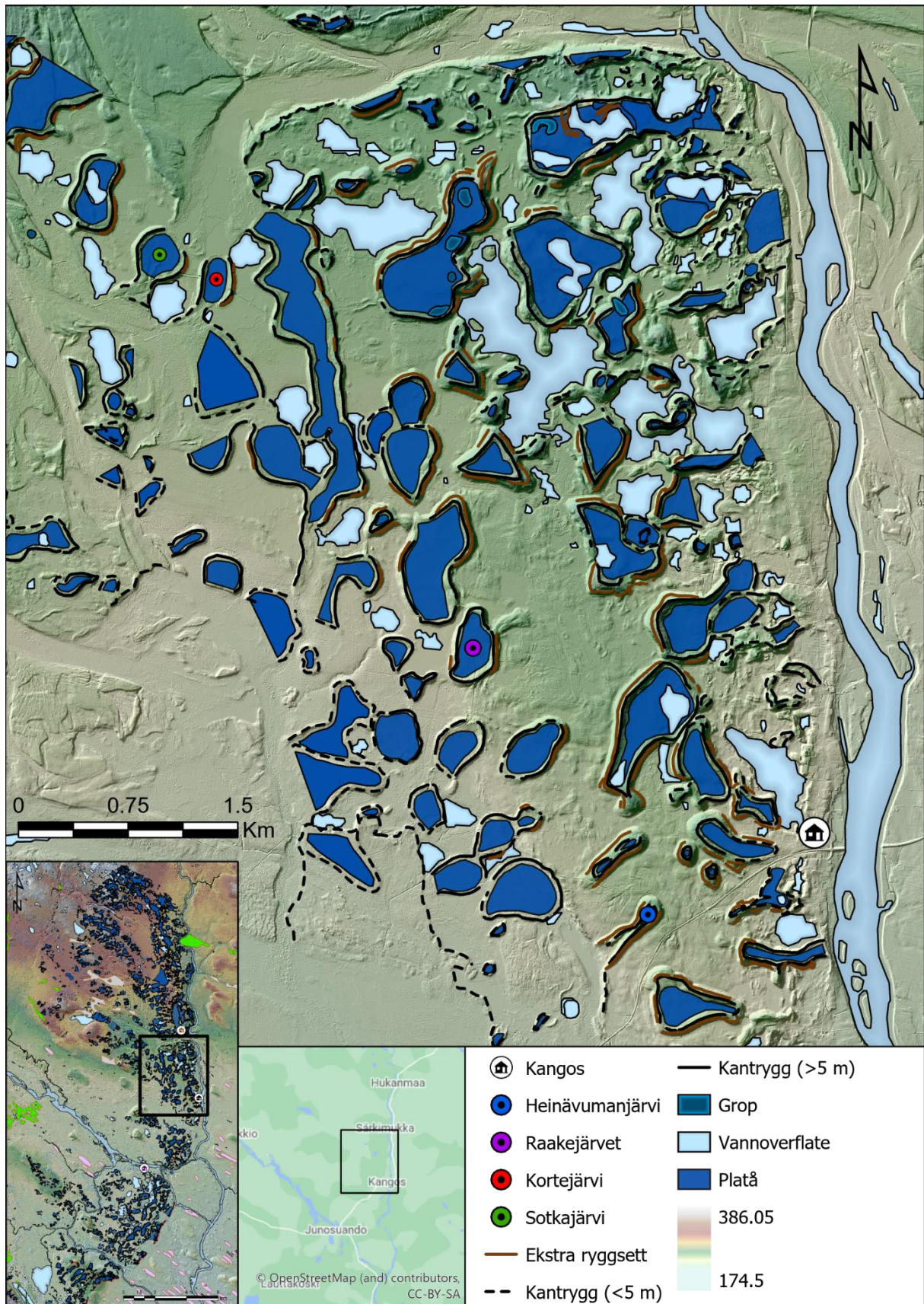
Platåer Platå + platåkompleks	Platå- kompleks > 4 km omkrets og > 0,34 sqKm areal (Kap. 5.2.1.4)	Platå- innsjøer	Groper Sirkulær form på platåer Noen meter dyp 139 – 7 100 m ²	Innsjøer Inkl. platå- innsjøer (Lantmåteriet, Väggkartor, Vattenytor)	Doble- kantrygger Antall linjer	Kantrygg- brudd
97 /1183	1 /9	9 / 24	7 /33	97 /670	156 /519	12 /167

Sammenlignet med Høylandsområdet (Tabell 6) er det høyere forekomst av platåinnsjøer, innsjøer og doble kantrygger, men lavere forekomst av platåer, platåkompleks, groper og kantryggbrudd i Kangos-området (Tabell 7).

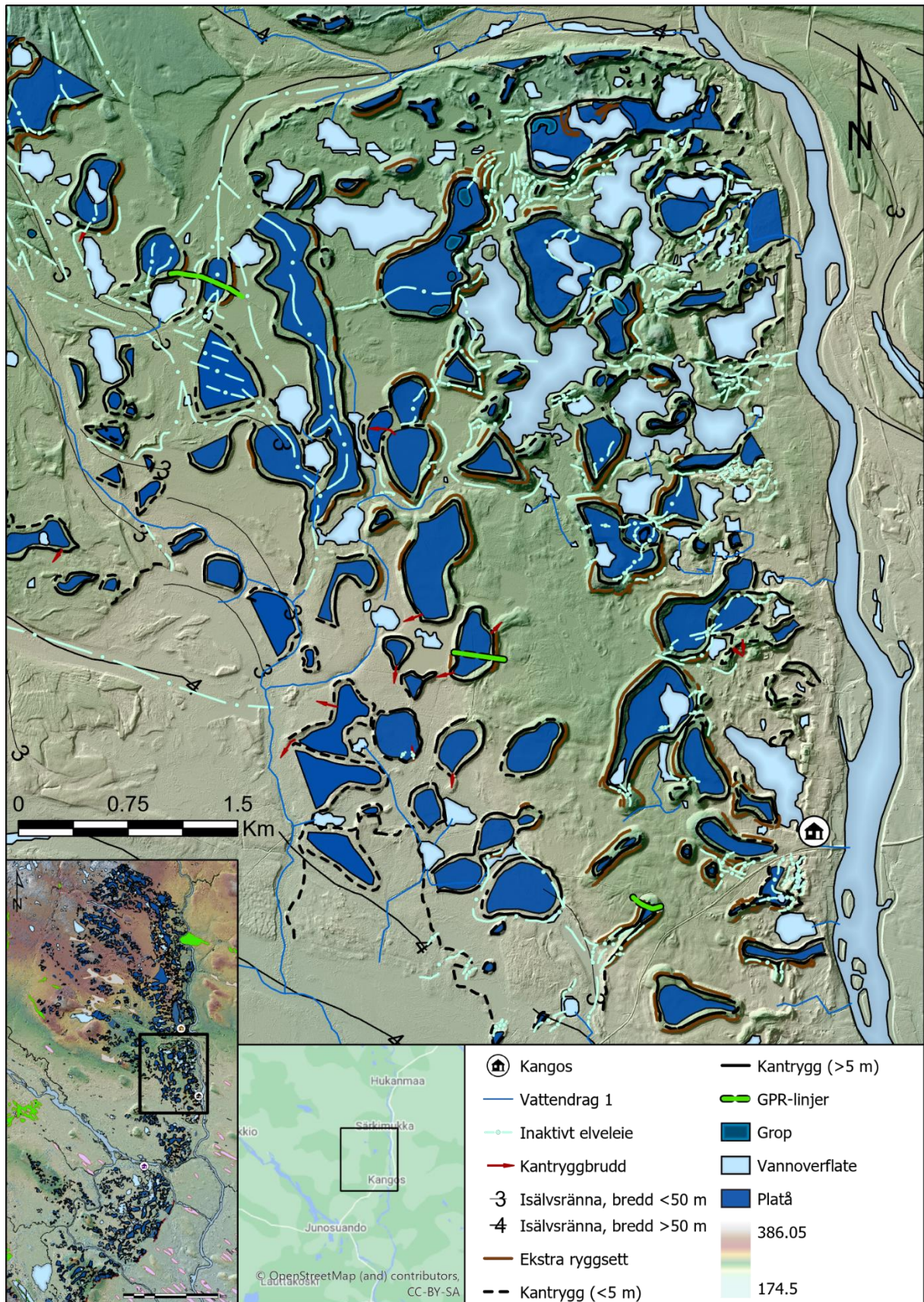
Nordøst i kartbildet (Figur 71) karakteriseres området som relativt kaotisk med tett opptreden av elementer. Doble kantrygger er spesielt fremtredende og sentrert i denne delen av kartbildet. Vest i kartbildet (Figur 71) oppfattes to kryssende sett inaktive elveløp orientert ca. vinkelrett på hverandre (Figur 71, ved Kortejärvi, Sotkajärvi og platåkomplekset).

5.2.3.1 Tolkning

Kangos-området er et postglasialt lavlandsområde med tre ganger høyere forekomst av doblekantrygger enn ved Høylandsområdet (Tabell 6, Tabell 7). Kangos-området anses påvirket av fluvial aktivitet da flere *isälvsrännor* (Figur 71) opptrer i området. Inaktive elveleier kan trolig relateres til doble-kantrygger hvor elveleier opptrer i ytterkant av veikimorener (Figur 71). Dette taler for en tilknytning mellom doble kantrygger og fluvial aktivitet, noe som diskuteres videre i neste kapittel.



Figur 70: Kangos-området – Relatert til feltlokaliteter fra Figur 40.



Figur 71: Kangos-området – hydrologiske og fluviale elementer samt GPR-linjer er integrert.

Kangos-området antyder flere generasjoner av elveleier. Dette baseres på krysskuttende relasjoner oppdaget i kartbildet (Figur 71). Et eksempel på dette forekommer ved Sotkajärvi og Kortejärvi (sammenlign med Figur 70 for lokalitet) hvor inaktive elveleier som trolig har en sammenheng med *isälvsrännor* krysser ca. vinkelrett på hverandre. Inaktive elveleier relatert til breelver <50 m (*isälvsränna*) krysser over inaktive elveleier relatert til breelver >50 m overkryssende Kortejärvi. Dette breelveløpet er datert til deglasiasjon av LGM (Lindqvist, 2020). Dermed er sannsynligheten er størst for at majoriteten av breelveløp er relatert til ulike stadier innen deglasiasjon av LGM-isdekket (Kap. 5.1.4).

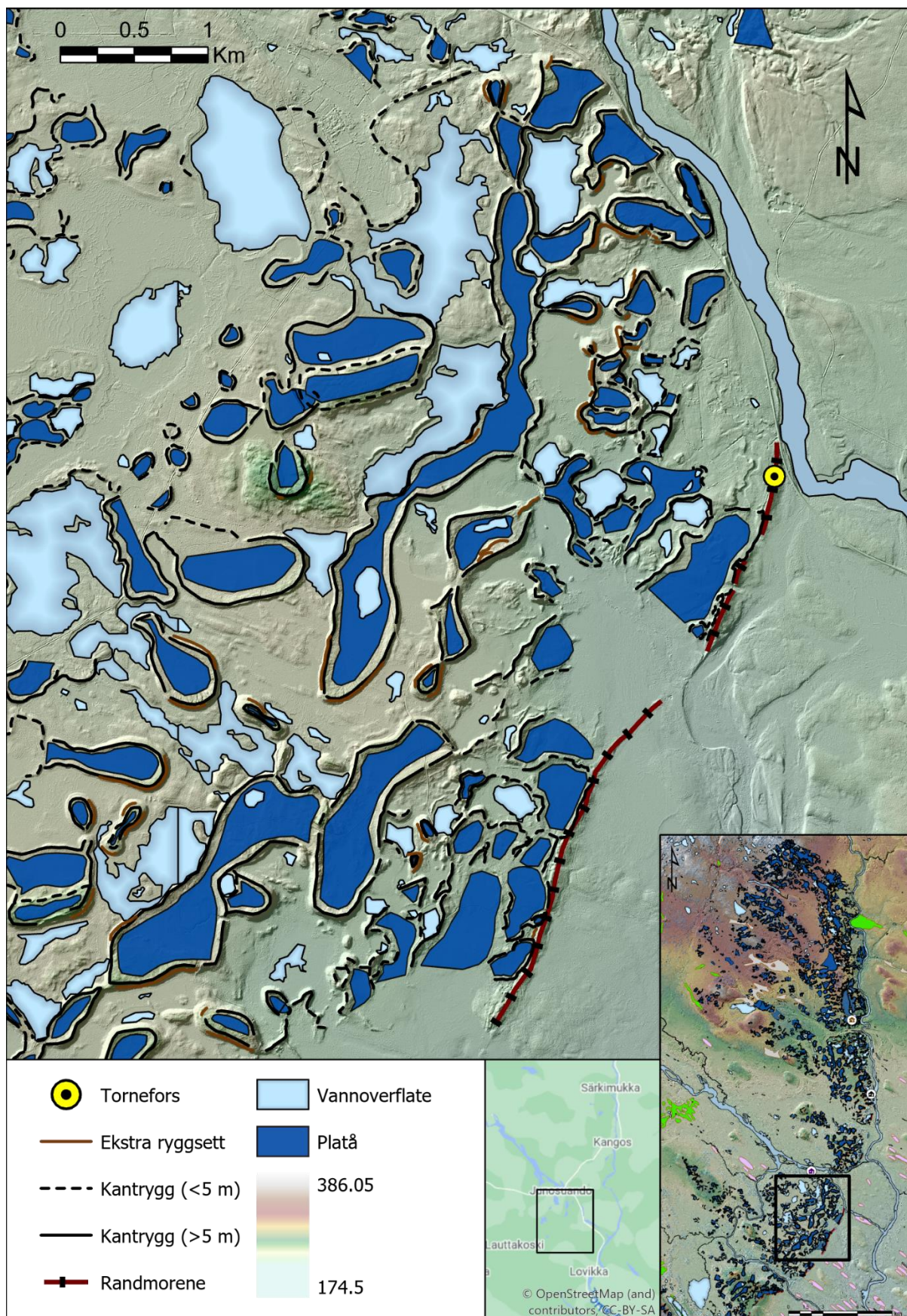
Basert på overnevnte kan vestre del av Kangos-området være relatert til breelvsletter eller sandursletter (*outwash plains*). Dette indikeres også av kartbildet i Figur 34 hvor glasifluviale avsetninger (*isälvsavlagring*) og breelver opptrer i vestlige del av Kangos-området. Kortejärvi og Sotkajärvi er lokalisert i dette breelvområdet og antyder at veikimorener lokalisert vest i Kangos-området trolig blitt omformet som en konsekvens glasifluvial drenering. Grad av glasifluvial erosjon anses økende fra øst mot vest (Figur 71) pga. helning i terreng og forekomst av *isälvsränna* (breelver) vest i kartbildet med en NV - SØ dreneringstrend. Utbredelse av veikimorener i Kangos-området (Figur 70) er relativt smal sammenlignet med Høylandsområdet (Figur 34, Figur 62, Figur 68). Det er dermed mulig at vestlig utbredelse av veikimorener originalt var større i Kangos-området. Dette kan minne noe om situasjonen i Danmark hvor *bakkeøer* (veikimorener) trer frem i et terreng av sandursletter (Kap. 2.1.3.3).

5.2.4 Junosuando-området

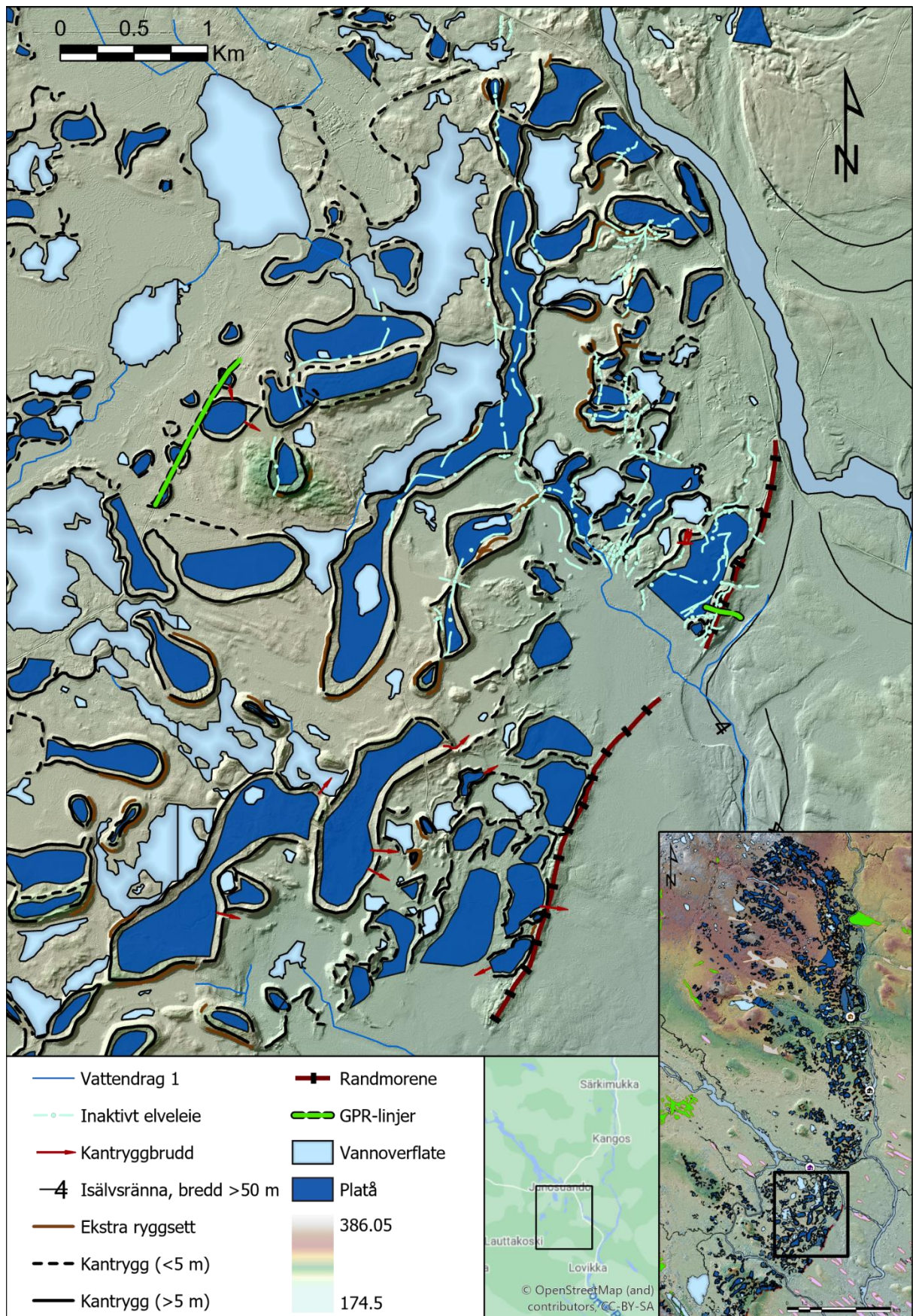
Tabell 8: Junosuando-området – antall elementer i kartbildet

Platåer Platå + platåkompleks	Platå- kompleks > 4 km omkrets og > 0,34 sqKm areal (Kap. 5.2.1.4)	Platå- innsjøer	Groper Sirkulær form På platåer Noen meter dyp 139 – 7 100 m ²	Innsjøer Inkl. platåinnsjøer (Lantmåteriet, Väggkartor, Vattenytor)	Doble- kantrygger Antall linjer	Kantrygg- brudd
63 /1183	2 /9	8	0 /33	79 /670	51 /519	13 /167

Junosuando-området er en sørlig del av Lainiobuen hvor randmorene eller *israndbildning* opptrer (Figur 62), som Tornefors-randmoreneryggen (Kap. 5.1.7, Figur 59) er en del av (Figur 72). Tabell 8 representerer antall elementer representert i Figur 72 og Figur 73.



Figur 72: Junosuando-området - sørlig del av Lainiobuen. Randmorene representativt av østlig oppholdslinje..



Figur 73: Junosuando-området - med hydrologiske og fluviale elementer samt GPR-linjer integrert i kartbildet.

Arealintervall; 510 – 613 892 m², og omkretsintervall; 95 – 8 405 m. Beskrivelser baseres på observasjoner i kartbildet (Figur 72, Figur 73) og navigering av datasett i ArcGIS Pro (Figur 37). Terrenget varierer fra 200 – 230 moh., platåer fra 207 moh. – 243 moh., og kantrygger fra 213 moh. – 250 moh. (Figur 72). Platåkomplekser og randmorene viser en NØ – SV orienteringstrend (Figur 72). N – Ø er dominerende orienteringstrend av kantryggbrudd hvor 5/13 er orientert mot øst (Figur 73).

Ved sammenligning av høydeintervaller er høydeforskjeller mellom terreng, platå og kantrygg i Junosuando-området større sammenlignet med Kangos-området og høylandsområdet (Kap. 5.2.2, Kap. 5.2.3). Inaktive elveleier er fremtredende nordøst i kartbildet, og forekommer langs ytterside og sentralt av det langstrakte platåkomplekset sentralt i kartbildet (Figur 73).

5.2.4.1 Tolkning

Platåkomplekser og randmorene i Junosuando-området har tilsynelatende samme orienteringstrend (NØ - SV). Orientering til randmorene er direkte relatert til ismarginalposisjon og dermed østlig grense for veikimorenelandskapet (Kap. 2.2.2.1). Det er dermed mulig at platåkomplekser også er relatert til orientering av isdekket. F.eks. i form av supraglasiale sprekkesystemer orientert parallelt med isfronten. Relasjon til sprekkesystemer ble foreslått av [Hoppe \(1952\)](#), men fra et subglasialt synspunkt (Kap. 2.2.1.2).

Tabell 9: Høydeintervaller

<i>Høyde over havet (moh.)</i>	Terreng	Platåer	Kantrygger
<i>Høyde over bakkenivå (m)</i>			
Høylandsområdet	284 – 320	289 – 327	291 – 333
	0 – 0	5 – 7	7 – 13
Kangos-området	224 – 247	228 – 260	230 – 263
	0 – 0	4 – 14	6 – 16
Junosuando-området	200 – 230	207 – 243	213 – 250
	0 – 0	7 – 13	13 – 20

Basert platå- og kantrygghøydeintervaller mellom høylandsområdet, Kangos-området og Junosuando-området anses veikimorener i sistnevnte område å ha et generelt høyere relieff (Tabell 9). Relieffet er enten primær eller sekundær. Hvis førstnevnte er tilfellet indikerer

dette at supraglasiale innsjøer er godt utviklet i Junosuando-området. Mulig som følge av økt materialtilførsel via glasifluviale prosesser (Kap. 2.3.4.4, Figur 30). Hvis det høye relieffet er sekundært, antyder dette større påvirkning av postavsetningsprosesser. Muligvis pga. glasifluvial erosjon av omkringliggende område slik at veikimorener står mer fram i terrenget (Figur 73). Primært relieff anses mest sannsynlig da dette kan relateres til gradvis økende materialtilførsel mot ismarginen (Lainiobuens oppholdslinje).

5.2.5 Lainiobuen – relasjoner

5.2.5.1 Lainioälven og Torneälven - erosjon

Lainioälven (N-S) og Torneälven (NV – SØ) er to store elveløpssystemer som kan observeres i tilknytning Lainiobuen (Figur 62). Torneälven er orientert ca. rettvinklet på Lainiobuen, og Lainioälven parallelt. Sørøst for Junosuando, og rett øst for Lainiobuen, forekommer et elvemøte av disse to elvene (Figur 62). Sør for elvemøtet er Lainioälven ikke i kontakt med Lainiobuen lengre, og det er like nord for dette punktet randmorene observeres i kartbildet (Kap. 5.1.7, Figur 62). DEM fargeskalering (Figur 62) viser at terrenget er lavest langs Torneälven og økende lateralt (NØ og SV) bort fra elven.

Det overordnede terrenget fremstår dermed som en elvedal, kalt Torneälv-dalen i dette tilfellet, orientert vinkelrett på Lainiobuen. Det er dermed sannsynlig at istungen som dannet Lainiobuen strømmet langs Torneälv-dalen. Landskapsdrenering gjennom weichsel var trolig størst langs Torneälven og Torneälv-dalen som har forårsaket større erosjonsgrad av midtre del av Lainiobuen sammenlignet med nordlig del (Figur 62, Figur 68, Figur 70). Variert glasifluvial erosjon er trolig grunn til breddevariasjon (lateral veikimorenefordeling) langs Lainiobuen.

Lainioälven og (glasi)fluvial erosjon er trolig årsaken til mangel på randmorener nord for Junosuando, da elveløpet går langs yttersiden av Lainiobuen (Figur 62). Randmorener er dermed bedre bevart sør for Kangos og Junosuando fordi Lainioälven bøyer seg bort fra Lainiobuen i sørøstlig retning i møte med Torneälven (Figur 62).

5.2.5.2 Fusjonering – platåkomplekser

Landformer (veikimorener) relatert til fusjonering av isvegginnsjøer eller isvegginnsjøletter (som nevnt i Kap. 5.1.4.1 i forbindelse med Kortejärvi) ble definert etter dimensjon i Kap. 5.2.1 med et areal $>0,34 \text{ km}^2$ og en omkrets $>4 \text{ km}$. Men det finnes unntak for dimensjonsbegrensningen. Saarijärvi (Kap. 5.1.6) ble betegnet et platåkompleks før statistiske

analyser for areal og omkrets ble gjort (Kap. 5.2.1). Dette på bakgrunn av visuelle morfologiske observasjoner i kartbildet (Figur 57) og målinger (Tabell 5). Erosjonskontakter mot terrenget unntatt mot nord, ulike platå nivåer, tilstedeværelse av kantrygger eller kanter som indikerer grenser innen platåområdet, unormale formmønstre (ikke sirkulær eller ellipsoide som primær form) og at platåområdet omringer en innsjø(er) (Figur 57, Kap. 5.1.6). Saarijärvi-innsjøen(e) kan dog være en platåinnsjø, slik som er tilfellet for veikimorenen og innsjøen i platåområdet (platåinnsjø) like sørøst for Saarijärvi (Figur 57). Tabell 5 viser at platåområdet ved Saarijärvi er 400 000 m² (0.4 km²) og faller dermed under arealkriteriet for et platåkompleks.

Platåkompleks (evt. veikimorenekompleks) observeres i Høylandsområdet (Figur 68), Kangos-området (Figur 70) og Junosuando-området (Figur 72), og dermed i hele Lainiobuen (Figur 62), som avlange lenker av sirkulære og ellipsoide former (platå og kantrygg). Orientering av disse lenkene tilsvarer orientering av Lainiobuen, eller Lainiobuens oppholdslinje. Det anses dermed sannsynlig at orientering av platåkomplekser kan relateres til utvikling og fusjonering av glasielle innsjøer langs supraglasielle sprekkesystemer eller svakhetssoner. Hvis førnevnte er sant, kan høyere forekomst av platåkomplekser i høylandsområdet (Tabell 10) indikere større andel sprekkesystemer langs isoverflaten i høylandsområdet sammenlignet med Kangos- og Junosuando-området.

5.2.5.3 Variert fordeling av morfologiske elementer

Platåer, platåkomplekser og kantryggbrudd forekommer i større grad i Høylandsområdet (Tabell 10). Platåinnsjøer, groper, innsjøer, og doble kantrygger forekommer i større grad i Kangos-området (Tabell 10). Junosuando-området illustrerer middelveidier bortsett fra platåer, groper, og doble-kantrygger som er minimumsverdier.

Tabell 10: %-fordeling av kartlagte elementer basert på Tabell 6, Tabell 7 og Tabell 8.

	Platåer	Platå-kompleks	Platå-innsjøer	Groper	Innsjøer	Doble-kantrygger	Kantrygg-brudd
H	13.7 %	66.6 %	29.2 %	9 %	9.7 %	11.2 %	19.8 %
K	8.2 %	11.1 %	37.5 %	21.2 %	14.5 %	30.1 %	7.2 %
J	5.3 %	22.2 %	33.3 %	—	11.8 %	9.8 %	7.8 %
H) Høylandsområdet, K) Kangos-området og J) Junosuando-området							

Platåinnsjøer, groper og innsjøer

Platåinnsjøer er relativt jevnt fordelt (Tabell 10) og har ofte en irregulær form (Figur 68, Figur 70, Figur 72). 21.2% av alle groper i Lainiobuen forekommer i Kangos-området (Tabell 10) og forekommer i 9/10 tilfeller på platåområder (Figur 68, Figur 70, Figur 72). Innsjøer er også relativt jevnt fordelt (Tabell 10).

Platåinnsjøer tolkes som grytehullinnsjøer eller rester av isvegginnsjøer hvor vannet ikke ble helt drenert. Platåinnsjøer kan også være dødisgroper som ved et senere stadium er blitt vannfylt, f.eks. i forhold til deglasiasjon av et yngre isdekke. Groper tolkes som dødisgroper relatert til begravde isblokker, i dette tilfellet oftest lokalisert i isvegginnsjøer.

Omkringliggende innsjøer anses som dødisgroper fylt med vann på et senere stadium eller grytehullinnsjøer hvor vannet er representativt av *in situ* smeltet dødis.

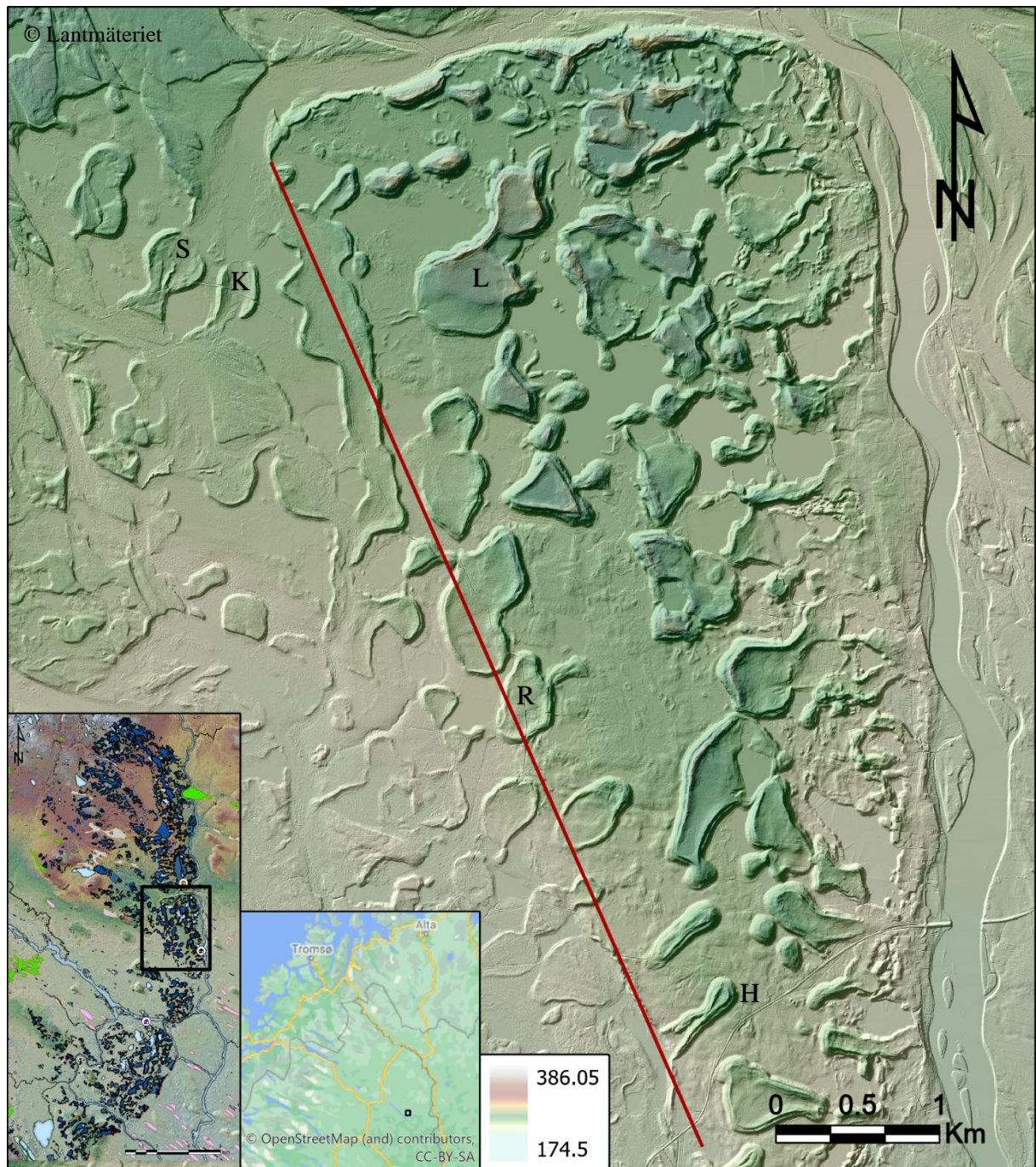
Datering og sedimentologiske undersøkelser av platåinnsjø(er) hadde vært interessant som videre arbeid. Sjansen er for radiokarbondaterbart materiale er stor og troligvis også sjansen for en kontinuerlig stratigrafi som inneholder glasilakustrine avsetninger fra isvegginnsjøstadiet, i motsetning til Kortejärvi-kjerneprøven hvor slike avsetninger var fraværende (Lindqvist, 2020).

Doble kantrygger

Kangos-området har størst andel doble kantrygger (Tabell 10). Doble kantrygger kan være relatert til tidligere elveløp (inaktive elveleier) og/eller stegvis nedsmelting av omkringliggende dødis. Mest sannsynlig er doble kantrygger dannet ved stegvis nedsmelting hvor hvert ryggsett representerer et kontinuerlig steg. Det øverste ryggsettet vil da være eldst og det nederste yngst. Det anses dog sannsynlig at doble kantrygger er påvirket av fluviale prosesser, men til hvilken grad og nøyaktig hvordan er usikkert.

Øst i kartbildet av Kangos-området er veikimorene relieffet sterkere, men relieffet avtar mot vest (Figur 74). Kortejärvi og Sotkajärvi er troligvis overkjørt av breelveløp (Kap. 5.1.4, Kap. 5.1.5) og Saarijärvi har erosjonskontakter relatert til inaktive breelveleier (Kap. 5.1.6). En grense i forhold til relieff forskjeller kan indentifiseres i kartbildet og går i en NV – SØ retning gjennom Kangos-området (Figur 74). Dette illustreres relativt godt av overgangen i DEM fargenyanse fra mørkegrønn til besj og av skyggeforekomster relatert til underliggende *hillshade* (Figur 74). Det observeres mindre inaktive elveleier i platåområder i området øst for

linjen, mens det forekommer større inaktive breelver og *isälvsränna* i terrenget vest for reliefflinjen (se Figur 70 og Figur 74).



Figur 74: LiDAR DEM med fargeskala over Kangas-området.

Den røde linjen representerer relieffgrensen hvor veikimorenerelieffet er sterkere til øst for linjen og betydelig svakere vest for linjen. H) Heinävumanjärvi, R) Raakejärvet, K) Kortejärvi, S) Sotkajärvi, L) Lehtojärvi.

Det østre reliefflandskapet i Kangas-området anses dermed som mindre påvirket av eroderende elveløp. Drenering øst for reliefflinjen har trolig foregått i mindre skala med moderat strømningshastighet av elver som hovedsakelig strømmet langs og omkring

veikimorener. Elveløp kan ha erodert langs yttersiden av veikimorener slik at ytre skråning og kontakt med omkringliggende terreng ble brattere, hvor ellevoller kan ha blitt dannet på motsatt side. Hvis førnevnte er sant, har fluvial aktivitet påvirket doble kantrygger.

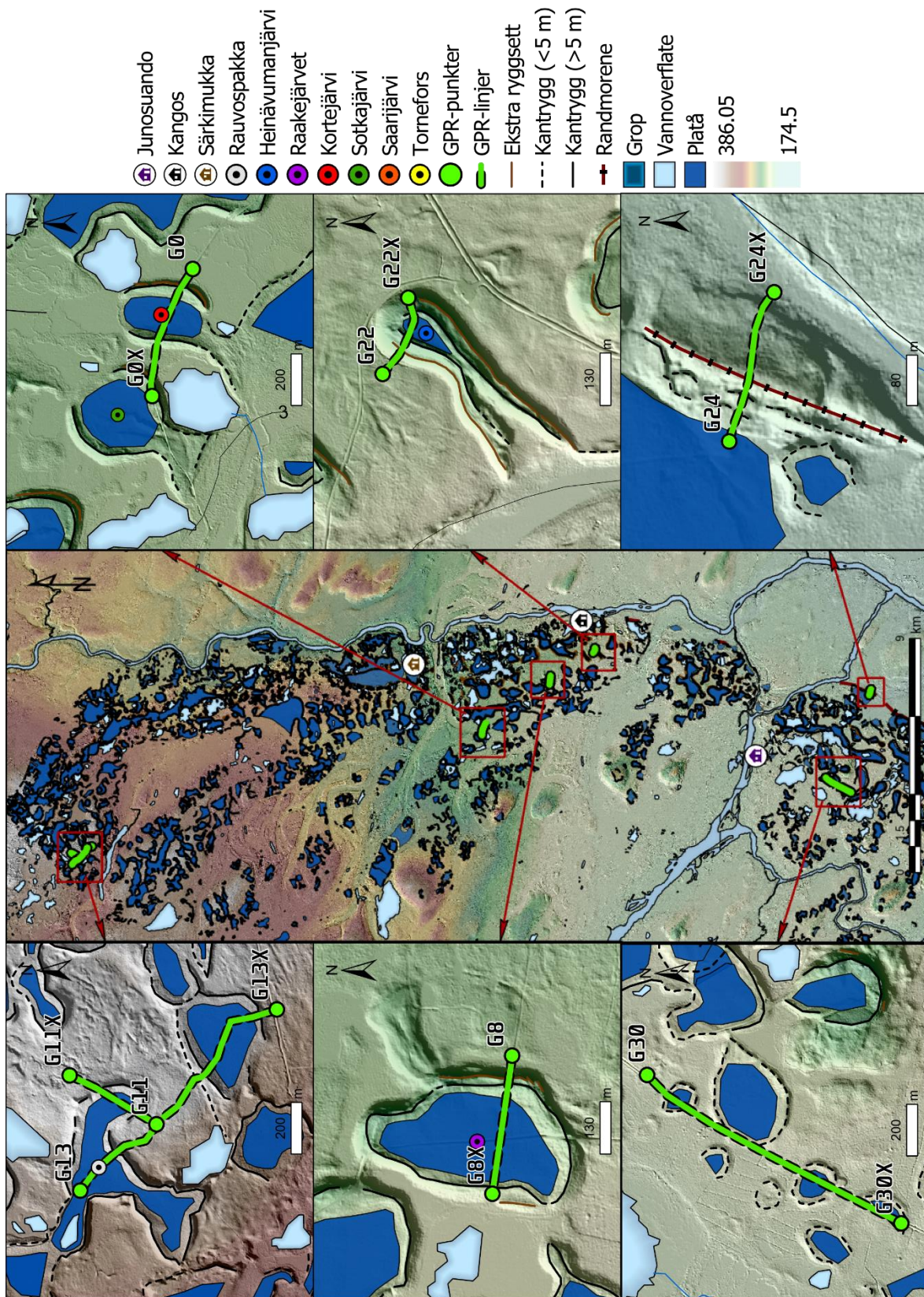
Kantryggbrudd

Kantryggbrudd i høylandsområdet fremstår i relasjon til inaktive elveleier (Kap. 5.2.2.1, Figur 69). Større andel kantryggbrudd i Høylandsområdet (Tabell 10) kan indikere større forekomst av elveløpsystemer med høy vannstrømningshastighet. Kantryggbrudd tolkes å være relatert til isoverflategradient ved dannelsesstidspunkt. Dette pga. antakelsen om at både intern kollaps av glasiøle innsjøer og glasifluviale prosesser påvirkes av isoverflategradient, samt Ø – V orienteringstrend (Figur 67).

Platåer

Andel platåer i et område relateres til dannelsesforhold for supraglasiøle innsjøer og grad av glasifluvial erosjon av området. Utbredelse av veikimorener er bredest i Høylandsområdet og området bærer lite preg av intensiv glasifluvial erosjon (Figur 68), noe som regnes som hovedårsaker til at Høylandsområdet har størst forekomst av platåer (Tabell 10).

5.3 GPR-profiler



Figur 75: Oversiktskart - GPR-linje lokaliteter.
 Gn representerer startpunkt, og GnX representerer sluttpunkt.

Seks GPR-profiler innen Lainiobuen ble prosessert og analysert i Ekko_Project programmet (Figur 75). Profilene er navngitt (Tabell 1): Linje 00 Kortejärvi (Figur 76), Linje 08 Raakejärvet (Figur 77), Linje 13 Rauvospakka (Figur 78), Linje 22 Heinävumanjärvi (Figur 79), Linje 24 Niskajärvet (Figur 80), og Linje 30 Palovaara (Figur 81).

Alle figurer viser to GPR-linjer hvor det øverste profilet er pålagt AGC (*automatic gain control*) og det nederste illustrerer analysen. Detaljerte spesifikasjoner er inkludert under hvert profil (*gain, colour palette, background subtraction, frequency, velocity, lengde, navn, dato og GPS*). Alle GPR-profilene er vertikalt overdrevet til ca. det dobbelte av realiteten.

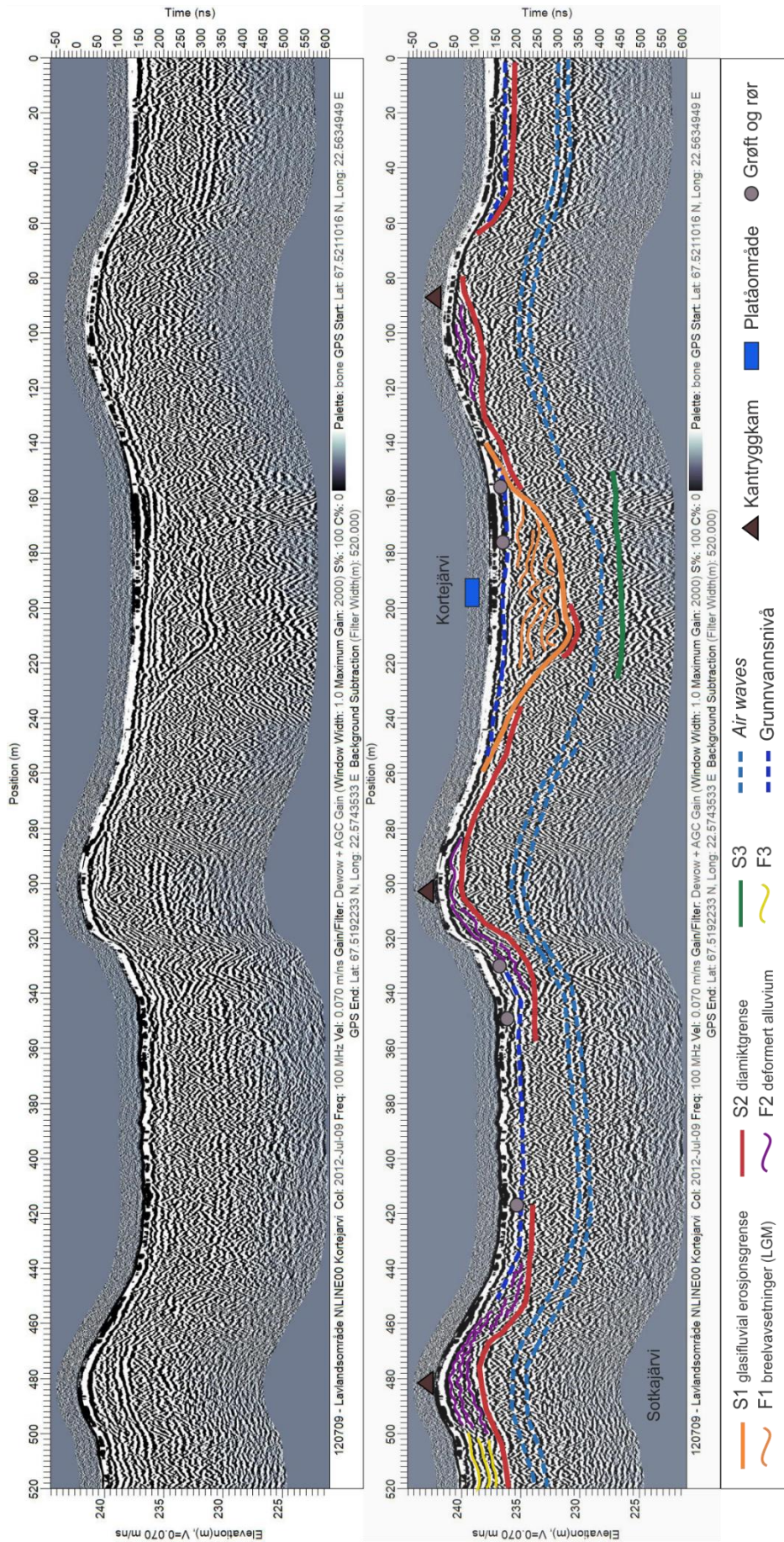
Kantrygger og platåer er markert og korrelert med morfologiske observasjoner i kartbildet. Høy tetthet av hyperbler utgjør et dominerende refleksjonsmønster og gir et relativt kaotisk refleksjonsbilde. Derfor fokuseres det hovedsakelig på overflaterrefleksjoner og tildels radar-facies hvor hyperbel-refleksjoner ikke dominerer profilbildet. Radar-facies betegnes med F_n og overflaterrefleksjoner betegnes S_n . Antropogene objekter som rør, grøfter og andre forstyrrelser i GPR-profilene er markert. Alle profiler er orientert slik at venstre side av profilet er mot vest relativt til kartbildet (Figur 75). Linjer gjennomgås i stigende rekkefølge relatert til linjenummerering (Tabell 1, Figur 75). I beskrivelser vil terminologien til Neal (2004) bli brukt, se Figur 39.

5.3.1 Linje 00 Kortejärvi

Grunnvannsnivå er en sterk horisontal refleksjon opptredende i terrenget utenom kantryggområder (Figur 76). *Air waves*, som markert i Figur 76, har samme karakteristikk som første refleksjon (*direct ground wave og air wave* som sammen gir det sterke signalet på toppen), forekommer ca. 7 m under bakkenivå og følger topografien (Figur 76). Derfor ble refleksjonen identifisert som *air wave* og ikke en litologi-grense.

Tre overflaterrefleksjoner ansett som potensielle litologigrenser (S_1 , S_2 , og S_3) er identifisert. S_1 har en *downlap*-refleksjonsgeometri og er formet som et trau begrenset til Kortejärvi-platået. S_2 er harmonisk (*concordant*), begrenset til kantrygger og har en *sheet drape* form. S_3 er diskontinuerlig med erosjonsgeometri eller *toplap*-geometri og ligger ca. 15 m under bakkenivå.

Facies refleksjoner F_1 , F_2 og F_3 er identifisert. F_1 opptrer overliggende S_1 . F_1 refleksjoner er moderat kontinuerlig, slynget til konveks form med subparallelt forhold dem imellom. F_2 opptrer i øvre del av kantrygger, har slyngete form (*sinuous*), subparallele refleksjonsforhold og er moderat kontinuerlig.



Figur 76: Linje 00 Kortejärvi

F3 forekommer i overgang fra kantryggområdet til plataområdet ved Sotkajärvi og utgjør sterkere kontinuerlige refleksjoner sammenlignet med F2 (Figur 76). F3 refleksjoner er relativt horisontale med parallelle relasjoner. Resterende radar facies er diskontinuerlige kurvete, hovedsakelig konvekse refleksjoner (hyperbler) med moderate til kaotiske forhold.

5.3.1.1 Tolkning

Hyperbler dominerer mesteparten av profilet og anses hovedsakelig som refleksjoner av punktobjekter. Punktobjekter i undergrunn er trolig stein og blokk indikativ for diamikt eller morene avsetninger. Vertikalt lange hyperbler langs overflaten og vertikale hyperbel-rekker tolkes som rør eller grøft (Figur 76).

I kontekst til Kortejärvi (Kap. 5.1.4) tolkes S1 som erosjonsgrense relatert til kryssende elvekanal (Lindqvist, 2020). Grensen er påvist av Lindqvist (2020) til å være mellom diamikt og grusholdig sand. Refleksjonene ovenfor S1 grensen viser en egen karakteristikk av refleksjoner og regnes dermed som en egen facies (F1). Lindqvist (2020) påviste hovedsakelig grusholdig sand med noen få forekomster av organisk og siltige avsetninger.

S2 regnes som diamiktgrense på bakgrunn av mengden kaotiske skarpe hyperbel-refleksjoner i underkant av grensen. Dette kan være representativt av mange punkt elementer i form av blokk og stein på toppen av en moreneavsetning. Siden S3 befinner seg nederst tolkes denne som en berggrunnsgrense (Figur 76).

F3 er trolig lokalt deformerte avsetninger relatert til gravitasjonsprosesser i forbindelse med dannelsen av kantrygger. Feltobservasjoner (Kap. 5.1.3) samt observasjoner fra Lindqvist (2020) viste sand avsetninger med strukturer relatert til rennende vann. F3 kan dermed representere gravitasjonsdeformasjoner av glasifluviale eller fluviale avsetninger overlatt kantrygger som antatt å være tilfellet ifølge Lindqvist (2020).

Kontinuerlige vertikale serier av hyperbel-refleksjoner er trolig forårsaket av hule rør eller *air waves* relatert til objekter ved overflaten. I felt ble det observert store trær langs skogsveien som kan ha blitt reflektert i profilet i form av *airwaves*. Førstnevnte anses mest sannsynlig da refleksjoner kan bli fanget i hulrommet i røret og resultere i en vertikal serie med hyperbler.

5.3.2 Linje 08 Raakejärvet

Den øverste horisontale refleksjonen er identifisert som grunnvannsspeilet og forekommer i områder med lavere topografi (Figur 77). En overflaterefleksjon (S2) og en facies-refleksjon

(F3) er identifisert i profilet (Figur 77). S2 utgjør en moderat kontinuerlig refleksjon relatert til kantryggtopografi med en *baselap*-geometrigrense med F3. F3-refleksjoner er slyngete og parallelle med S2-overflaten. Refleksjonsforholdene er subparallelle og moderat til kontinuerlig. Facies-pakken utgjør kile former eller flak-drapering form (*sheet drape*). Vestre kantrygg begynner ved venstre ende av profilet hvor F3 og S2 opptrer likt som ved begynnelsen av østre kantrygg. F3 viser samme refleksjonsegenskaper ved begge kantryggene. Under F2 dominerer hyperbel-refleksjoner og ingen annen overflaterrefleksjon er identifisert.

5.3.2.1 Tolkning

S2 tolkes som samme diamiktgrense fra Kortejärvi (Figur 76) da de ligger ved ca. samme dybde og begge er lokalisert i samme geografiske område (Kangos-området, Figur 70). Da hyperbler dominerer under S2 men ikke over er F3 trolig ikke relatert til diamikt avsetninger. Siden F3 besitter samme karakter i både Kortejärvi-profilet (Figur 76) og Raakejärvet-profilet (Figur 77). F3 anses dermed å være samme type facies ved begge lokaliteter, trolig av fluvial karakter da øverste kantryggavsetninger ble påvist av [Lindqvist \(2020\)](#) å være fluviale ved Kortejärvi. Hyperbler langs S2 kan antyde morenegrense, da blokk og stein langs avsetningsoverflater er karakteristisk for moreneoverflater.

5.3.3 Linje 13 Rauvospakka

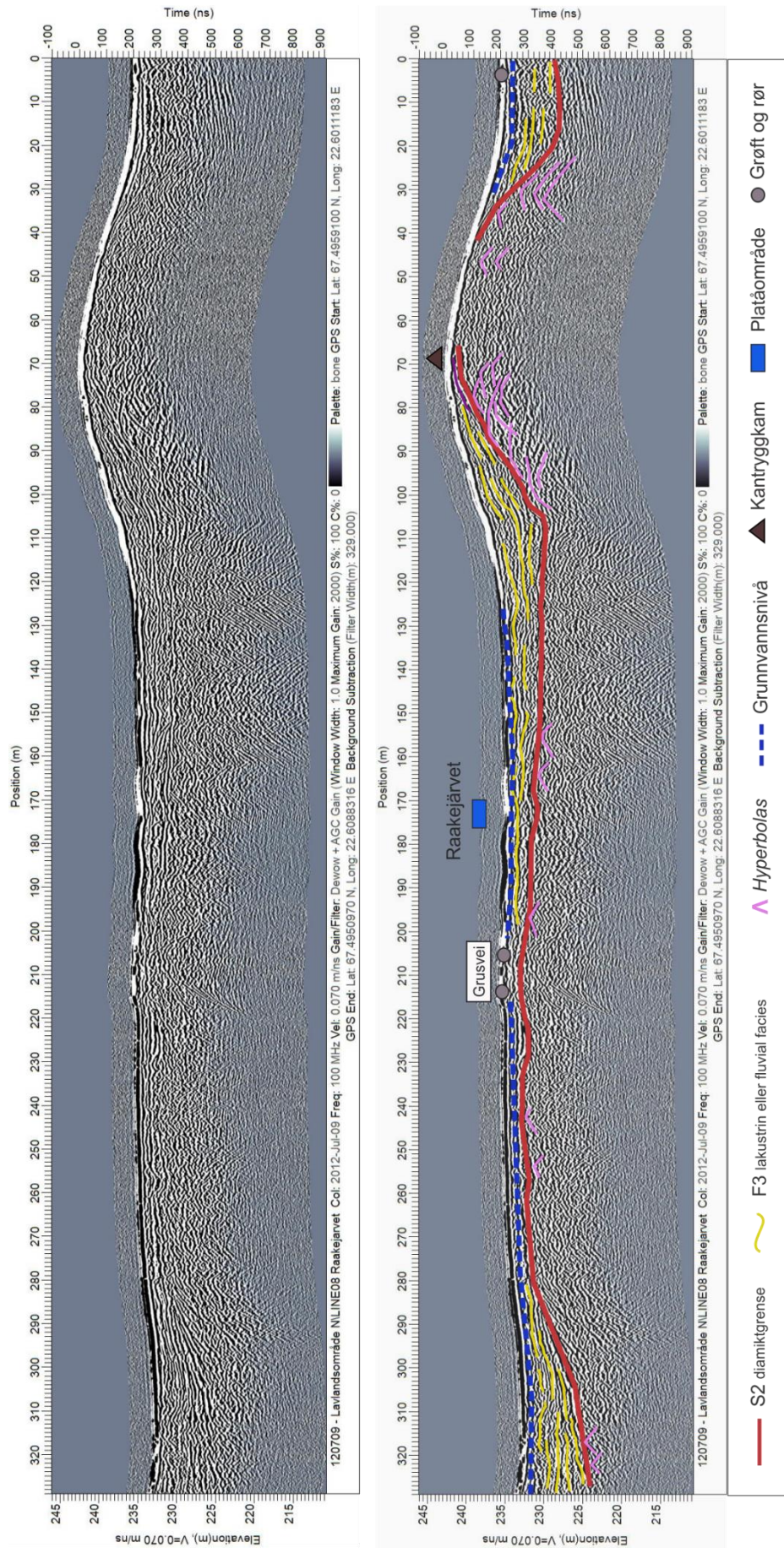
Rauvospakka er tidligere undersøkt av [Sigfúsdóttir \(2013\)](#) hvor linje 11 og siste del av linje 13 (Figur 75) var en del av dette studiet hvor berggrunnsgrensen ble identifisert sedimentologisk.

Profilet er hovedsakelig dominert av hyperbler. Dermed ble bare overflaterrefleksjoner markert. S3 er den sterkeste overflaterrefleksjonen identifisert i profilet. Den fremstår som kontinuerlig, harmonisk og forekommer sterkest under veikimorene-formasjoner. S2 forekommer like under overflaten, men er ikke like fremtredende som S3.

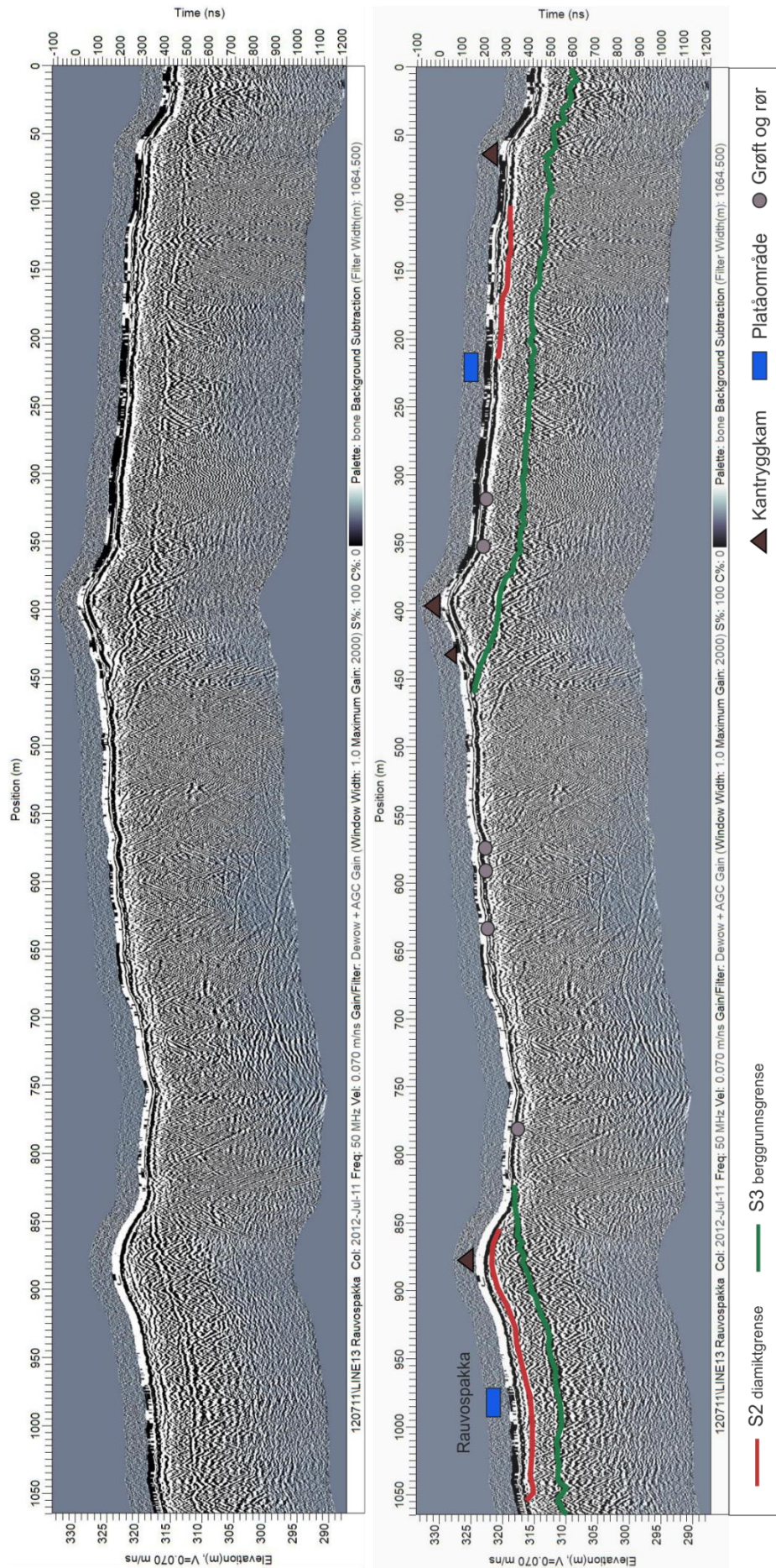
Overflaterrefleksjonen er moderat kontinuerlig med harmonisk geometri.

5.3.3.1 Tolkninger

[Sigfúsdóttir \(2013\)](#) identifiserte S3 som berggrunnsgrensen via sedimentologiske undersøkelser, og anses dermed som en sikker tolkning av S3. Siden hyperbler dominerer profilet, kan fluviale og lakustrine avsetninger trolig utelukkes. Avsetningene overliggende S3 anses dermed som diamikt avsetninger og S2 som en diamikt-grense.



Figur 77: Linje 08 Raakejärvet



Figur 78: Linje 13 Rauvospakka

5.3.4 Linje 22 Heinävumanjärvi

Heinävumanjärvi befinner seg i Kangos-området (Figur 75) og viser meget interessante horisontale refleksjoner, spesielt i plataområdet (Figur 79). Overflaterefleksjoner S2, S4 og S5 er identifisert i profilet. Ved kantryggområdene ebber overflaterefleksjonene ut og en kantrygg-facies overtar (F4). Vestre del av profilet angår omkringliggende myrterreng og domineres av skarpe vinkelrette hyperbler (Figur 75, Figur 79). Dermed utelukkes dette området (posisjon 0 – 60 m, Figur 79) for videre analyse.

S2 befinner seg ca. 10 m under bakkenivå med underliggende *toplap*- eller erosjonsgeometri og overliggende *baselap*-geometri. S5 har underliggende harmonisk-geometri og overliggende *baselap*-geometri. S4 har underliggende harmonisk- og *toplap*-geometri og overliggende harmonisk og *onlap*-geometri. F4-refleksjoner observert i ytre kantryggområder er moderat kontinuerlig med slyngete (*sinuous*) til konveks form og subparallele til parallelle relasjoner. S2 og S4 er kontinuerlige refleksjoner mens S5 er moderat kontinuerlig.

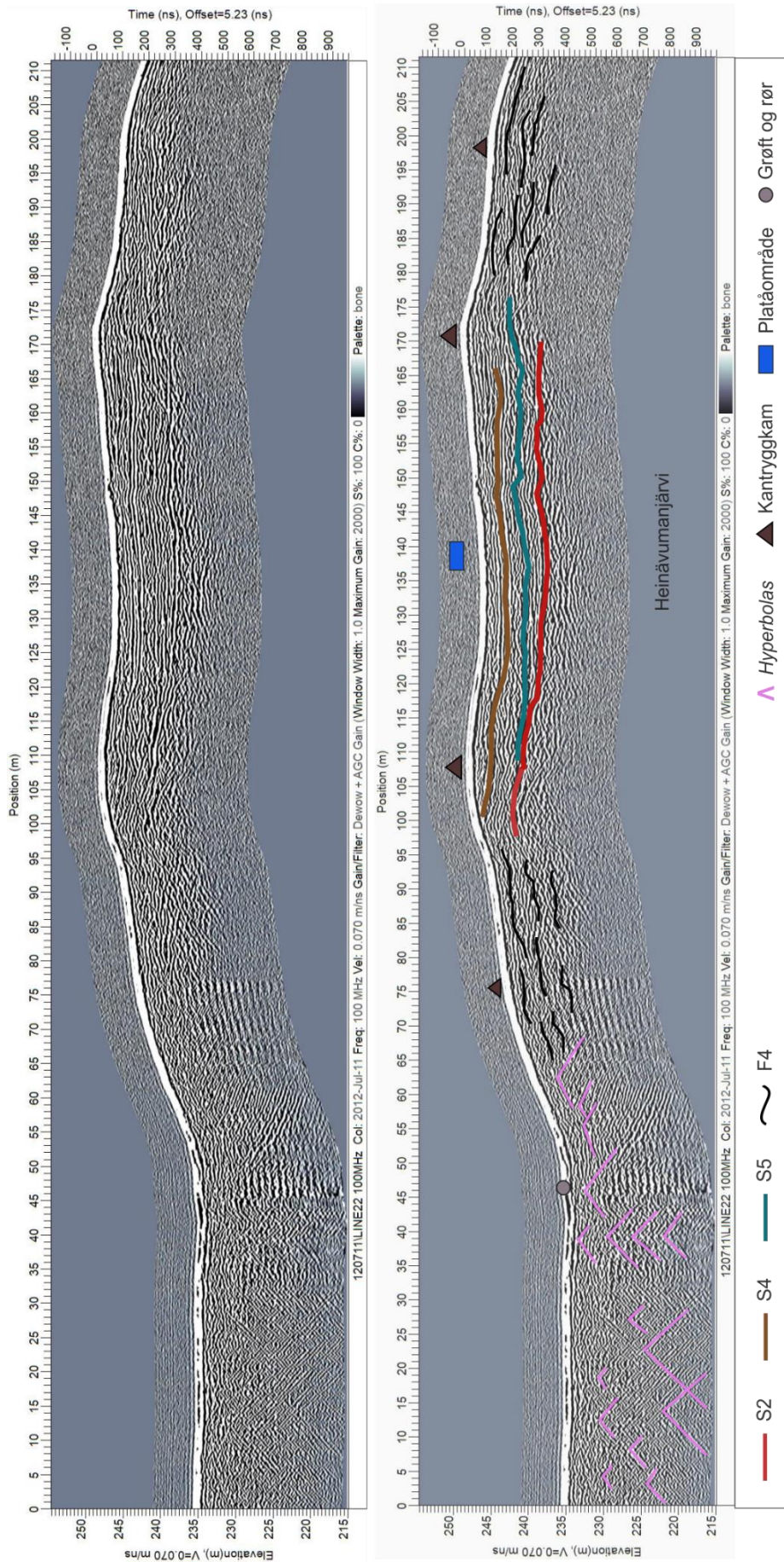
5.3.4.1 Tolkninger

S2 har samme refleksjonskarakteristika som ved Kortejärvi (Figur 76) og Raakejärvet (Figur 77) og anses dermed som en diamiktgrense. S4 og S5 tolkes som overflategrenser (litologigrenser) relatert til plataavsetninger (Figur 9). En eller flere av dem kan i dette tilfellet være supraglasiale innsjøavsetninger forventet i moreneplataer (Lagerbäck, 1988). Om dette er tilfellet må bekreftes ved evt. sedimentologiske undersøkelser.

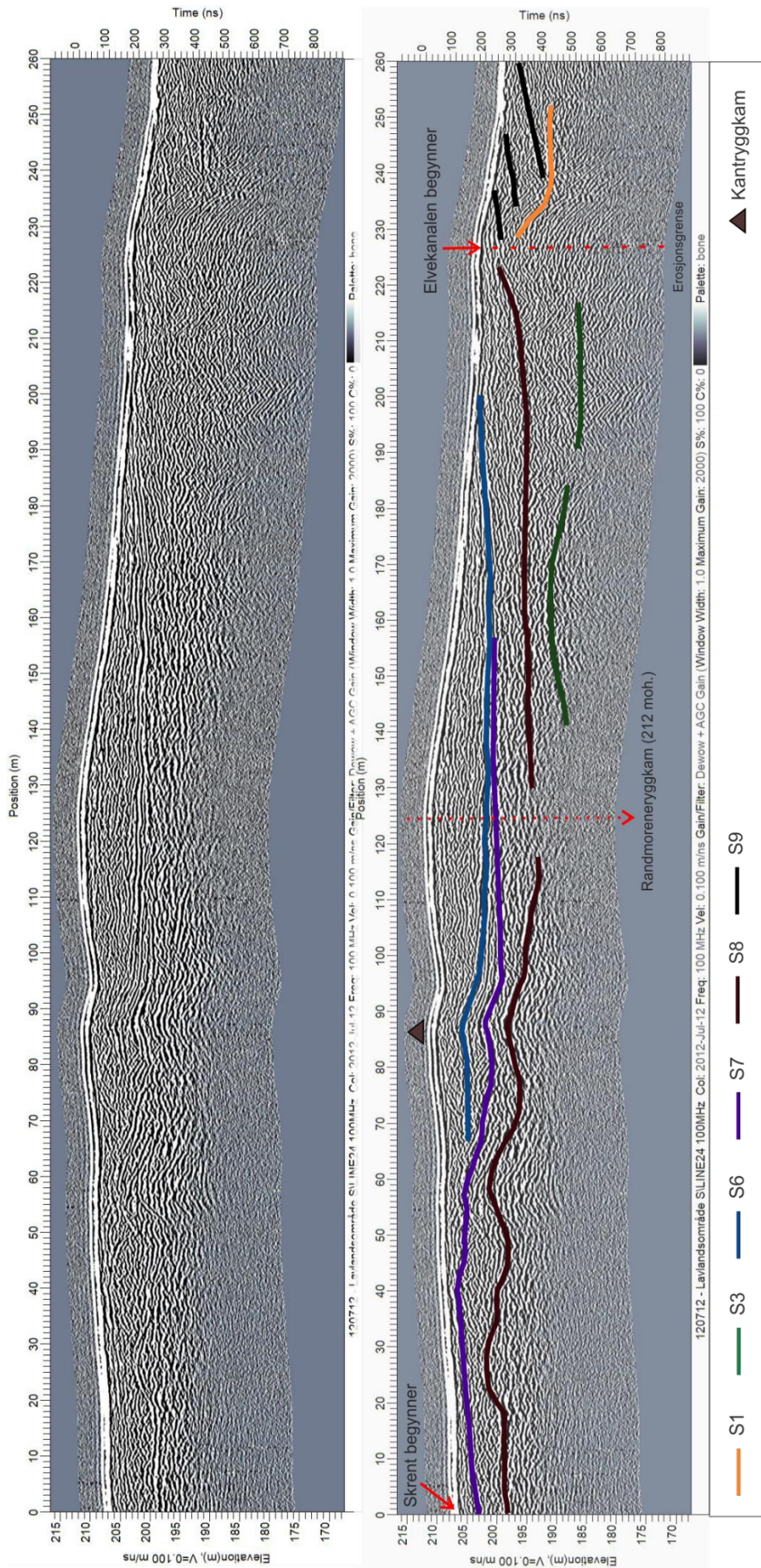
5.3.5 Linje 24 Niskajärvet

Niskajärvet er del av randmoreneryggen som utgjør Lainiobuens oppholdslinje (Figur 62). I kartbildet er det antydninger til en veikimorene overliggende randmoreneryggen (Figur 75). Seks overflaterefleksjoner er markert i profilet, S1, S3, S6, S7, S8 og S9 (Figur 80).

S3 forekommer svakt og bruddvis rundt 185 moh.-markeringen i profilet (ca. 20 m dybde) med erosjon- eller *toplap*-geometri som øvre grense og *baselap*-geometri som nedre grense (Figur 80). S8 er moderat kontinuerlig og forekommer langs mesteparten av profilet med *toplap*-geometri som øvre grense og *onlap*-geometri som nedre grense. S7 er moderat kontinuerlig og sammenfaller med S6 ved randmoreneryggkammen (Figur 80). Med S7 som øvre grense er geometrien *toplap* og nedre grense harmonisk til *onlap*. Øvre grensegeometri til S6 er hovedsakelig harmonisk mens nedre grensegeometri er harmonisk til *onlap*.



Figur 79: Linje 22 Heinävaumanjärvi



Figur 80: Linje 24 Niskajärvet

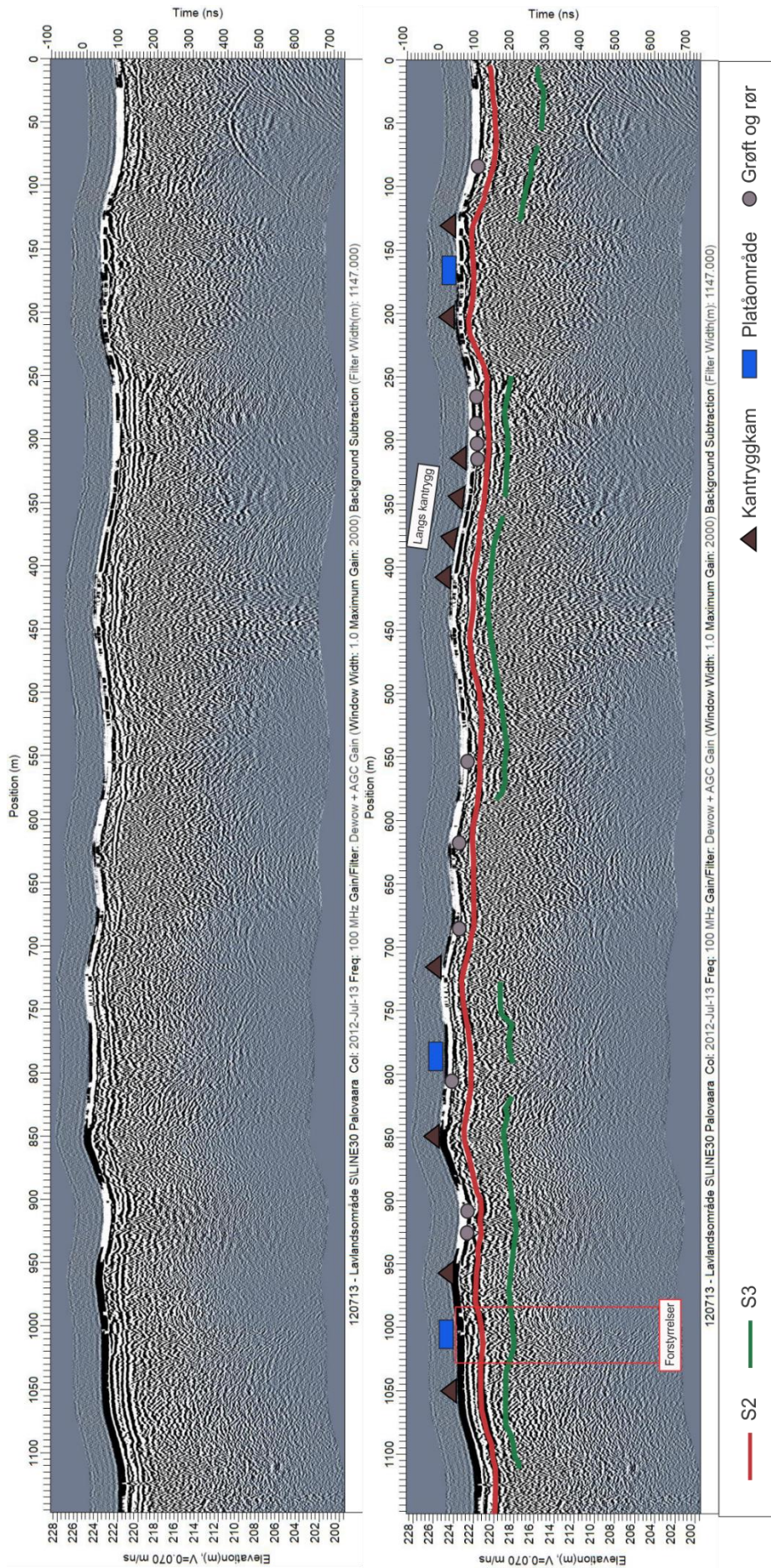
Overnevnte overflaterrefleksjoner (S3, S8, S7, og S6) befinner seg i randmoreneområdet vest for starten av elvekanalen, mens S1 og S9 befinner seg øst for starten av elvekanalen (Figur 80). S1 er moderat kontinuerlig, erosjon-geometri som øvre grense, og *downlap*-geometri som nedre grense. S9 er skråstilt overliggende S1 med korte (ca. 10 – 20 m) planere refleksjoner. *Toplap*-geometri som øvre grense og *downlap*-geometri som nedre grense indikeres av alle tre S9-refleksjonene.

5.3.5.1 Tolkning

S3 forekommer dypest ned i profilet og tolkes dermed som berggrunnsgrensen. S8 tolkes som subglasialmorenegrense pga. kontinuerlig lateral utbredelse, overliggende berggrunn, og haugformasjoner opptredende vest for randmoreneryggkammen (Figur 80). S7 og S6 relateres til videre oppbygging av randmoreneryggen. S6 er trolig av supraglasial opprinnelse relatert til *ice-marginal scree*, trolig dumpmorene (Figur 22). S1 og S9 anses av fluvial opprinnelse da disse opptrer i elvekanalområdet (Figur 75, Figur 80). Da S1 besitter erosjongeometri og befinner seg i elvekanalområdet anses denne refleksjonen å være samme type som ved Kortejärvi (Figur 76). S1 tolkes dermed som en glasifluvial erosjonsgrense. Relativ alder, orientering, geografisk lokalitet og bredde av S9 refleksjonene antyder skråstilte lag eller skråsjikt-strukturer. Et alternativ kan være epsilon-skråsjiktning. Hvis førnevnte er sant, antyder det et meandrerende elveløp. I kartbildet virker ikke elveløpet å være særlig meandrerende ved Niskajärvet (Figur 59, Figur 61). Meandrerende elver er dog kjent for lateral migrering og elveløps-endringer (*avulsion*) (Nichols, 2009, s. 134 - 137), så S1 og S9 kan være relatert til et eldre meandrerende elveløp overkjørt eller delvis reaktivert av elvekanalen observert i det moderne kartbildet (Figur 59).

5.3.6 Linje 30 Palovaara

Linje 30 er lokalisert vest for linje 24 i Junosuando-området (Figur 75). Profilet krysser tvers over tre veikimorener (posisjon 1020, 790 og 170 m) og langs en veikimorenerygg (posisjon 410 - 310 m) (Figur 81). Profilet i Figur 81 er orientert fra NØ (posisjon 0 m) til SV (posisjon 1150 m) og preget av hyperbelrefleksjoner. To overflaterrefleksjoner er identifisert i profilet, S2 og S3. S3 forekommer ca. ved 218 moh.-markeringen i profilet og ligger dermed ca. 4 – 6 m under bakkenivå. Refleksjonen er moderat til diskontinuerlig i lateral utstrekning. Som øvre grense har S3 harmonisk geometri og som nedre grense *onlap*-geometri. S2 forekommer ca. 2 m under bakkenivå og følger topografien i større grad enn S3. Refleksjonen er sterk og moderat-kontinuerlig til kontinuerlig i lateral utbredelse.



Figur 81: Linje 30 Palovaara

Øvre grensegeometri er harmonisk og nedre grensegeometri er harmonisk til *toplapp*, men er vanskelig å tyde da S2 er relativt nært overflaten.

5.3.6.1 Tolkninger

S2 er trolig en diamiktgrense og S3 som berggrunnsgrensen. Dette baseres på at hyperbler dominerer profilbildet, grensegeometrier, relativ dybde og dermed relativ alder, lavt veikimorenerelieff og lav veikimorentopografi. Siden S2 er mer fremtredende enn S3 er det mulig at grunnvannsnivået sammenfaller med S2. Det er også mulig at berggrunnsgrensen kan være lokalisert dypere i profilet med tanke på dybde-forekomster ved andre lokaliteter (Kortejärvi Figur 76 og Rauvospakka Figur 78). Men siden veikimorenerelieffet i kartbildet er lavt (Figur 72, Figur 75) anses det mest sannsynlig at førstnevnte tolkning er rett.

5.3.7 Dimensjoner

Målinger er gjort i Ekko_Project V5 og verdiene i meter varierer i forhold til hastighet på profilet. Dermed kan tallene variere noe fra virkeligheten, men gir en god indikasjon på størrelses forskjeller. Nøyaktighet er på ca. 0.5 m.

Tabell 11: Veikimorene dimensjoner basert på GPR-profiler

Linje	Navn	Høyde på Kantrygger Yttersiden, mot bakke nivå (m) → Gjennomsnitt	Høyde på Kantrygger Innersiden, ned mot platå (m) → Gjennomsnitt	Dobbel- kantrygg (m)
00	Kortejärvi	5.5, 5, 3.5 → 4.6	2, 4.5, 4 → 3.5	
08	Raakejärvet	7	7.5	
13	Rauvospakka (2 veikimorener)	5, 4.5, 4.5 → 4.6	6, 5.5, 0.5 → 4	2
22	Heinävananjärvi	13	2, 2.5 → 2.2	8
24	Niskajärvet	2	2	
30	Palovaara (3 veikimorener)	1.5, 0.5, 2, 1.5, 1, 1, 1.5 → 1.3	0, 0.5, 0.5, 0.5, 0.25, 0.25 → 0.3	

Kortejärvi, Heinävumanjärvi og Palovaara følger forventet trend hvor plataet er høyere enn omkringliggende terreng (Tabell 11). Heinävumanjärvi skiller seg ut med en ekstrem forskjell på ytre og indre kantrygghøyde, i tillegg til tilstedeværelse av doble-kantrygger (Tabell 11). Palovaara-relieffet er meget lavt sammenlignet med Kortejärvi, Raakejärvet og Heinävumanjärvi. Dette kan illustrere en generell trend av minkende veikimorenerelieff fra øst mot vest.

[Johnson og Clayton \(2003\)](#) antydte et kantryggrelieff på 2 - 60 m (Kap. 2.3.4.4). Ved sammenligning sammenfaller målte dimensjoner fra Tabell 11 med førnevnte, med unntak av Palovaara hvor relieffet er lavere enn 2 m.

5.3.8 Oppsummering

Av de seks profilene undersøkt her er profil 22 Heinävumanjärvi av størst interesse da plataområdet kan inneholde glasilakustrine avsetninger indikert av [Lagerbäck \(1988\)](#).

Studiene til [Sigfúsdóttir \(2013\)](#) visste at kantrygger og plataer hovedsakelig var bygd opp av en massiv diamikt/prosessert morene, hvor avsetningene var avsatt i form av gravitasjons- og massestrømmer. [Lindqvist \(2020\)](#) observerte glasilfluviale avsetninger på toppen av kantryggene og i plataet, samt en diamiktgrense ved 5 m dybde i platakjernepreven.

Kortejärvi (linje 00) og Ravospakka (13) profilene gir dermed sikrere tolkninger pga. sedimentologiske identifikasjoner av en eller flere overflaterrefleksjoner. Overflaterrefleksjoner bekreftet sedimentologisk ved Kortejärvi og Ravospakka av [Lindqvist \(2020\)](#) og [Sigfúsdóttir \(2013\)](#) er S3, S2 og S1. På tvers av alle profilene tolkes S3 som berggrunnsgrenser, S2 som diamiktgrenser, og S1 som glasilfluviale erosjonsgrenser.

Relieff eller høydenivå sammenfaller med dimensjonsintervaller av [Johnson og Clayton \(2003\)](#) men i det laveste sjiktet hvor 13 m over bakkenivå er høyest målte veikimorenerelieff (Tabell 11).

6 Diskusjon

Nå som alle resultater er presentert vil resultater og metoder diskuteres i dette kapitlet. Metoder gjennomgås først i samme rekkefølge som tidligere; feltarbeid, kartlegging og GPR-profiler. Så diskuteres tolkninger etterfulgt av hypoteser, videre arbeid og moderne analogier.

6.1 Metoder, datasett og utstyr

6.1.1 Feltarbeid

Feltarbeidet besto hovedsakelig av *ground thruthing* og sedimentologiske undersøkelser (Kap. 4.1) for å oppnå en virkelighetsforståelse av lokaliteten (Kap. 5.1).

Virkelighetsundersøkelsene var svært nyttig i kombinasjon med fjernanalysemetoder og gir større sikkerhet rundt tolkninger. Morfologiske analyser ved bruk av geografiske informasjonssystemer gir en helt annen synsvinkel enn virkeligheten man står ovenfor i felt. Sedimentologiske undersøkelser i felt bidro til et generelt inntrykk av hvilke avsetninger man kunne forvente. Dette var spesielt nyttig i forhold til GPR-profilanalyser.

En anleggsspade eller spisspade hadde vært bedre egnet for dypere nedgravninger i diamikt-avsetninger, og annen løsmasse med store mengder torv, stein, og røtter. Men en skuffspade var godt nok til å utføre sedimentologiske undersøkelser og ga gode indikasjoner på kompakthet, kornstørrelser og sortering. Sortert sand var lett å greve, usortert materiale med stein var vanskeligere. Terrenget var utfordrende å navigere i felt. Utskrevne kartbilder hadde på forhånd vært fordelaktig, men terrenget ble studert digitalt på forhånd istedet.

Feltbilder ble tatt ved bruk av GoPro 6, Canon systemkamera og drone. Dronebilder har lav oppløsning, ca. 480 p, men gir visuelle oversiktsbilder og inntrykk av terrenget fra et høyere perspektiv. En drone som hadde håndtert vindforhold bedre hadde vært gunstig da det hadde gitt bedre fotokvalitet og bedre navigeringsmuligheter.

6.1.2 Geomorfologisk kartlegging

Som nevnt i Kap. 4.2 falt valget av GIS programmet på ArcGIS Pro hvor ulike datasett ble tildelt av Lantmäteriet (Kap. 4.2.2). Disse ble brukt som basiskart for morfologikartleggingen og kartfigurer (Kap. 5). Resultater var informasjonsrike og utførte sin hensikt om å gi en bedre virkelighetsforståelse av området. Feltarbeid var spesielt nyttig kombinert med *remote sensing* og GPR-analyser.

ArcGIS Pro-programmet oppleves brukervennlig da det er tidssparende, dynamisk og kan håndtere store mengder datasett simultant. *Base map* for alle kartografiske figurer, som nevnt tidligere, er basert på LiDAR høydemodellen fra Lantmäteriet (Kap. 4.2.2). LiDAR er et revolusjonerende datasett med høy nøyaktighet og er fordelaktig for morfologiske studier da vegetasjon og skyer filtreres ut sammenlignet med ortofoto og flyfoto. Det argumenteres derfor at kvaliteten på hoved-datasettet og programmet brukt i denne oppgaven er av høy kvalitet.

Resultater er begrenset til 2 m nøyaktig

het som følge av 2 m oppløsning av LiDAR datasettet. En delvis blindsoner i *hillshade*-datasettene kan utgjøre et større avvik enn 2 m ved plassering av kantrygger. Dette pga. asimut innstillinger i *hillshade*-kartbilder hvor ryggformer havner i en lys- og skyggefri sone pga. parallell orientering med asimut (315°). To sett *hillshades* med asimut orientert vinkelrett på hverandre hadde vært mulig for å unngå dette. Det ble ikke gjort fordi lisensen for 3D-Analyst var utgått på det tidspunktet utfordringen ble tatt stilling til. Til tross for stedvis *hillshade*-blindsoner er kartleggingen av høy nøyaktighet sammenlignet med annet kartleggingsarbeid av veikimorer gjort ved bruk av f.eks. flyfoto og ortofoto. I *Jordartskartan* til SGU (Kap. 4.2.2) er veikimoreneområdet markert som et heldekkende haugmorenepolygon betegnet *moränbacklandskap, kullig morän* (Figur 62). I samme datasett er veikimorer markert enkeltvis med relativt få og upresise punkter. *Jordartskartan* er trolig kartlagt før LiDAR datasettet ble opprettet, og dermed av lavere oppløsning.

6.1.3 GPR-profiler

Programmet Ekko_Project V5 R3 og et GPR-datasett samlet inn fra et feltarbeid i 2012 (Kap. 4.3) ble brukt for å prosessere og tolke seks GPR-profiler (Kap. 5.3).

Datasettet antas å være pålitelig, men det er flere faktorer å ta hensyn til ved GPR-datasett og prosessering. Datasettet kan være preget av ulike forstyrrelser som *air waves*, hyperbler, objekter reflektert med overflaten, radiosignaler, og magnetiske objekter i nærheten av GPR-maskinen for å nevne noe (Neal, 2004). Frekvens og tidsvindu (*time window*) er viktige innstillinger å ta hensyn til i felt da det bestemmer oppløsningen av GPR-profilen.

Prosessering av profilene før analysering er essensielt for å filtrere bort evt. forstyrrelser i GPR-datasett. Dette inkluderer hastighets- og topografikorrelasjoner. Hastigheten bestemmes av hvilken type materiale som er i undergrunnen, og brukes også for kalkuleringer av *two-*

way-travel time om til meter. I dette tilfellet var topografikorreleringer spesielt viktig i kontekst til landformer i terrenget. Analyser av refleksjonsoverflater og facies hadde ikke gitt mening uten topografikonteksten. En horisontal refleksjon i et profil som ikke er korrelert for topografi vil kunne gi en helt annen tolkning, enn hvis topografien er tatt med i betraktning.

Overnevnte faktorer påvirker både datasett, observasjoner og tolkninger. Det er med andre ord mange ulike faktorer å ta hensyn til ved analysering av GPR-profiler. En generell dominans av hyperbelrefleksjoner i profilene var også en utfordring. Det er dermed noe usikkerhet angående GPR-resultater. Av den grunn er rene prosesserte profiler inkludert øverst i figurer for å gi leser en mulighet til egne tolkninger og vurderinger. Et alternativt program tilpasset bedre for prosessering, men spesielt analysering av GPR-datasett hadde vært ønskelig.

Linje 00 Kortejärvi (Kap. 5.3.1) og linje 13 Rauvospakka (Kap. 5.3.3) er støttet med sedimentologiske undersøkelser gjort respektivt av [Lindqvist \(2020\)](#) og [Sigfúsdóttir \(2013\)](#), og gir dermed en sikker tolkning av tilhørende refleksjonsgrenser.

6.2 Tolkninger

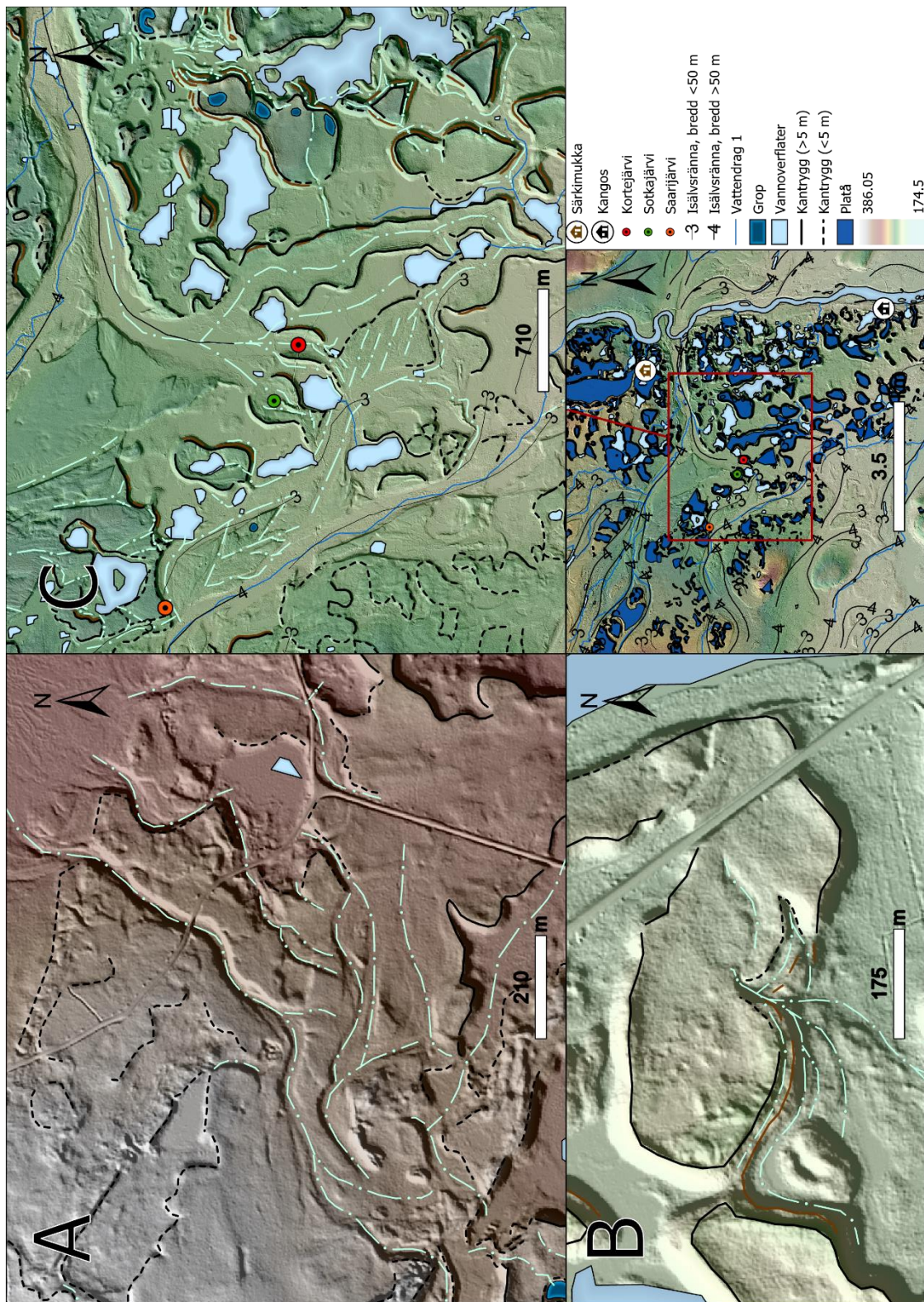
6.2.1 Kortejärvi, Sotkajärvi og Saarijärvi – fluvial erosjon

Kortejärvi er en veikimorene undersøkt i felt (Kap. 5.1.4) med GPR-profil fra 2012 (Kap. 5.3.1) og kjerneprøve tatt i 2018 undersøkt av [Lindqvist \(2020\)](#). Sotkajärvi-veikimorenen ble undersøkt i felt (Kap. 5.1.5) hvor østre kantrygg er inkludert i GPR linje 00 Kortejärvi (Kap. 5.3.1). Saarijärvi er et platakompleks (veikimorenekompleks) undersøkt i felt (Kap. 5.1.6).

Kortejärvi, Sotkajärvi og Saarijärvi inngår i Kangos-området (Kap. 5.2.3) og er påvirket av at breelver (tidligere elveleier). Breelver kryssende Kortejärvi og Sotkajärvi (Figur 82 C) er relatert til deglasiasjon av LGM. Dette er bevist ved datering av breelvavsetninger fra Kortejärvi-kjerneprøven gjort av [Lindqvist \(2020\)](#). Elveleiet relatert til Saarijärvi anses også å være et LGM-breelveløp pga. relativt yngre enn Saarijärvi, men dette er ikke bevist ved absolutt datering. Nordlige kantrygger er fraværende ved Kortejärvi og Sotkajärvi, og Saarijärvi mangler kantrygger med unntak av mot nord (Figur 82 C). Dette indikerer at LGM-breelver var i stand til å erodere kantrygger.

Det er dog mulig at glasilakustrin kollaps tok sted før breelven(e) entret Kortejärvi og Sotkajärvi, men dette er trolig ikke tilfellet for Saarijärvi da elveleiet løper langs yttersiden av plataområdet (Figur 57). Glasilakustrin kollaps før glasifluvial erosjon av kantrygger kan trolig ikke bevises da evt. spor av glasilakustrin kollaps forventes å være fraværende pga. relativt yngre erosjonsprosesser. Det er ikke observert indikasjoner til kollapsavsetninger underliggende glasifluviale elementer i Lainiobuen (Kap. 5.1.3, Kap. 5.2). Det anses dermed usannsynlig at glasilakustrin kollaps er et krevd forstadium for glasifluvial erosjon av kantrygger og plataområder (veikimorener).

I Høylandsområdet (Kap. 5.2.2) er veikimorener erodert av smalere breelver (<100 m) hvor kantryggbrudd av samme dimensjon som elveløpet (10 – 60 m) opptrer, samt elveleier på plataområder (Figur 82 A). Bredden av manglende kantrygger ved Kortejärvi og Sotkajärvi (145 – 210 m) sammenfaller med bredden av breelveleiet (*isälvsrännä* >50 m i Figur 71) observert nord for dem i kartbildet (130 – 300 m). I Junosuando-området er det også spor av glasifluvial aktivitet hvor kantryggbrudd tolkes å være sammenhengende med inaktive elveleier (Figur 82 B). I dette tilfellet virker elvefarer å stamme fra plataområdet. Det er dermed noe usikkert om disse også kan anses som LGM-breelver. Hvis elveløpene stammer fra plataområdet anses elveløpene å være relatert til deglasiasjon av veikimoreneisdekket og intern dødis.



Figur 82: Inaktive elveleier innen Lainiobuen. LiDAR © Lantmåteriet.

A) I høylandsområdet (Kap. 5.2.2), like nordøst for Rauvospakka, er forgreinet inaktive elveleier direkte relatert til kantryggbrudd. Disse anses som breelver relatert til et smeltevannssystem fra LGM-deglasiasjon.

B) Fra Junosuando-området (Kap. 5.2.4). Eksempel på inaktive elveleier tilknyttet platåområdet til en veikimorene. Elvesystemet kan ha hatt en nordøstlig ekstensjon hvor veikonstruksjoner har påvirket og fjernet evt. spor av dette..

C) Inaktive elveleier i Kangos-området (Kap. 5.2.3). Kantrygger relatert til Saarijärvi, Kortejärvi og Sotkajärvi anses erodert av breelver. Ved Saarijärvi-feltområdet anses sørlig kantrygg erstattet av en glasifluvial erosjonsform, elveskrent (cut bank).

Bredden på kantryggbruddet og bredden på elveleiene er ca. 20 – 30 m (Figur 82 B). Dermed kan det konkluderes at dimensjon av kantryggbrudd reflekterer dimensjon av respektive eroderende breelver. Dette gjelder ikke for kantryggbrudd eller deformasjon forårsaket av glasilakustrin kollaps (kollapsbrudd), men slike kollaps-brudd (som ved Raakejärvet) anses som sjeldne.

Kortejärvi og Sotkajärvi antyder glasiluviale avsetninger i form av vifter eller *aprons* sørvest for selve landformen (Kap. 5.1.4, Kap. 5.1.5, Figur 81 C). Disse anses sammenhengende med overkjørende LGM-breelveleier (*isälvsränna* >50 m). Siden eskeren på Sotkajärvi-platåområdet er av fluvial opprinnelse med NØ – SV orientering antas denne også å være fra LGM. Sørvestre deler av både Kortejärvi og Sotkajärvi anses dermed å være glasiluviale utvidelser. GPR-linje 00 Kortejärvi (Figur 75) krysser områder som dermed anses som originale veikimorene-avsetninger.

Andre fluviale former observert i kartbildet kan minne om ellevoller, elveslynger, elveleier, og elveterrasse. Både meandrerende og forgreinede elveløp virker å ha vært tilstedeværende. Smale elver (<100 m) anses som forgreinet brede elver (>100 m) anses som meandrerende elver. Trolig har flere generasjoner med elveløp påvirket området, men vanddrenering relatert til LGM-deglasiasjon anses som størst. Begge elvedimensjoner er påvist å ha eroderende egenskaper (Kap. 5, Figur 82), og i større skala enn selve LGM-isdekket. *Isälvsränna* innen Lainiobuen (Figur 34) viser en gjennomsnittlig drenering fra nordvest til sørøst.

6.2.1.1 GPR-linje 00 – Kortejärvi

GPR-linje 00 Kortejärvi (Kap. 5.3.1) stemmer generelt overens med tolkninger til [Lindqvist \(2020\)](#). S1 er en glasiluvial erosjonsgrense, som indikert av trauforn og F1 er tolket som breelvavsetninger av [Lindqvist \(2020\)](#), overliggende diamikt. S2 tolkes dermed som starten av en morene- eller diamiktgrense, og S3 en berggrunnsgrense. F2 i Kortejärvi-kantryggene tolkes som deformerte sandige avsetninger av midt weichsel alder ([Lindqvist, 2020](#)). Det er dermed sannsynlig at det samme gjelder for F2 ved Sotkajärvi-kantryggen. F3 er enten fortsettelse av samme type avsetning som F2 bare ikke deformert, eller representativt av lateral overgang mellom kantryggfacies og platåfacies. Førstnevnte anses mest sannsynlig.

6.2.2 Raakejärvet – glasilakustrin kollaps

Raakejärvet er en veikimorene undersøkt i felt (Kap. 5.1.3), inngår i Kangos-området (Kap. 5.2.3) og har GPR-profil (Kap. 5.3.2).

Raakejärvet er trolig et eksempel på hvor glasilakustrin kollaps har resultert i stedvis deformasjon av kantryggsettet og utbruddavsetninger (*outburst deposits*). Vifte eller *apron* utbruddavsetningen til Raakejärvet har *outflux*-punkt ved kantryggdeformasjonen på nordvest siden av veikimorenen (Figur 49, Figur 50) og tolkes som et resultat av kollaps (Kap. 5.1.3). Kantryggdeformasjon forekommer i tilfeller hvor vann i bevegelse eroderer innsjøvegger. Glasilakustrin kollaps og utbruddavsetninger forekommer altså fordi *displacement waves* eroderer kantrygger fra innsiden. Slike forskyvningsbølger er typisk trigget av plutselig tilførsel av materiale i innsjøen, smeltevannsstrømmer, store mengder nedbør, smelting av omkringliggende is, og andre prosesser relatert til økende vannivå og bevegelser av materiale (Bendle, 2020). Ved kontinuerlig *overtopping* og dermed erosjon via forskyvningsbølger vil det til slutt kunne dannes et brudd (*breach incision*) i omkringliggende innsjøvegger.

Raakejärvet antyder altså glasilakustrin kollaps og materialtømming av plataet. Dette kan identifiseres av vifte- eller *apron*-formet utbruddavsetninger med tilknytning til et deformert område eller punkt langs kantryggsettet.

6.2.2.1 GPR-linje 08 Raakejärvet

Den sterkeste overflaterrefleksjonen i linje 08 Raakejärvet er S2 og tolkes likt som ved GPR-linje 00 Kortejärvi (Kap. 6.2.1.1), en diamikt- eller morenegrense. Dette anses som pålitelig siden Kortejärvi og Raakejärvet befinner seg i samme geografiske område (Kangos-området) og S2 refleksjonen ligger ved samme dybde og former seg relativt likt i kantryggpartier i begge profilene (Figur 76, Figur 77). F3 anses som fluviale facies da lakustrine avsetninger forventes å være fraværende pga. glasilakustrin kollaps.

6.2.3 Heinävumanjärvi, Rauvospakka og Saarijärvi

Heinävumanjärvi er undersøkt i felt (Kap. 5.1.1), tilhører Kangos-området (Kap. 5.2.3) og har GPR-profil (Kap. 5.3.4). Rauvospakka ble sedimentologisk undersøkt av Sigfúsdóttir (2013), har GPR-profil (Kap. 5.3.3) og er en del av Høylandsområdet (Kap. 5.2.2). Saarijärvi ble undersøkt i felt (Kap. 5.1.6) og er en del av Kangos-området (Kap. 5.2.3).

Heinävumanjärvi har doble kantrygger, ingen tilstedeværelse av overgående inaktive elveleier og en todelt morfologi. Det ekstra settet med kantrygger er formet som terrasser og antas dermed å være relatert til to deglasiasjonsstadier av omkringliggende dødis. Todelt morfologi kan muligens forklares ved at Heinävumanjärvi originalt var sammensatt av to supraglasiale innsjøer hvor den sørvestlige innsjøen kollapset og senere erodert av breelveleiet som er i kontakt med sørvestlige kantrygger (Figur 47).

6.2.3.1 Glasilakustrine avsetninger

Lagerbäck (1988) sin hypotese ga forventinger om å finne lakustrine avsetninger i moreneplatåene. Lindqvist (2020) fant ikke lakustrine avsetninger i plataåkjernepreven fra Kortejärvi, men Sigfúsdóttir (2013) fant slike avsetninger ved Rauvospakka. Finkornete sedimenter ble også funnet ved Saarijärvi (Kap. 5.1.6, Figur 56). Disse anses relatert til plataåavsetninger pga. glasifluvial erosjon av kantrygger, hvor breelveskrenter (*cut bank*) erstattet kantrygger. Det mulig at det samme er tilfellet for Rauvospakka. Dette virker mer sannsynlig enn at potensielle glasilakustrine avsetninger (forventet i plataåområder, Figur 9) er avsatt som kantryggfacies. Sigfúsdóttir (2013) tolket dette som et resultat av avsetning ved kontinuerlig iskontakt og ingen eller lite materialekonsentrasjoner ovenpå dødis.

6.2.3.2 GPR-linje 13 Rauvospakka

Linje 13 Rauvospakka har en sterk overflaterrefleksjon som skiller seg ut i profilet, S3. Sigfúsdóttir (2013) bekrefter med sedimentologiske undersøkelser at dette er berggrunns grensen. S2 blir dermed ansett som en diamiktgrense. Dermed støtter GPR-profilet Sigfúsdóttir (2013) sin tolkning om minimale materialekonsentrasjoner ovenpå omkringliggende dødis, siden berggrunns grensen (S3) er synlig ved overflaten mellom veikimorenene (Figur 78). Sådan er kantrygger muligvis ikke bygd opp på samme måte som ved lavlandsområdene (Kangos- og Junosuando-området) hvor dødis i større grad antas å ha vært dekt av materiale. Ved sammenligning av S2 og S3 på tvers av profillinjer 00 Kortejärvi, 08 Raakejärvet og 13 Rauvospakka (Figur 76, Figur 77, Figur 78) er avsetningene tykkere i Kangos-området enn i høylandsområdet (Rauvospakka).

6.2.3.3 GPR-linje 22 Heinävumanjärvi

Linje 22 Heinävumanjärvi har flere laterale overflaterrefleksjoner relatert til plataået. Dette kan være lagdelinger relatert til stratigrafien ved Outojärvi i Figur 9 (Lagerbäck, 1988). Ved sammenligning av Figur 9 er det flere korrelasjonsmuligheter. Det er mulig at S4 kan være grensen til interstadiale materialer (laminert silt og organisk materiale), S5 grensen til gravitasjonsmorene (*flow-till*) bestående av sand og grus, og S3 grensen til subglasial morene. Hvis S2 ved Heinävumanjärvi (Figur 79) tolkes som samme refleksjonsgrense som ved Kortejärvi (Figur 76) er det sikkert at S2 er en diamiktgrense og er dermed grensen til enten gravitasjonsmorene eller subglasial morene. Sådan representerer S4 og S5 trolig interstadiale materialer. Uten sedimentologiske undersøkelser for bekreftelse av refleksjonsgrenser kan dette ikke avgjøres med sikkerhet.

GPR-profilet til Heinävumanjärvi er det eneste av profilene hvor den interne oppbyggingen av plataet virker å følge Lagerbäck (1988) sine sedimentære observasjoner relatert til Outojärvi (Figur 9). GPR-profilet indikerer at hele lagrekken sannsynligvis er bevart. Det er altså muligens grunnlag for støtte av hans teori.

6.2.4 Palovaara – lavt relieff og tynne avsetninger

Palovaara ble ikke undersøkt i felt, men er en del av Junosuando-området (Kap. 5.2.4) og har et GPR-profil (Kap. 5.3.6).

S2 er tolket som diamiktgrense, og S3 som berggrunnsgrense (Figur 81). Andre alternativ utelukkes ikke da ingen sedimentologiske undersøkelser kan bekrefte litologisk karakter av overflaterrefleksjoner i profilet. Men med tanke på det lave relieffet av veikimorener indikert i profilet (2 – 4 m), som er bekreftet med DEM, anses tolkninger av S2 og S3 realistisk i forhold til tykkelse. Det er dog mulig at S3 kan være refleksjon av f.eks. subglasial morene og at berggrunnsgrensen ligger dypere. S3 ligger ved ca. 10 m dybde ved Kortejärvi (Figur 76) og ca. 5 m dybde Rauvospakka (Figur 78). I Palovaara-profilet ligger S3 ved ca. 4 – 6 m og anses sådan realistisk i forhold til dybde for berggrunnsgrensen. Dette antyder tynnere materialpakker ovenpå berggrunnen ved Palovaara enn ved Kortejärvi, Rauvospakka og Heinävumanjärvi, og dermed en fortykning av materiale fra øst mot vest i Lainiobuen, og/eller fortykning fra sentrum av Lainiobuen (Kangos) mot nord (høylandsområdet) og sør (Junosuando). Sistnevnte er noe usikkert, men førstnevnte anses som meget sannsynlig da veikimorenerelieffet avtar fra Lainiobuens oppholdslinje (ca. øst) og mot et imaginært geometrisk sentrum (ca. vest) (Forsidebildet, Figur 36). Dette er spesielt tydelig i *hillshade*-kartbildet fra Kangos-området (Figur 40).

6.2.5 Tornefors og Niskajärvet

Flertallet av artikler omhandlende veikimorener poengterer en østlig fordelingssgrense (f.eks. Hoppe, 1952; C. Hättstrand, 1998; Lagerbäck, 1988). Dette ble bekreftet i felt ved Tornefors-ryggen (Kap. 5.1.7), i kartbildet fra Junosuando-området (Kap. 5.2.4), og ved GPR av Niskajärvet-ryggen (Kap. 5.3.5) som er en fortsettelse av Tornefors-ryggen.

6.2.5.1 GPR-linje 24

Det morfologiske inntrykket i kartbildet (Figur 72, Figur 75) er at veikimorener er overlatt randmorenen. Dette støtter teorien av supraglasial opprinnelse hvor randmoreneryggen

avsettes i forbindelse med et glasialt fremrykk og etterfølgende stagnert ismargin, hvor veikimorener så avsettes oppå randmoreneryggen etter nedsmelting av samme ismargin.

S3 anses som berggrunnsgrensen, overflaterrefleksjonene vest for erosjonsgrensen S6, S7 og S8 anses relatert til oppbygging av randmoreneryggen (Figur 80). S1 tolkes som en glasi-fluvial erosjonsgrense og er dermed markert likt som ved Kortejärvi (Figur 76), hvor S9 representerer stratigrafiske grenser innen avsetninger relatert til fluvial aktivitet.

Overflaterrefleksjoner relatert til veikimorener er ikke identifisert.

I forhold til veikimoreneavsetninger i profilet er det tre sannsynlige alternativ. 1) ikke tilstedeværende, 2) erodert og deformert, og 3) veikimorene dannet i et ustabil miljø med meget tynne avsetninger (Figur 31). Ved korrelasjon i kartbildet (Figur 75) fremstår relieffet som meget lavt med potensielle kantrygger på ca. 2 m høyde. Skrentmarkeringen i profilet kombinert med observasjoner i DEM kartbildet antyder elveskrenter eller elvenedskjæringer og dermed fluvial aktivitet ved Niskajärvet. Med dette tatt i betraktning til en mulig kobling av kantrygger mot nord er en kombinasjon av alternativ 2) og 3) mest sannsynlig tilfellet.

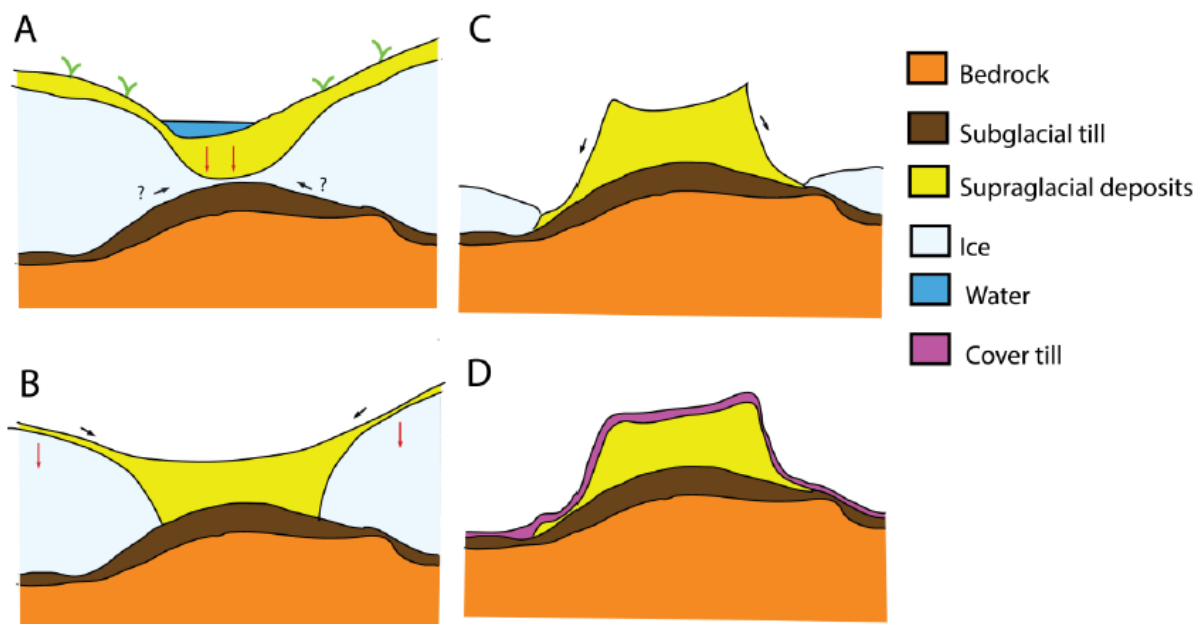
Elveleiet observert i kartbildet og delvis i profilet anses som et meandrerende elveleie tidligere aktivt som en del av Torneälven og/eller Lainioälven. S9 refleksjonene kan dermed være indikasjoner på epsilonstratigrafi, men dette må evt. bevises sedimentologisk.

Høyde av randmoreneryggkammen markert i profilet (Figur 80) korrelerer med DEM kartbildet. Valg av refleksjonshastighet ble gjort ved antakelsen om tilstedeværelse av morenemateriale basert på en tabell angående hastighetsegenskaper for materialer (Neal, 2004, s. 271, Tabell 2). Dermed anses majoriteten av materiale å bestå av morene.

Overflaterrefleksjoner i profiler reflekterer sådan varierte egenskaper innen moreneavsetninger, trolig kompakthet, dominerende materiale, og avsetningsforhold (f.eks. subglasi-almorene, supraglasi-almorene). Dette relaterer trolig til flere oppbyggingstrinn av randmoreneryggen gjennom utviklingen av et dødislandskap (Figur 22).

6.2.6 Lainiobuen

Kartleggingen av Lainiobuen (Figur 62) gir en visuell illustrasjon av veikimorenefordeling i bedre oppløsning enn foregående kartlegginger av f.eks. Lagerbäck (1988) og C. Hättestrand (1998) (Figur 12, Figur 32). Dødisgroper er ikke gitt noe særlig fokus annet enn antakelsen om at de i det moderne landskapet fremstår som innsjøer, platåinnsjøer og groper innen Lainiobuen (Figur 68, Figur 70, Figur 72). Platåinnsjøer kan også være etterlevninger av isvegginnsjøer som ikke drenerte helt. Feltobservasjoner og fjernanalyser gir ikke inntrykk av at veikimorener er omringet av dødisgroper, noe Hoppe (1952) mente var tilfelle og brukte som argument for subglasial dannelse av kantrygger. Sigfúsdóttir (2013) observerte dog subglasialt materiale og supraglasiale avsetninger med subglasial opprinnelse i Rauvospakka-veikimorenen i Høylandsområdet (Figur 83), og antydte en viss grad av subglasial påvirkning ved dannelse (Figur 83 A).



Figur 83: Avsetningsmodell basert på sedimentologisk analyse av Rauvospakka av Sigfúsdóttir (2013).

A) isvegginnsjøer utviklet seg i supraglasiale depresjoner under en moden dødisfase. Noe subglasialt materiale presses troligvis opp under isvegginnsjøen pga. trykket fra omkringliggende ismasser (Figur 22 C). B) Glasilakustrine avsetninger blir overlatt supraglasiale massestrømmer. C) Kontinuerlig backwasting av omkringliggende dødis i en gammel dødisfase. D) Gjenstående dødislandskap overkjøres av et yngre isdekke.

Det konkluderes derfor med supraglasial dannelse slik som Lagerbäck (1988) foreslo, men med variert grad av subglasial innflytelse lignende Hoppe (1952) sitt forslag om subglasial *squeezing*.

Lindqvist (2020) indikerer fluvial tilknytning for Kortejärvi både i forhold til kantrygger og platået. Datering av fluviale avsetninger overliggende kantrygger ble korrelert med Tarendö II

alt. A2 som vist i Figur 6 A (M. Hättestrand, 2008) og datering av breelvavsetninger ble korrelert med deglasiasjon av LGM-isdekket (Lindqvist, 2020). Dette studiet av Lainiobuen bekrefter en tilknytning mellom veikimorener og eroderende LGM-breelver.

Når det gjelder andre landformer ble ingen drumliner innen Lainiobuen observert. En ryggform antatt å være en esker, fluviale morfologiske elementer som spylerenner, elvevoller, og elveleier, og flutes ble derimot observert.

Når det kommer til C. Hättestrand (1998) sin teori om to separate ismarginale soner er kartleggingen gjort i denne oppgaven ikke tilstrekkelig nok for en slik vurdering. Lainiobuen anses som en enkel bueform som utgjør nordligste del av veikimorenebelte I (Figur 13).

6.2.6.1 Platåkomplekser

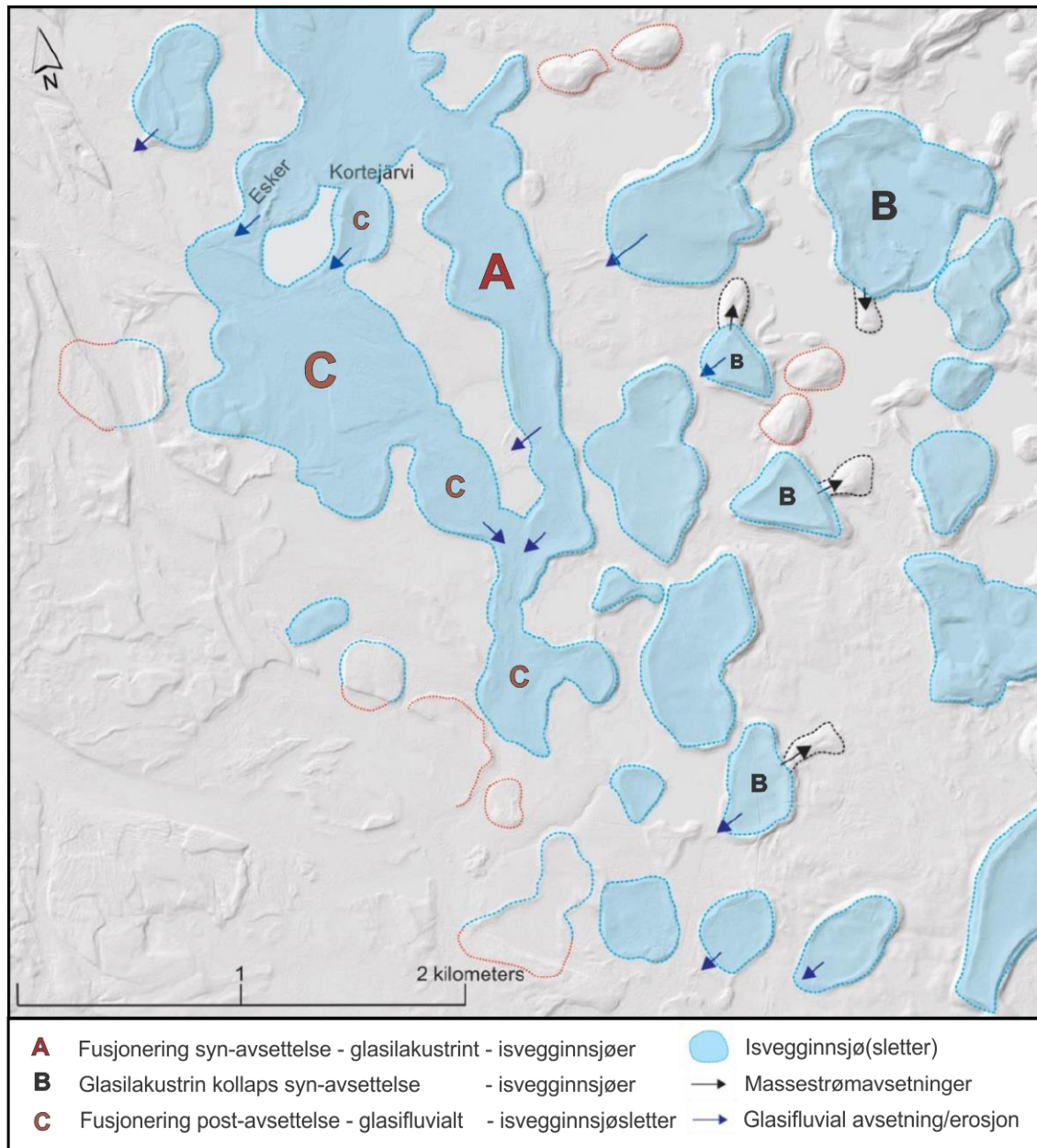
Orientering til de største veikimorenene er parallelle med orienteringen til selve Lainiobuens oppholdslinje (Kap. 5.2.5). Morfologiske observasjoner antyder at dette kan være relatert til fusjonering eller utvidelse av supraglasiale innsjøer. Lindqvist (2020, s. 88 - 92) foreslo en teori om «*merging lakes by collapse*» hvor isoverflategradient kan ha vært årsak til kollaps og dermed fusjonering av veikimorener eller isvegginnsjøer.

Med inspirasjon fra «*merging lakes by collapse*» teorien til Lindqvist (2020, s. 88 - 92), foreslås en ny versjon og inndeling relatert til fusjonering og kollaps (Figur 84). A) Fusjonering relatert til utvikling og utvidelse av isvegginnsjøer langs supraglasiale sprekkesystemer av veikimoreneisdekket. Danner veikimoreneformasjoner betegnet som platåkomplekser (Kap. 5.2).

B) Glasilakustrin kollaps trolig relatert til nedsmelting av veikimorenedødislandskapet, men anses ikke som fusjonering av innsjøer. Kan være relatert til isoverflategradient. C) Fusjonering forårsaket av glasifluviale prosesser relatert til deglasiasjon av LGM-isdekket. I Kangos-området (Kap. 5.2.3), basert på geomorfologi (Figur 84), kan det altså troligvis skilles mellom kollapsavsetninger via glasilakustrin kollaps (B, f.eks. Raakejärvet), fusjonering via glasilakustrin utvidelse (C, Kortejärvi), og fusjonering via glasifluvial aktivitet (C). Kombinasjoner av disse anses sannsynlig da ikke alle veikimoreneformasjoner passer innen perfekt inn i en av gruppene (Figur 84).

Det foreslås også en definisjon av platåkomplekser, hvor to kriterier må innfris. Et kriterium er i forhold til dimensjon hvor enten et areal $>0,34 \text{ km}^2$ eller en omkrets $>4\text{km}$. Det andre kriteriet angår morfologiske observasjoner av sammenhengende avlange lenker av sirkulære

og/eller ellipsoide former (Kap. 5.2.5). Veikimoreneformasjonen markert A i Figur 84 er et eksempel på et platåkompleks som innfrir overnevnte kriterier.



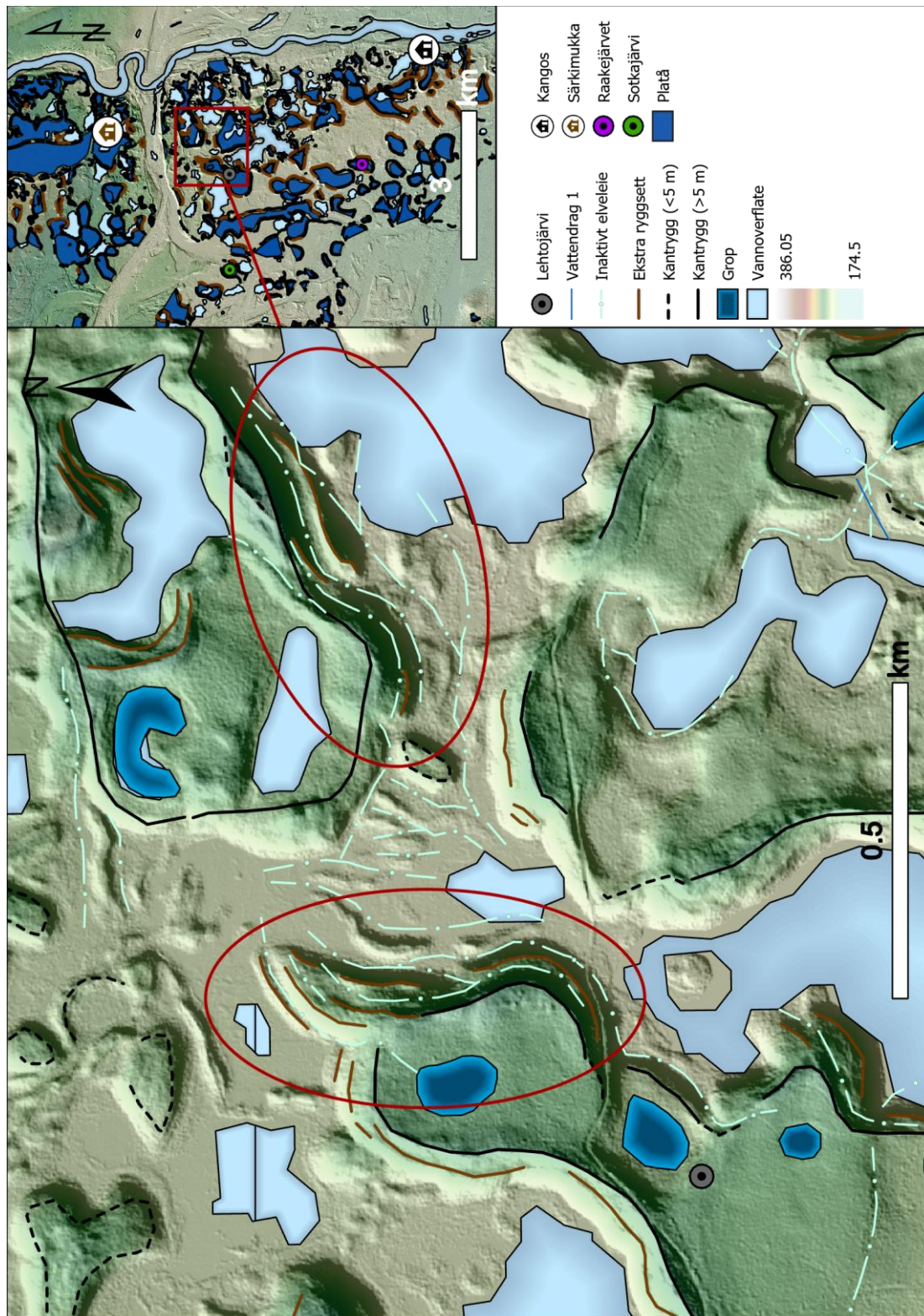
Figur 84: Typer fusjonering av isvegginnsjø(sletter). Modifisert figur originalt fra Lindqvist (2020).

Med syn-avsettelse menes nedsmelting av veikimorene-isdekket og dannelsesforløp av tilsvarende dødlandskap. Med post-avsettelse menes prosesser tidsuavhengig til veikimorenedannelse. Altså prosesser og avsetninger relatert til et yngre isdekke (LGM). LiDAR © Lanmäteriet.

6.2.6.2 Kantryggbrudd – erosjon

Som nevnt i Kap. 6.2.1 i forhold til Kortejärvi, Sotkajärvi og Saarijärvi, har LGM-breelver vært i stand til å erodere kantrygger og danne kantryggbrudd, elvededskjæringer, og elveskrenter (Figur 82). Kantryggbrudd er altså trolig relatert til glasifluvial drenering av landskapet. Tilstedeværelse av inaktive elveleier over platåområder, glasilakustrin kollaps og

kantryggbrudd anses som indikativ på mangel av glasilakustrine avsetninger i platåområder. Dette fordi at overnevnte indikerer erosjon og transport av finkornet materiale.



Figur 85: Kangos-området - Lehtojärvi

Småskala elvesystemer (inaktive elveleier) i området rundt Lehtojärvi kan være relatert til ekstra kantryggsett eller doble kantrygger (markert med røde ellipser). Et slynget mønster av små ryggformer og traufomer i kartbildet indikerer en fluvial relasjon. LiDAR © Lantmäteriet.

6.2.6.3 Doble kantrygger

Glasifluvial påvirkning av landskapet gir en ny problemstilling. Er alle veikimoreneelementer originale? Er noen veikimoreneelementer mer påvirket av glasifluvial aktivitet enn andre?

Doble kantrygger innen Kangos-området viser antydning til glasifluviale relasjoner (Figur 85).

Doble kantrygger forekommer hovedsakelig langs ytre skråning av kantrygger lengre ned mot omkringliggende terreng. I flere tilfeller er doble kantrygger bare noen meter unna bakkenivå.

Det virker dermed realistisk at disse er utsatt for glasifluvial aktivitet i større grad enn det høyeste kantryggsettet og plataer. Hvis førnevnte er tilfelle foreslås tre alternativ: 1)

Drenering av landskapet har påvirket allerede tilstedeværende elementer. 2) Doble kantrygger

dannes i forbindelse med fluvial aktivitet. 3) Former fremstående som doble kantrygger nært

bakkenivå kan i noen tilfeller være dannet glasifluvialt. Dette er spekulasjoner basert på

morfologiske observasjoner og kan ikke bevises ved tilfelle, men alternativ 1 eller 3 anses

som mest sannsynlig. Hvis alternativ 3) er sant kan det trolig klassifiseres mellom

ryggterrasser relatert til en tostegs nedsmeltingsprosess, og ryggvoller relatert til glasifluvial dannelselse.

6.3 Hypoteser

6.3.1 Supraglasial dannelse

[Lagerbäck \(1988\)](#) sin teori (Kap. 2.2) anses reell, men påvirkes i ukjent grad av subglasiale prosesser som nevnt tidligere (Kap. 6.2.6). Det supraglasiale miljøet krevd for at isvegginnsjøer, og dermed veikimorener, dannes anses å påvirkes av subglasialt termodynamisk regime hvor veksling fra temperert til kalde isbunnsforhold virker gunstig for utvikling av et passivt supraglasialt miljø, og dermed utvikling og bevaring av isvegginnsjøer (Kap. 2.3). Veikimorener vurderes som supraglasiale landformer relatert til isvegginnsjøer (*ice-walled-lake plains*), som foreslått av [Lagerbäck \(1988\)](#) (Figur 9, Figur 10, Figur 23). Veikimorener anses ikke som englasiale sirkulære moreneformer (Kap. 2.3.4.2, Figur 26, Figur 27), og anses heller ikke som formasjoner knyttet til subglasiale sprekkesystemer ([Hoppe, 1952](#)) (Figur 8). Slektskap til supraglasiale innsjøer anses reelt da isvegginnsjøer oppfattes som en mindre type supraglasiale innsjøer enn bredemte sjøer (Kap. 2.3.3.2). Lainiobuen fremstår altså som en tidligere brerand representert i dagens terreng av veikimorener og tilhørende randmorener.

Antydninger til sammenheng av supraglasiale sprekkesystemer og teorien om fusjonering av innsjøer er bekreftet (Kap. 6.2). Lainiobuen, og dermed veikimorenelandskapet, er overkjørt av LGM-isdekket. Dette støtter hypotesen om et overkjørende kaldbasert isdekke etter avsetning med minimale erosjonsegenskaper ([Lagerbäck, 1988](#)). Orientering og helning av steiner fra innad i kantryggene mente [Hoppe \(1952\)](#) var pga. subglasial dannelse, men relateres til supraglasial massebevegelse nedover isveggene, altså *flow-till* eller *flow-diamict* ([Lagerbäck, 1988](#)). Observasjoner relatert til veikimorener av [Hoppe \(1952\)](#) kan altså forklares av [Lagerbäck \(1988\)](#) sin supraglasiale teori.

6.3.2 Alder – midt weichsel

Veikimorener er dannet i forhold til et glasialt fremrykk etterfulgt deglasiasjon av stagnert ismargin ([C. Hättestrand, 1998](#)), trolig slik som Figur 22 illustrerer. Lainiobuen er et resultat av en fremrykkistunge som antas å ha fulgt et allerede eksisterende dalleie (Torneälv-dalen). [C. Hättestrand \(1998\)](#) og [Lagerbäck \(1988\)](#) relaterte orientering av eskere og drumliner fra tidlig weichsel til orientering av veikimorenebeltene, og antok dermed at alder var sammenfallende (Kap. 2.2). [C. Hättestrand \(1998\)](#) poengterte dog at orienteringene ikke var 100% sammenfallende og at det dermed var rom for små aldersforskjeller. Hvilke stadialer og

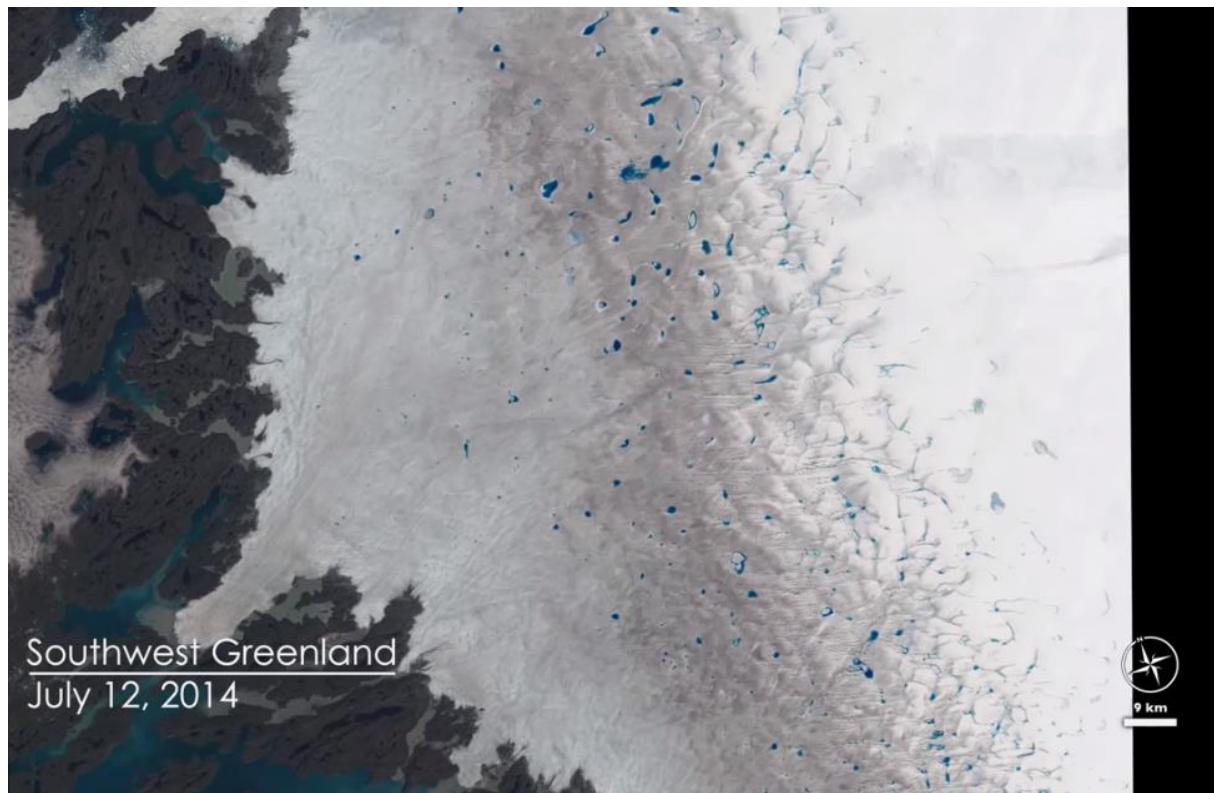
interstadialer innen tidlig weichsel det var snakk om var altså noe usikkert (C. Hättestrand, 1998).

Lainiobuen og NV-orienterte eskere og drumliner har sammenfallende orientering med Tornälv-dalen. Hvis isstrømmer fulgte en allerede tilstedeværende topografi er det sannsynlig at samme strømningsmønster ble fulgt over flere stadialer. LGM-isdekket var trolig av en slik dimensjon at det ikke var like begrenset av topografi som eldre og mindre isdekker (Kap. 2.1). Sådan virker det sannsynlig at LGM-landformer besitter et orienteringsmønster som skiller seg ut fra eldre landformer, og at eldre landformer med lik orientering ikke nødvendigvis stammer fra samme isdekke eller stadial (Figur 15). Med tanke på førnevnte, dateringer fra Lindqvist (2020) og Sigfúsdóttir (2013), og stratigrafi utarbeidet av M. Hättestrand (2008) antas veikimorener å være av midt weichsel alder. Antakeligvis relatert til *Savukoski* (schalkholzstadial, MIS 4) og *Tarendö II* (MIS 3) i Figur 6.

6.4 Videre arbeid

- Sedimentologiske undersøkelser av GPR-profil lokaliteter for bekreftelse av overflaterrefleksjoner. F.eks. Heinävumanjärvi, Palovaara og Niskajärvet.
- Kjerneprøver av platåinnsjøer av veikimorener som ikke besitter spor av fluvial erosjon. Platåinnsjøer kan være etterlevninger av isvegginnsjøer og har trolig større sjanse for å inneholde en kontinuerlig stratigrafi som strekker seg tilbake til dannelsen av isvegginnsjøene.
- Utvide kartleggingsområdet slik at overgangen til morenebelte II inkluderes. Evt. hele morenebeltet. Dette for å avgjøre vestlig utbredelse av veikimorene og evt. bekrefte to separate veikimorenebelter.
- Mer nøyaktig kartlegging av kantryggbrudd og inaktive elveleier for bedre demonstrering av forholdene imellom og evt. i kontekst til isoverflategradient.
- Sedimentologiske undersøkelser og GPR-profiler av potensielle utbruddavsetninger og glasifluviale vifte eller *aprons* avsetninger relatert til veikimorener for å avgjøre avsetningsforhold (glasifluvialt, glasilakustrint, utbrudd). F.eks. ved Sotkajärvi, Heinävumanjärvi og Raakejärvet.
- Datering og sedimentologiske undersøkelser av tidligere elveleier lokalisert i nærheten eller over veikimorener for å avgjøre alder, type elv og klassifisere etter dette. F.eks. Saarijärvi, Niskajärvet, Lehtojärvi, og Høylandsområdet.
- Gå over kartlagt datasett og dobbeltsjekk at kartlagte elementer eller objekter er klassifisert riktig for å oppnå bedre kvalitet for evt. videre bruk av datasettet. Utvide kartleggingen angående platåer, kantryggbrudd og inaktive elveløp ved å klassifisere i undergrupper. F.eks. kan inaktive elveløp klassifiseres i forhold til relativ alder og type, kantrygg kan klassifiseres i forhold til type brudd eller deformasjon (fluviale brudd og kollapsbrudd), og platåer kan klassifiseres etter størrelse og/eller type platå, f.eks. platåkomplekser $>0,34 \text{ km}^2$ og platåer $<0,34 \text{ km}^2$. Dette vil gjøre kartbildet enda mer informasjonsrikt og gjøre det lettere å holde rede på relativ alder av objekt-klasser.

6.5 Moderne analogier



Figur 86: "Blue lakes on Greenland's ice sheet" (Pope, 2015).
<https://www.youtube.com/watch?v=pWZSpwA-mRU>

Lainiobuen er kanskje ikke direkte relatert til dagens klimautvikling, men illustrerer et komplekst og sterkt forhold mellom klimasvingninger og glasiologi (Kap. 2.1). Klimasvingninger som resulterer i vekslinger mellom stadialer og interstadialer er intense temperaturforskjeller som ikke kan sammenlignes med dagens varme og relativt stabile mellomistidsperiode (Cohen & Gibbard, 2020). Den lille istid var, i forhold til et tidsperspektiv sammenlignet med orbitalparametere (Kap. 2.1.2), en kort kuldeperiode i dagens mellomistid. Den lille istid varte bare i noen hundre år (Vorren, Mangerud, Blikra, Nesje & Sveian, 2013), men hadde enda så stor påvirkning på datidens samfunn at det ble registrert historisk og ledet til hungersnød over flere landsdeler (Hannibal, 2019). Morenerygger fra lille istid ved dagens isbreer står ofte tydelig frem i dagens terreng (Vorren et al., 2013), f.eks. ved Steindalsbreen i Troms (egen observasjon). Til sammenligning var weichselisdekker så gigantiske at Norge ikke kunne befolkes før det fennoskandiske isdekket hadde trukket seg tilbake fra kystområdene (Møller, 1996). Veikimorenelandskapet og dens landformer er etterlevninger av klimasvingninger relatert til siste istid. Dagens nedsmelting av Grønlandsisen er trolig dagens nærmeste moderne analog til supraglasiale innsjøer og

veikimorener (Figur 86). Kanskje landformer lignende veikimorener opptrer når Grønlandsisen er nedsmeltet, som minne om global oppvarming. «I naturen er det verken belønninger eller straff, bare konsekvenser» (Robert G. Ingersoll, 1833-1899).

7 Konklusjon

- Lainiobuen indikerer fremrykk (*re-advance*) av en istunge, hvor ismarginen så ble passiv og resulterte i et dødislandskap senere bevart pga. kaldbunnsforhold av sen weichsel isdekket.
- Supraglasial dannelse av veikimorener bekreftes ved geomorfologisk undersøkelse støttet av feltundersøkelser og GPR-profiler. Relativ alder, romlig fordeling, og formelementer peker mot en supraglasial dannelse. GPR-profilet fra Heinävumanjärvi (Kap. 5.3.4) støtter Lagerbäck (1988) sin sedimentologiske sekvens for veikimorener.
- Sammenfallende orienteringstrend av tidlig weichsel landformer og veikimorenebelter indikerte ifølge C. Hättestrand (1998) og Lagerbäck (1988) tidlig weichsel alder av veikimorener. Geomorfologisk kartlegging og dateringer fra Lindqvist (2020) og Sigfúsdóttir (2013) antyder midt weichsel alder. Sammenfallende orientering av landformer fra tidlig weichsel og Lainiobuen anses som et resultat av isstrømning langs samme elvedal (Torneälv-dalen) på to ulike tidspunkt. Ulik orienteringstrend av LGM-landformer relateres til et tykkere isdekke mindre påvirket av topografi. NV-orienterte eskere og drumliner har dermed ikke en like sterk alderstilknytning til veikimorenelandskapet som først antatt. Geomorfologiske observasjoner i dette studiet støtter altså midt weichsel alder.
- Subglasial dannelse foreslått av Hoppe (1952) utelukkes, men subglasial termodynamikk anses å påvirke supraglasialt miljø og i har stor betydning i forhold til bevaring av veikimorenelandskapet.
- Spylereenner, slukrenner og inaktive elveleier har erodert og omformet veikimorenelandskapet. Grad av glasifluvial påvirkning innad veikimorenelandskapet øker fra Lainiobuens oppholdslinje og mot vest.
- Tornefors-ryggen (Kap. 5.1.7) og Niskajärvet (Kap. 5.3.5) beviser at randmorene markerer en østlig oppholdslinje for veikimorener og disse er landformer direkte relatert til veikimorener. Lainioälven og Torneälven anses å ha erodert en tidligere nordlig ekstensjon av randmoreneryggen. Dermed er det ingen randmoreneforekomster nord for Junosuando.
- Veikimorenelandskapet er påvirket av glasifluvial drenering relatert til deglasiasjon av to isdekker. Glasifluvial drenering av veikimoreneisdekket anses å være av liten til moderat skala hvor elveløp dominerte områder omkringliggende veikimorener relatert

til nedsmelting av dødis. Deglasiasjon LGM-isdekket var av stor skala og dannet brede breelver med stor nok strømningshastighet til å erodere kantrygger. Kortejärvi (Kap. 5.2.1), Raakejärvet (Kap. 5.2.2) og Saarijärvi (Kap. 5.1.6) er et gode eksempler på dette.

- I tilfeller hvor elveleier overkjører plataområder kan glasilakustrine avsetninger forventes å være fraværende, slik som ved Kortejärvi (Kap. 5.1.4). Kantryggbrudd relateres til glasifluvial erosjon på tvers av kantryggformasjoner.
- Raakejärvet (Kap. 5.1.3) indikerer intern glasilakustrin kollaps ved deformasjon av kantrygg og ekstern vifteavsetning. Kollaps av isvegginnsjøer fører til uttømming av glasilakustrine avsetninger og som en bidragsfaktor for tiltrede av breelver over plataområder. Glasilakustrine kollapsavsetninger anses kontrollert av isoverflategradient ved dannelsesetidspunkt.
- Platakomplekser defineres som lenker av ellipsoide former med dimensjoner større enn 4 km omkrets eller 0,34 km² i areal. Platakomplekser dannes ved fusjonering av isvegginnsjøer via utvikling og utvidelse langs supraglasiale og ismarginale sprekkesystemer dannet i kontekst til brefremrykk (Kap. 5.2). Mindre plataer anses ikke å ha en generell orientering.
- Gradvis avtakende relieff fra øst mot vest innen Lainiobuen, særlig midtre deler (Kap. 5.2.3), anses å være relatert til kombinasjonen av vestlig minskning av materialkonsentrasjoner og økende glasifluvial erosjonsgrad fra Lainiobuens oppholdslinje og vestover.

Referanser:

- Aartolahti, T. (1974). Ring ridge hummocky moraines in northern Finland. *Fennia - International Journal of Geography*, 134(1). Hentet fra <https://fennia.journal.fi/article/view/9228>
- Alexanderson, H. (2018). [Prosjektside] Glacial history of northern Sweden. Hentet fra <https://www.researchgate.net/project/Glacial-history-of-northern-Sweden>
- Alexandersson, H., Hättestrand, M., Doverbratt, I., Lindqvist, M., Scherstén, A. & Alwmark, C. (2019). *Improving the Weichselian chronology of northern Sweden*. Innlegg presentert ved Geological Survey of Sweden Research and Innovations Day, Uppsala, Sverige.
- Attig, J. W., Mickelson, D. M. & Clayton, L. (1989). Late Wisconsin landform distribution and glacier-bed conditions in Wisconsin. *Elsevier - Sedimentary Geology*, 62(2-4), 399-405. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(89\)90128-0](https://doi.org/10.1016/0037-0738(89)90128-0)
- Bendle, J. (2020, 27.08.2020). Glacial Lake Outburst Floods. AntarcticGlaciers. Hentet 18.09.2020 fra <http://www.antarcticglaciers.org/glacier-processes/glacial-lakes/glacial-lake-outburst-floods/>
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (2010). Sediment-Landform Associations. I *Glaciers & Glaciation* (2. utg., s. 442-589). New York, USA: Routledge.
- Benn, D. I., Kirkbride, M. P., Owen, L. A. & Brazier, V. (2003). Glaciated valley landsystems. I Evans (Red.), *Glacial Landsystems* (s. 372-406). London, Storbritannia: Arnold.
- Bennett, M. R. & Glasser, N. F. (2009). *Glacial geology - ice sheets and landforms* (2. utg., s. 7-107, 248-304). Chichester, Storbritannia: Wiley-Blackwell.
- Bradley, R. S. (2015). *Paleoclimatology - Reconstructing Climates of the Quarternary* (3. utg., 675). Oxford, Storbritannia: Academic Press. 675
- Brodzikowski, K. & Van Loon, A. J. (1984). Sedimentology and deformational history of unconsolidated Quaternary sediments of the Jarosow Zone (Sudetic Foreland). *Geologia Sudetica*, 18(1), 123-194. Hentet fra http://gs.ing.pan.pl/abs018.html#t18_1_4
- Brodzikowski, K. & Van Loon, A. J. (1987). A Systematic Classification of Glacial and Periglacial Environments, Facies and Deposits. *Elsevier - Earth -Science Reviews*, 24(5), 297-381. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90061-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90061-4)
- Brodzikowski, K. & Van Loon, A. J. (1990). The continental supraglacial subenvironment (I-A) and its deposits. I *Glacigenic Sediments* (Developments in sedimentology 49, s. 131-202). Amsterdam, Nederland: Elsevier Science Publishers B.V.
- Burroughs, W. J. (2007). Consequences of climate change. I *Climate Change - A Multidisciplinary Approach* (2. utg., s. 270-302). New York, USA: Cambridge University Press.
- Chandler, B. M. P., Lovell, H., Boston, C. M., Lukas, S., Barr, I. D., Benediktsson, Í. Ö., ... Stroeven, A. P. (2018). Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and frameworks for best practice. *Earth-Science Reviews*, 185, 806-846. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.07.015>
- Chikita, K., Jha, J. & Yamada, T. (2001). Sedimentary effects on the expansion of a Himalayan supraglacial lake. *Global and Planetary Change*, 28(1-4), 23-34. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00062-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00062-X)

- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325(5941), 710-714.
<https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Clayton, L., Attig, J. W., Ham, N. R., Johnson, M. D., Jennings, C. E. & Syverson, K. M. (2008). Ice-walled-lake plains: Implications for the origin of hummocky glacial topography in middle North America. *Elsevier - Geomorphology*, 97(1-2), 237-248.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.045>
- Clayton, L., Attig, J. W. & Mickelson, D. M. (2001). Effects of late Pleistocene permafrost on the landscape of Wisconsin, USA. *Boreas*, 30(3), 178-188. Hentet fra
<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1502-3885.2001.tb01221.x>
- Clayton, L. & Cherry, J. A. (1967). Pleistocene superglacial and ice-walled-lakes of west-central North America. *North Dakota geological survey, Miscellaneous Series 30*, 47-52. Hentet fra
https://www.dmr.nd.gov/ndgs/documents/Publication_List/pdf/MiscSeries/MS-30.pdf
- Cohen, K. & Gibbard, P. (2020). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years (v. 2020b). International Commission on Stratigraphy. Hentet fra
<https://stratigraphy.org/icschart/QuaternaryChart1.jpg>
- Cohen, K., Harper, D. A. T. & Gibbard, P. (2020). International Chronostratigraphic Chart (v 2020/03). International Commission on Stratigraphy. Hentet fra
<https://stratigraphy.org/icschart/ChronostratChart2020-03.pdf>
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., ... Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature (London)*, 364(6434), 218-220.
<https://doi.org/10.1038/364218a0>
- Dyke, A. S. & Evans, D. J. A. (2003). Ice-marginal terrestrial landsystems; northern Laurentide and Inuitian ice sheet margins. I Evans (Red.), *Glacial Landsystems* (s. 143-165). London, Storbritannia: Arnold.
- Ebert, K. & Kleman, J. (2004). Circular moraine features on the Varanger Peninsula, northern Norway, and their possible relation to polythermal ice sheet coverage. *Elsevier - Geomorphology*, 62(3-4), 159-168. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.009>
- Evans, D. J. A. & Twigg, D. R. (2002). The active temperate glacial landsystem: a model based on Breiðamerkurjökull and Fjallsjökull, Iceland. *Elsevier - Quaternary Science Reviews*, 21(20-22), 2143-2177. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00019-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00019-7)
- Eyles, N. (1979). Facies of supraglacial sedimentation on Icelandic and Alpine temperate glaciers. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(7), 1341-1361.
<https://doi.org/10.1139/e79-121>
- Eyles, N., Boyce, J. I. & Barendregt, R. W. (1999). Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds. *Elsevier - Sedimentary Geology*, 123(3), 163-174. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00129-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00129-8)
- Eyles, N., Clark, B. M. & Clague, J. J. (1987). Coarse-grained sediment gravity flow facies in a large supraglacial lake. *Sedimentology*, 34(2), 193-216.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00771.x>
- Eyles, N., Doughty, M., Boyce, J. I., Mullins, H. T., Halfman, J. D. & Koseoglu, B. (2003). Acoustic architecture of glaciolacustrine sediments deformed during zonal stagnation of the Laurentide Ice Sheet; Mazinaw Lake, Ontario, Canada. *Elsevier - Sedimentary Geology*, 157(1-2), 133-151. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00229-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00229-4)
- Fagerlind, T. (1981). *Glacial development in the Pajala District of northern Sweden* (SGU Serie Ba 27, 0373-2657). Hentet fra
<https://www.sgu.se/produkter/publikationer/tidigare-kartserier/>

- Fredholm, K. A. (1886). *Öfversigt af Norrbottens geologi inom Pajala, Muonionalusta och Tärändö socknar* (SGU Serie Ca 83). Hentet fra https://digital.ub.umu.se/resolve?urn=urn:18a_000675
- Fredin, O., Bergström, B., Eilertsen, R., Hansen, L., Longvar, O., Nesje, A. & Sveian, H. (2013). Glacial landforms and Quaternary landscape development in Norway. I Olsen, Fredin & Olesen (Red.), *Quaternary Geology of Norway* (Geological Survey of Norway Special Publication, 13, s. 5-26). Trondheim: NGU.
- Geijer, P. (1948). Några synpunkter på isavsmältningen förlöpp i nordligaste Sverige. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 70(4), 575-582. <https://doi.org/10.1080/11035894809445153>
- Gravenor, C. P. & Kupsch, W. O. (1959). Ice-Disintegration Features in Western Canada. *The Journal of Geology*, 67(1), 48-64. <https://doi.org/10.1086/626557>
- Grinderud, K. & Haavik-Nilsen, A. C. (2016). *GIS - Geografiens språk i vår tidsalder* (2. utg.). Bergen: Fagbokforlaget.
- Hannibal, M. E. (2019). Lessons from the Little Ice Age. *Science*, 363(6426), 460. <https://doi.org/10.1126/science.aav9911>
- Heinrich, H. (1988). Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean During the Past 130,000 Years. *Quaternary Research*, 29(2), 142-152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Helmens, K. F. (2013). The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. *Elsevier - Quaternary Science Reviews*, 86, 115-143. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012>
- Hoppe, G. (1952). Hummocky Moraine Regions with Special Reference to the Interior of Norrbotten. *Geografiska Annaler*, 34, 1-72. <https://doi.org/10.2307/520144>
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2015). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45, 1-45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Hättestrand, C. (1998). *The Glacial Geomorphology of central and northern Sweden* (Research Papers SGU series Ca 85).
- Hättestrand, M. (2007). Weichselian interstadial pollen stratigraphy from a Veiki plateau at Rissejauratj in Norrbotten, northern Sweden. *GFF Geologiska föreningen*, 129(4), 287-294. <https://doi.org/10.1080/11035890701294287>
- Hättestrand, M. (2008). *Vegetation and climate during Weichselian ice free intervals in northern sweden - interpretations from fossil and modern pollen record* (Doktoravhandling). Stockholm University, Stockholm, Sverige. Hentet fra <http://su.diva-portal.org/smash/record.jsf?pid=diva2%3A199844&dswid=8771>
- Högbom, A. (1931). *Praktiskt-geologiska undersökningar inom Jokkmokks socken sommaren 1930* (SGU serie C nr. 369).
- Johansson, P., Lunkka, J. P. & Sarala, P. (2011). The Glaciation of Finland. *Elsevier - Developments in Quaternary Sciences*, 15, 105-116. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00009-X>
- Johnson, M. D. & Clayton, L. (2003). Supraglacial landsystems in lowland terrain. I Evans (Red.), *Glacial Landsystems* (s. 228-258). London, Storbritannia: Arnold.
- Johnson, M. D., Fredin, O., Ojala, A. E. K. & Peterson, G. (2015). Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *GFF Geologiska föreningen*, 137(4), 245-251. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1111410>
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Haldorsen, S. (1997a). Klima og klimavariasjoner. I *Kvartærgeologi* (2. utg., 2. opplag (2014), s. 9-28). Bergen: Fagbokforlaget.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Haldorsen, S. (1997b). Tertiær og tidlig kvartær. I *Kvartærgeologi* (2. utg., 2. opplag (2014), s. 159-165). Bergen: Fagbokforlaget.

- Kleman, J., Stroeven, A. P. & Lundqvist, J. (2008). Patterns of Quaternary ice sheet erosion and deposition in Fennoscandia and a theoretical framework for explanation. *Elsevier - Geomorphology*, 97(1-2), 73-90. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.049>
- Knight, P. G. & Boulton, G. S. (2009). *Glacier Science and Environmental Change* (527, s. 1-22). West Sussex, Storbritannia: Wiley-Blackwell. 527
- Kujansuu, R. (1967). On the deglaciation of western Finnish Lapland. *Bulletin de la Commission Geologique de Finlande*, 232. Hentet fra http://tupa.gtk.fi/julkaisu/bulletin/bt_232.pdf
- Lagerbäck, R. (1988). The Veiki moraines in northern Sweden - widespread evidence of an Early Weichselian deglaciation. *Boreas*, 17(4), 469-486. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1988.tb00562.x>
- Lagerbäck, R. & Robertsson, A. M. (1988). Kettle holes - stratigraphical archives for Weichselian geology and palaeoenvironment in northernmost Sweden. *Boreas*, 17(4), 439-468. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1988.tb00561.x>
- Lantmäteriet. (2020). [Kart] Kartsök och ortnamn. Lantmäteriet. Hentet fra <https://kso.etjanster.lantmateriet.se/>
- Larsen, E. (2002). *Glasiationshistorien må skrives om* (GEO Desember 2002). Hentet fra <https://www.ngu.no/filearchive/91/glasiationshistorie.pdf>
- Larsen, N. K., Knudsen, K. L., Krohn, C. F., Kronborg, C. & Murray, A. S. (2009). Late Quaternary ice sheet, lake and sea history of southwest Scandinavia—a synthesis. *Boreas*, 38, 732-761. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00101.x>
- Larsen, N. K., Knudsen, K. L., Krohn, C. F., Kronborg, C. & Nielsen, O. B. (2009). Lithostratigraphy of the Late Saalian to Middle Weichselian Skaerumhede Group in Vendsyssel, northern Denmark. *Boreas*, 38, 762-786. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00102.x>
- Law, M. & Collins, A. (2019). *Getting to Know ArcGIS Pro* (2. utg., 501). California, USA: Esri Press. 501
- Lindqvist, M. A. (2020). *Kortejärvi Veiki moraine plateau – a key to the glacial history of northern Sweden* (Masteroppgave). UiT The Arctic University of Norway, Tromsø. Hentet fra <https://munin.uit.no/handle/10037/18227>
- Lokrantz, H. & Sohlenius, G. (2006). *Ice marginal fluctuations during the Weichselian glaciation in Fennoscandia, a literature review* (Technical Report TR-06-36). Hentet fra <https://www.skb.se/publication/1200820/TR-06-36.pdf>
- Lundqvist, G. (1943). *Norrlands jordarter* (SGU serie C nr.457). Hentet fra <http://libris.kb.se/bib/1429764?tab2=subj>
- Lundqvist, J. (1992). *Glacial stratigraphy in Sweden* (GTK Special Paper 15). Hentet fra http://tupa.gtk.fi/julkaisu/specialpaper/sp_015.pdf
- Lundqvist, J. (2004). Glacial history of Sweden. *Elsevier - Developments in Quaternary Sciences*, 2, 401-412. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(04\)80091-5](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(04)80091-5)
- Lundqvist, J. (2011). Kvartärtiden - jordarterna. I *Sveriges geologi från urtid till nutid* (3. utg., s. 433-564). Lund, Sverige: Studentlitteratur.
- Mager, S. & Fitzsimons, S. (2007). Formation of glaciolacustrine Late Pleistocene end moraines in the Tasman Valley, New Zealand. *Elsevier - Quaternary Science Reviews*, 26(5-6), 743-758. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.11.012>
- Mangerud, J. (1991). The Scandinavian Ice Sheet through the last interglacial/glacial cycle. I Frenzel (Red.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130000 Jahre* (Paleoklimaforschung Volume 1, s. 307-330). New York, USA: G. Fischer, Stuttgart.
- Mangerud, J. (2011). Glacial History of Norway. *Elsevier - Developments in Quaternary Sciences*, 15, 279-298. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00022-2>

- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. & Shackleton, N. J. (1987). Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy. *Elsevier - Quaternary Research*, 27(1), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9)
- McDonald, N. (2019, 18.10.2019). What is ArcPro and How Does it Compare to ArcMap. Esri. Hentet 02.06.2020 fra <https://storymaps.arcgis.com/stories/d3ad639cbe104dccacd3e3aaad9b179a>
- Milanković, M. (1941/1998). *Canon of Insolation and The Ice Age Problem* (636). Beograd, Serbia: Agency for Textbooks. 636
- Møller, J. (1996). Issmelting og strandforskyvning. *Ottar*, 4(96), 4-13. Hentet fra <https://www.nb.no/items/Odc01a1fad9064dd6308f9a3b040145f?page=0&searchText=ottar%20troms%C3%B8%20museum>
- Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Elsevier - Earth-Science Reviews*, 66(3-4), 261-330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>
- Nesje, A. (2012a). Breer. I *Brelære - Bre, landskap, klimaendringer og datering* (2. utg., s. 7-63). Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nesje, A. (2012b). Istider og klimavariasjoner. I *Brelære - Bre, landskap, klimaendringer og datering* (2. utg., s. 91-124). Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy* (2. utg.). Chichester: Wiley-Blackwell.
- Olsen, L., Sveian, H., Bergstrøm, B., Ottesen, D. & Rise, L. (2013). Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf. I Olsen, Fredin & Olesen (Red.), *Quaternary Geology of Norway* (Geological Survey of Norway Special Publication, 13, s. 27-78). Trondheim: NGU.
- Parizek, R. R. (1969). Glacial Ice-Contact Rings and Ridges. I Schumm & Bradley (Red.), *United States Contributions to Quaternary Research; Papers Prepared on the Occasion of the VIII Congress of the International Association for Quaternary Research Paris, France, 1969* (GSA Special Papers, 123, s. 49-102). Geological Society of America.
- Peterson, G. & Smith, C. A. (2013). *Description of units in the geomorphic database of Sweden* (SGU-rapport 2013:4). Hentet fra https://www.researchgate.net/publication/283667078_Description_of_units_in_the_geomorphic_database_of_Sweden
- Pope, a. (2015, 18.09.2020). Blue lakes on Greenland's ice sheet [videoklipp]. SciNews. Hentet 22.12.2020 fra <https://www.youtube.com/watch?v=pWZSpwA-mRU>
- Rock, A. & Malhoski, r. (2018). *Mapping with ArcGIS Pro*. Birmingham, Storbritannia: Packt.
- Schomacker, A. & Benediktsson, Í. Ö. (2018). Supraglacial Environments. I Menzies & van der Meer (Red.), *Past Glacial Environments* (s. 159-179). Elsevier.
- Schomacker, A. & Kjær, K. H. (2008). Quantification of dead-ice melting in ice-cored moraines at the high-Arctic glacier Holmströmbreen, Svalbard. *Boreas*, 37(2), 211-225. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00014.x>
- SGU. (2020a). [Kart] Berggrund 1:1 miljon. SGU Sveriges Geologiska Undersökning. Hentet 27.05.2020 fra <https://apps.sgu.se/kartvisare/kartvisare-berggrund-1-miljon.html>
- SGU. (2020b). [Kart] Kartgenerator. SGU Sveriges Geologiska Undersökning. Hentet 25.05.2020 fra http://apps.sgu.se/kartgenerator/maporder_sv.html
- Sigfúsdóttir, T. (2013). *A sedimentological and stratigraphical study of Veiki moraine in northernmost Sweden* (Masteroppgave). Lund University, Lund, Sverige. Hentet fra <https://lup.lub.lu.se/student-papers/search/publication/3911959>

- Sigmond, E. M. O., Bryhni, I. & Jorde, K. (2013). *Norsk geologisk ordbok* (496). Trondheim: Akademika forlag. 496
- SNL. (2019). Torv. SNL Store Norske Leksikon. Hentet 31.05.2020 fra <https://snl.no/torv>
- Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., ... Jansson, K. N. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Elsevier - Quaternary Science Reviews*, 147, 91-121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
- Sundberg, S. B. (2000). *Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne* (Masteroppgave). Lunds Universitet, Lund, Sverige.
- Sørbel, L. (2003). Veikimorener i Finnmark, Nord-Norge. *Norwegian Journal of Geography*, 57, 125-127. <https://doi.org/10.1080/00291950310001351>
- Tanner, V. A. (1915). *Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar III. Om landisens rörelser och afsmåaltning i Finska Lappland och agränsande trakter.* (s. 815). Helsingfors, Sverige: Kejserliga senatens tryckeri.
- Thoresen, M. K. (2013). Kvartærgeologisk kart over Norge. Tema: Jordarter. M 1:1 mill. (3 oppl.). NGU Norges geologiske undersøkelse. Hentet fra <https://www.ngu.no/publikasjon/kvart-rgeologisk-kart-over-norge-tema-jordarter-m-11-mill-quaternary-map-norway-rev-3>
- Vorren, T. O. & Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går - Pleistocen; 2,6 Ma til 11 700 år. I Ramberg, Bryhni, Nøttvedt & Rangnes (Red.), *Landet Blir Til - Norges Geologi* (2. utg., s. 494-547). Trondheim: NGF Norsk Geologisk Forening.
- Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., Nesje, A. & Sveian, H. (2013). Norge trer fram - De siste 11 700 år - Holocen. I Ramberg, Bryhni, Nøttvedt & Rangnes (Red.), *Landet Blir Til - Norges Geologi* (2. utg., s. 548 - 575). Trondheim: NGF Norsk Geologisk Forening.

