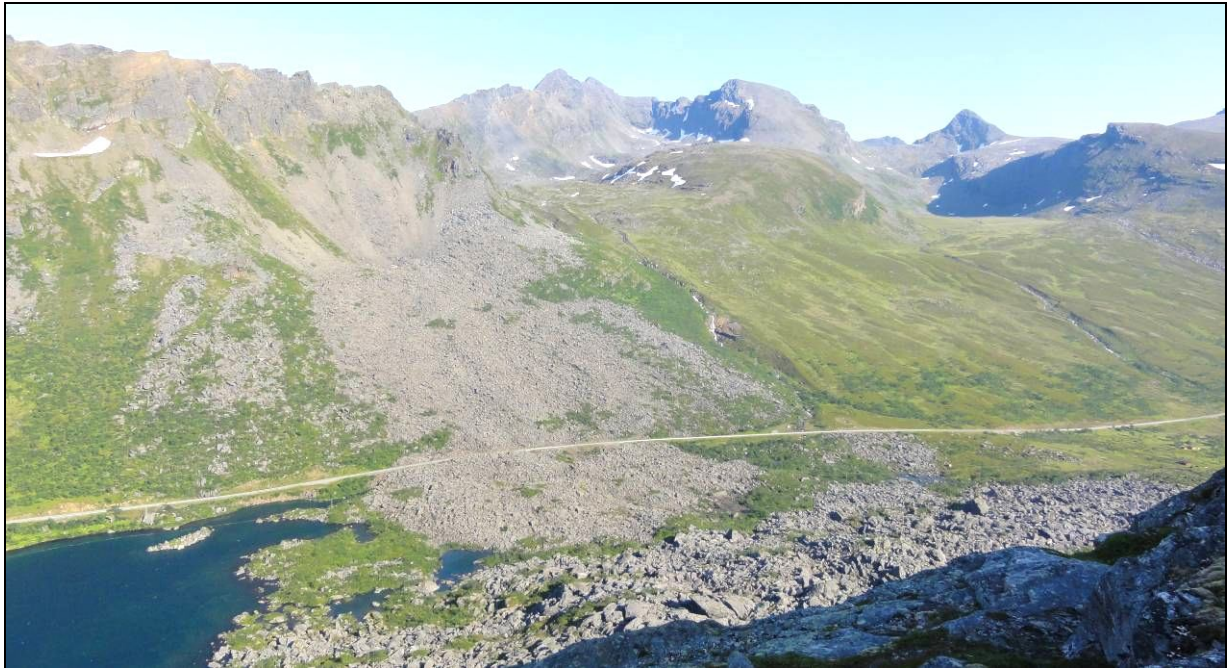


Rekonstruksjon av skredaktiviteten rundt Langfjordvatnet på Arnøy, Nord-Troms

*Ein studie basert på kvartærgeologisk kartlegging og
analysar av innsjøkjernar*



Masteroppgåve i kvartærgeologi og paleoklima
av
Solveig Marie Otterå



Institutt for geovitenskap,
Universitetet i Bergen
16.7.2012

Føreord

Det er tid for å avslutte ein interessant og lærerik studie. Mange har medverka til at denne oppgåva har blitt som den er. Først og fremst vil eg takke min rettleiar, professor Jostein Bakke for eit spanande prosjekt og god rettleiing gjennom to år. Også takk til birettleiar, Bjørn Kvisvik, som har gjeve svært hjelpsame tilbakemeldingar gjennom heile skriveprosessen, og i tillegg stått for god opplæring i sedimentlaben.

Takk til Reidar Løvlie for hjelp på paleolaben og tolking av løpske MS-data! Eg vil også takke Dr. Scient. Anne Bjune for kvalitetssikring av makrofossil, og førsteamanuensis Øystein Strand Lohne og Kristian Vasskog for preparering og analysering av diatoméprøver. Kristian Vasskog fortener i tillegg ei takk for litteraturtips og gode råd i innspurten. Takk til Mathias Trachsel for hans harde arbeid i felt som medverka til to flotte pistonkjernar. Til dei oppmøtte på ymse KP-møter, samt Øyvind Paasche, takk for interessante og hjelpsame innspel.

Ein høg fem til gjengen som har gjort dei to åra på master til det dei blei! Takk Kristina, Thea, Sunniva, Arild, og fleire til, for inspirasjon, godt samhold og mykje moro i felt, på lesesalen og på fritida.

God hjelp med språkpuss har eg fått frå min onkel og norsklektor, Annfinn Otterå i første halvdel av oppgåva. Ei stor takk til min gode venn og nordist, Hannah Belsvik Hansen, for språklege innspel og korrekturlesing under innspurten.

Takk til mamma og pappa for hjelp og motivasjon, og til resten av familien og svigerfamilien som har vist interesse, gjeve oppmuntring og oppfostring. Hovudmedlemma av God Selskap skal ha takk for gode øyrer og fine avkoplingsturar.

Til slutt, Joakim. Takk for tolmod, hjelp og godt selskap under feltarbeid og elles. Du gjer dagen min, kvar dag!

Innholdsliste

Føreord	I
Innholdsliste	II
Abstract	IV
1 Innleiing	1
1.1 Føremål	2
1.2 Problemstilling.....	2
1.3 Områdeskildring	3
1.3.1 Berggrunn	4
1.3.2 Klima	5
1.3.3 Landskapsutvikling og havnivåendringar	5
2 Geomorfologisk kartlegging	8
2.1 Område 1 – Nordsida av Langfjordvatnet.....	9
2.2 Område 2 – Svarttidfjellets vestskråning	12
2.3 Område 3 – Vestre dalside av Langfjordvatnet.....	15
2.4 Område 4 – Langfjordura.....	18
2.5 Oppsummering	24
3 Innsjøsediment	25
3.1 Langfjordvatnet	26
3.2 Georadar og kjerneboring.....	27
3.3 Sedimentparametrar	30
3.3.1 Massetettleik (DBD), vassinnhald (VI) og glødetap (LOI).....	30
3.3.2 Magnetisk susceptibilitet (MS).....	30
3.3.3 Røntgen	32
3.3.4 XRF.....	33
3.3.5 Droppstein	33
3.3.6 Radiokarbondatering	33
3.3.7 Jordprøver.....	34
3.4 Resultat.....	35
3.4.1 Presentasjon av LFP-111	36
3.4.2 Presentasjon av LFP-211	41
3.4.3 Geokjemi	44
3.4.4 Jordprøver.....	46
3.4.5 Diatomear	48
3.5 Datering og aldersmodell	48
3.5.1 Alderoverføring frå LFP-111 til LFP-211	52
3.6 Tolking av sediment i LFP-111 og LFP-211.....	54
3.6.1 Glasial aktivitet	54
3.6.2 Masserørsle/skred.....	55
3.6.3 Eining IV og III – Seinglasial og Yngre Dryas	57
3.6.4 Eining II og I – holosen.....	61
3.6.5 LFP-211, eining II og I.....	65
3.6.6 Oppsummering.....	67
4. Diskusjon	69
4.1.1 Langfjordvatnet som proglasial innsjø i seinglasialen.....	70
4.2.1 Feilkjelder ved ITRAX-skanning	71
4.2.2 Isolering av hendingar i holosen.....	72
4.2.3 Avsetting av droppstein.....	72
4.4 Snøskred rundt Langfjordvatnet	75

4.4.1 Holosen skredaktivitet	76
4.4.1 Samanlikning med skredaktivitet på Vestlandet	77
4.4.2 Holosen skredaktivitet rundt Langfjordvatnet og andre regionale klimaproksey.....	78
5 Konklusjon.....	81
Etterord/vidare arbeid	83
Referansar	84

Vedlegg:

- 1 Kwartæegeologosk kart
- 2 Vêrdata frå eKlima (CD)
- 3 Jordprøvelokalitetar
- 4 ¹⁴C-dateringar (CD)
- 5 Originaldata – sedimentparametrar (CD)
- 6 Geokjemiske parametrar eining IV, ekstra

Abstract

In this study from Lake Langfjordvatnet at Arnøy, northern Troms, a large rock slope failure has been mapped and dated. In addition the Holocene snow avalanche activity has been reconstructed based on layers of avalanche deposits found in two piston cores retrieved at different locations in Lake Langfjordvatnet. An age-depth model for the sediment cores is interpolated based on 9 radiocarbon dates from one core. Physical and chemical sediment properties are analysed in order to separate the continuous organic and minerogenic sedimentation, from the episodic events recorded in the sediment cores.

The time series goes back ~16 400 cal. yrs BP, and the deglaciation (16400-15800 cal. yrs BP), a period of cirque glacier activity (15800-11300 cal yrs BP), one rock slope failure, and a Holocene snow avalanche record are identified in the two sediment cores. Previously dated rock slope failures in the fjord areas of Troms are assigned an age of 10500 to 11500 cal. yrs BP. These ages suggest that the triggering mechanisms are related to the deglaciation of the area, causing pressure release, melting of permafrost, earthquakes and crustal movements due to isostatic uplift. The same mechanisms are suggested for the rock slope failure at Arnøy, however, at an earlier stage. At the outermost coast of Nord-Troms the deglaciation started earlier than further inland, and the age of the studied rock slope failure at Arnøy (dated between 13500-14500 cal. yrs BP) therefore is coherent with the observed regional pattern.

Paleo records of snow avalanche activity are few, but are an important tool to improve knowledge of the coupling between climate and the frequency of snow avalanches. Results from this study show that the snow avalanche activity was low during the relatively warm early-Holocene, and increased after ~5500 cal. yrs BP. Higher frequency of snow avalanches is recorded in the periods between 2800-2100 and 1600-1150 cal. yrs BP, at the same time as the equilibrium line altitude of two nearby costal glaciers is lowered. This suggests that both the avalanche activity and the glaciers are controlled by the same climatic factors in the late-Holocene. However, no snow avalanches have been recorded during the Little Ice Age when the two glaciers reached their Holocene maximum extent. To isolate potential local influence on the snow avalanche record, more time series from Arctic Norway are needed to improve the knowledge of regional snow avalanche activity.

1 Innleiing

Norsk topografi og klima har gjort at ulike typar skred alltid har vore eit aktuelt fenomen her i landet. Prognosar om eit mildare og våtare klima gjer at det er grunn til å kike opp og førebu seg på ein framleis aukande fare for ras og skred. I Europa har det vore ei dobling av ekstremhendingar knytt til vår frå 1980- til 90-talet (Furseth, 2006). I Noreg, der ekstreme vêrforhold kjem i form av sterk vind og store nedbørsmengder på kort tid, er skred ein hyppig konsekvens. Endringar i klima, men også auka sårbarheit grunna utbygging og endra friluftsvanar, har gjort at det dei siste tiåra er blitt eit større fokus på skredfare i Noreg. Ikkje sjeldan ser me alvoret, med avisframsider dekte av skildringar av skred som har ført til øydeleggingar, isolerte bygder, og i somme tilfelle tap av liv. Forskingsprosjektet GeoExtreme (ved Noregs Geotekniske Institutt, Noregs Geologiske Undersøkelse, Bjerknæssenteret for klimaforsking, CICERO senter for klimaforsking og Meteorologiske Institutt), frå 2005-2008, såg på samanhengen mellom ekstremvêr, skred og klima, og korleis skredfaren vil endra seg i ulike delar av landet. Snittemperaturen i Noreg har stige meir enn 0,4°C/tiår sidan 1965, med høgast stigning på Austlandet og i Trøndelag (Førland, 2007). Også nedbørsmengda har auka, mest på Vestlandet der årsnedbøren somme stader har auka med 15-20 %. I Troms og Finnmark, samt indre delar av Sør-Norge, vil det bli fleire døgn med over 15 m/s i vindstyrke. Endringane i klima vil difor ha verknad på hyppigheita av ulike typar skred (Førland, 2007; Jaedicke, 2008; Gran, 2006). Store steinskred og fjellskred er meir komplekst og har ikkje ein like tydeleg samanheng med vêrhendingar som snøskred, jordskred og steinsprang i bratt terreng. Fordi det framleis er få dateringar av fjellskredavsetjingar frå prehistorisk tid, er kjennskapen om utløysinga av tidlegare fjellskred og frekvensen av dei mangelfull. Særleg gjeld dette for Nord-Noreg. Skredaktivitet dei siste 10 000 år har, ved ulike lokalitetar, blitt rekonstruert ut i frå snø- og jordskredmateriale som er avsett i innsjøar og på land (t.d. Blikra&Nemec, 1998; Sletten et al., 2003; Nesje et al., 2007; Sletten & Blikra, 2007; Vasskog et al., 2011). Blant anna har forskarar funne at skredaktiviteten på Vestlandet har vore størst gjennom dei siste og kaldaste par tusen år, medan på Austlandet er over 62% av jordskreda eldre enn 5000 år (Blikra & Sletten, 2002). I Nord-Noreg er det gjort svært få rekonstruksjonar av jordskredaktivitet, og det finnes ingen publiserte arbeid om snøskred i prehistorisk tid. Fleire lange tidsseriar som syner skredfrekvens er naudsynt frå alle regionar, og for alle typar skred. Eit betre datagrunnlag vil kunne føre til gode slutningar om sikringstiltak og framtidig arealdisponering.

1.1 Føremål

Føremålet i denne masteroppgåva er å gjere ein rekonstruksjon av skredaktivitet ved Langfjordvatnet på Arnøy i Troms (figur 1.1). Fleire typar skredprosessar er, og har vore, aktive i feltområdet rundt Langfjordvatnet og materialet som skreda har ført med seg nedover vil vere avsett på botnen av innsjøen. Skredlaga vil ideelt kunne sjåast i kjerneprøver som anomaliar frå den normale sedimentasjonen til innsjøen. Ein fordel med å nytte innsjøkjernar til rekonstruksjon av skred er at dei representerer eit kontinuerleg arkiv som går fleire tusen år tilbake og kan gje informasjon om skredaktivitet frå før ein hadde historiske arkiv. Eit viktig mål med oppgåva er å datere ei stor fjellskredavsetjing som ligg delvis uti Langfjordvatnet. Dei få dateringane av fjellskredavsetjingar i Troms tilsvarar ein alder like etter siste istid, 11500-10500 år BP (Blikra et al., 2006). Ein trur difor at jordskorperørsløse knytt til landheving, og utsmelting av permafrost, er blant dei viktigaste årsakene til fjellskred i dette området. Det aktuelle fjellskredet i denne studien har gått heilt ute ved kysten. Områda her var tidleg utanfor innlandsisens dekke, slik at dette fjellskredet kan potensielt vere blant dei eldste i landet.

1.2 Problemstilling

Hovudproblemstilling:

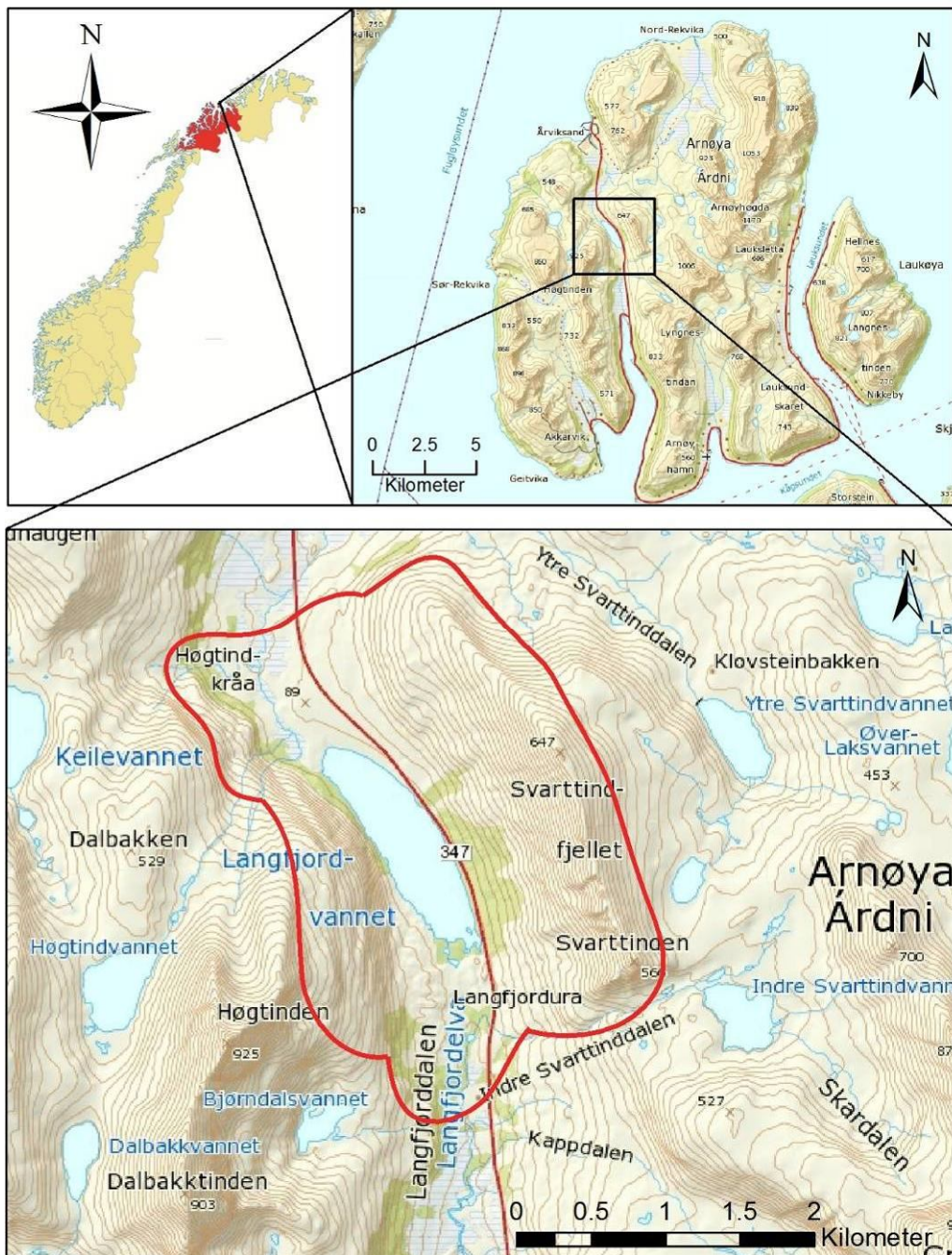
- Rekonstruksjon av skredaktivitet rundt Langfjordvatnet etter siste istid, med særleg fokus på fjellskredet som har gått delvis ut i Langfjordvatnet.

Delproblemstillingar:

- Kan sedimentlag frå fjellskredet som avsette Langfjordura identifiserast i kjernar frå Langfjordvatnet?
 - Er ura resultat av eitt kjempeskred eller fleire mindre skred?
 - Når gjekk fjellskredet/-skreda?
- Kva skråningsprosessar er, og har vore, aktive rundt Langfjordvatnet gjennom holosen?
 - I kva grad kan skredhendingar identifiserast i dei ulike sedimentparametrane?
- Kan sediment frå skredlag i kjernen koplast opp mot sedimentprøver frå dreneringsfeltet?
- Korleis er sedimentasjonen til vatnet påverka av glasial aktivitet?

1.3 Områdeskildring

Arnøy er den største av ni øyar som utgjer Skjervøy kommune i havgapet lengst nord i Troms fylke. Øya har eit areal på om lag 275 m², og ligg mellom 70°02′-70°12′ nord og 20°22′-20°50′ aust. Landskapet er alpint, med djupe dalar, markante botnar og høge tindar. Høgaste topp er Arnøyhøgda som ruvar 1168 moh. Feltområdet for denne studien ligg i Langfjord-

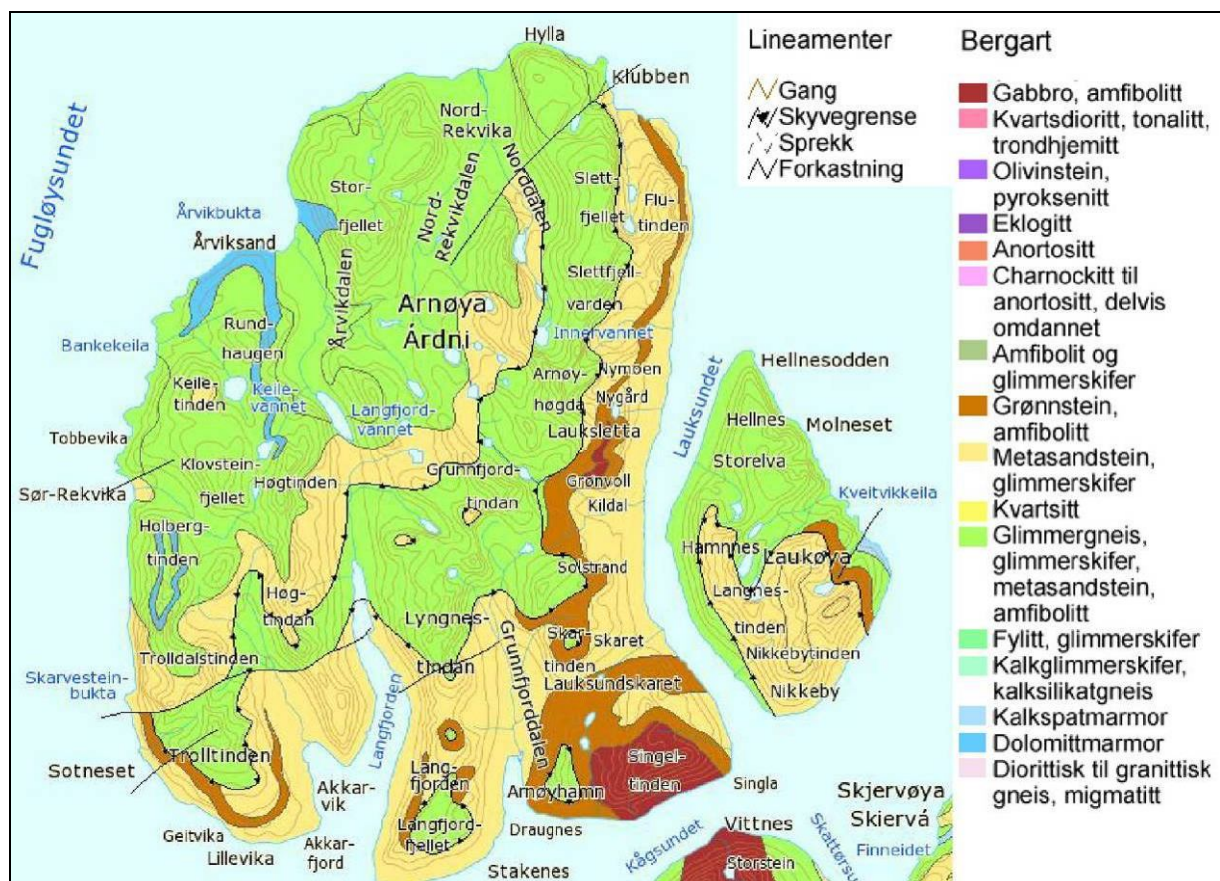


Figur 1.1: Oversiktskart over feltområdet. Hovudkartet har ein ekvidistanse på 20 meter. Raud linje syner avgrensinga til kartlagt område. Kartdata er henta frå Statens kartverk og norgeskart.no.

dalen, langs Fylkesveg 347. Dalen er eit framhald av Langfjorden, og går på tvers av øya i sør-nord retning. Langfjordura fyller dalbotnen mellom Svarttinden og Høgtinden, og ligg delvis uti søre enden av Langfjordvatnet. Lengre nord går Langfjorddalen over i Årvikdalen, der Årvikelva renn nordover og munnar ut ved tettstaden Årvikssand. Svarttindfjellet og Høgtinden er høvesvis 647 og 925 moh., sjå oversiktskart i figur 1.1.

1.3.1 Berggrunn

Berggrunnen på Arnøy høyrer til den alloktone kaledonske bergartarsgruppa. Størsteparten av øya består av metasandsteinar, glimmergneis og glimmerskifer. Søraust på øya er eit felt av amfibolitt og gabbro. Eit smalt belte av dolomittmarmor strekk seg rundt kystlinja i nordvest og sør til Høgtindvatnet, rett vest for Høgtinden. Området nærmast Langfjordvatnet består av glimmerskifer og glimmergneis. Sjå figur 1.2.



Figur 1.1: Berggrunnskart for Arnøy frå N250-serien. *Kjelde: NGU-berggrunn.*

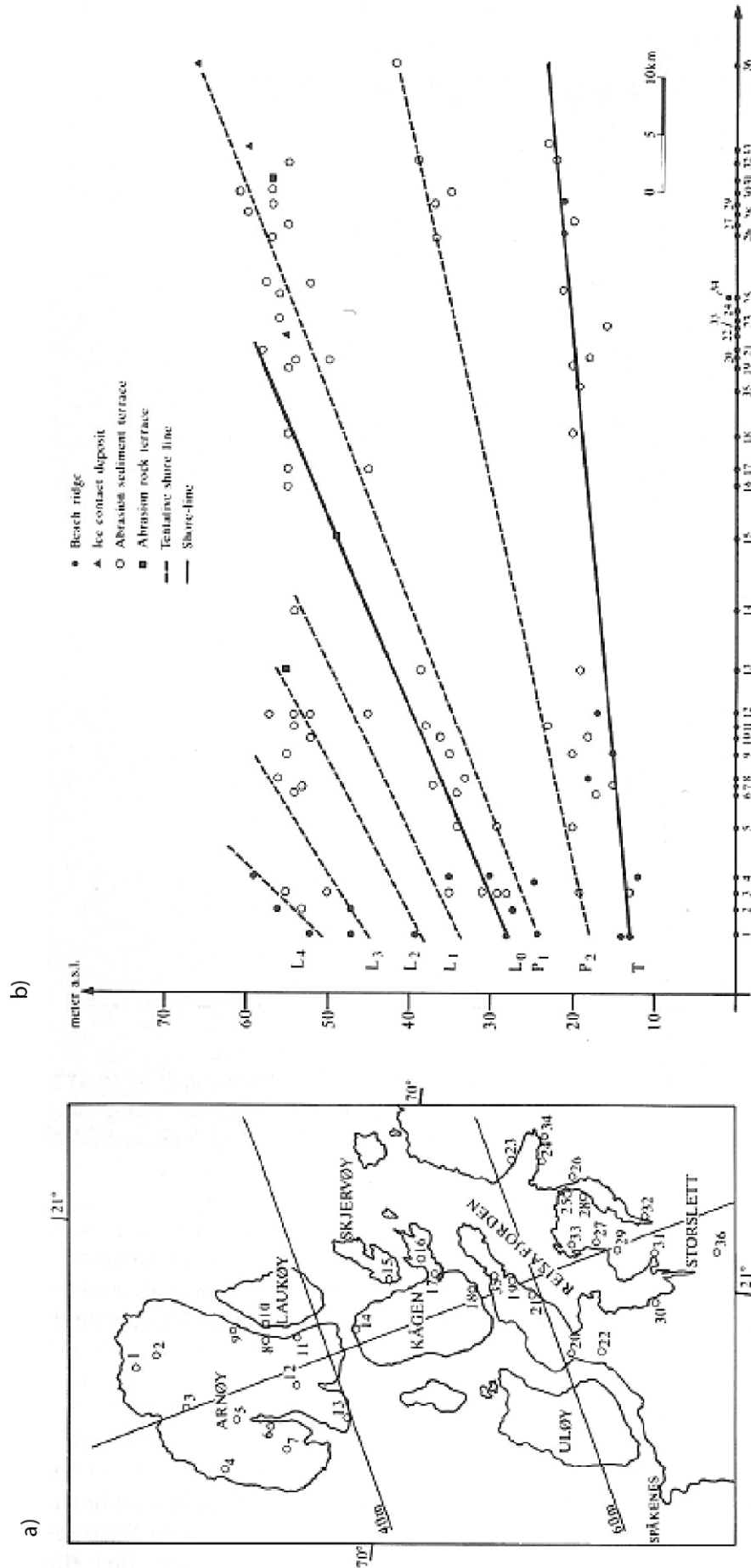
1.3.2 Klima

Den nord-atlantiske straumen og den norske kyststraumen syter for eit mildt og fuktig klima på Arnøy, trass i at øya ligg langt mot nord. Årsmiddeltemperaturen for normalperioden 1961-1990 var 3,6 °C ved Loppa målestasjon i Finnmark, nordaust for Arnøy. Dei dominerande vindretningane for perioden er frå sør, sørvest og søraust, med noko vind frå nordaust. Om vinteren er sør og sørvest dominerande vindretningar. Gjennomsnittleg årsnedbør har vore 914 mm ved Loppa, og 1020 mm ved Grunnfjord nedbørsstasjon (i drift frå 1971) i Karlsøy kommune i vest. Storparten av nedbøren fell om hausten, og minst ifrå mars til juli. Sjå vêrdata frå eklimate.no i vedlegg 2.

1.3.3 Landskapsutvikling og havnivåendringar

Arnøy har eit alpint landskap samstundes som øya ligg heilt ved kysten. Den marine plasseringa gjorde at klimaendringar og tilbaketrekkinga av innlandsisen etter siste istid skjedde raskare her ute enn lengre innlands. Tindar og tydelege botnar syner at øya i lang tid har vore prega av lokalglasiasjon, både etter at innlandsisen trekte seg tilbake og i tidlegare stadialer. Kverndal & Sollid (1993) har kartlagt fleire steinbrear og andre periglasielle former som tyder på at det har vore permafrost i bakken. Det er framleis permafrost i dei høgste toppane på Arnøy (Isaksen et al., 2004). Eit ekvidistant strandlinjediagram for Arnøy er utarbeidd av Kverndal & Sollid (1993), der linjene er basert på, i hovudsak, strandvollar og abrasjonsterrassar kartlagt gjennom fleire arbeid (t.d. Sollid et al., 1973; Andreassen, 1982; Johansen, 1982b). Spor etter den høgste strandlinja, som her tilsvarende L₄ i figur 1.3b, fann Andreassen (1982) i si hovudoppgåve i Nord-Rekvik (marin grense representert av strandvoll 59 m over dagens havnivå), i Årvikdalen, og i Sør-Rekvik på nordvestsida av øya. I følgje Kverndal og Sollid (1993) kan L₄-linja koplatt til strandlinjer i Finnmark som indikerer isfri ytterkyst så tidleg som Risviktrinnet, 15000-16000 ¹⁴C-år BP, (Sollid et al., 1973), som tilsvarende mellom 18000-20000 kalenderår sidan. Johansen (1982a) hevda i si hovudoppgåve at marin grense på Laukenga, aust på Arnøy, også ligg på 59 m, her best representert av strandlinje L₃. Lik marin grense heilt i nord og på Laukenga indikerer at sørlege og austlege delar av Arnøy framleis var dekte av innlandsisen, medan det i nord og nordvest var blitt isfritt. Abrasjonsterrassar sør på øya representert i L₂, indikerer at heile kystlinja til Arnøy var isfri ved dette nivået. Ei datering frå Johansen (1982a) på 12410±180 ¹⁴C år gjev ein minimumsalder som kan knytast til denne strandlinja. Alderen samant med tidsrommet for Skarpnestrinnet (15000-14000 kal år BP) som L₁-strandlinja er knytt opp til

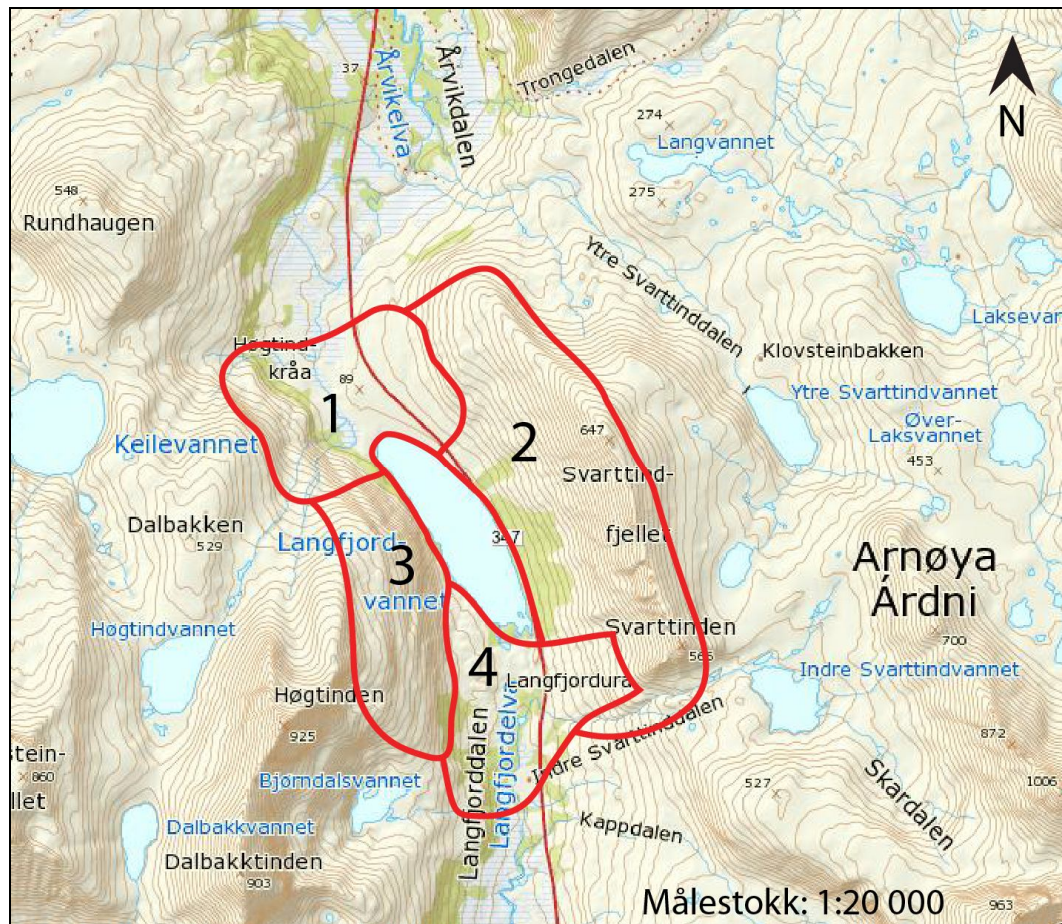
(Kverndal&Sollid, 1993). Andreassen (1982) hevdar at den høgste sikre strandlinja inne i Langfjorddalen (lok. 5 i figur 1.3b) er abrasjonsterrassar på 34 m over dagens havnivå. Dette nivået kan knytast til L₀-linja, som også er hovudlinja og Tromsø-Lyngentrinnet frå yngre dryas (figur 1.3a). Andreassen påpeiker at eventuelle høgare strandlinjer kan vere dekte av anten skredmateriale eller sigejord. Sollid et al. (1973) har sin høgste abrasjonsterrasse frå Langfjorden, lokalitet 6 i figur 1.3a, på 54 moh. Denne samantfall med L₃-linja som førebels ikkje er knytt til eit datert morenetrinn. Langfjorden er langgrunn og ligg godt skjerma for bølger slik at spor frå strandlinjer ikkje nødvendigvis er særleg markerte her inne. Marin grense ved Langfjordvatnet er difor uvisst.



Figur 1.3: a) 40 og 60 meters isobarar frå hovudlinja (yngre dryas) til Marthinussen (1960) . Denne er den tydelegaste strandlinja i regionen. b) ESL-diagram utarbeidd av Kverndal og Sollid (1993). Lokalitet 1-13 er frå Arnøy, og representerer kartlagde strandvollar eller abrasjonsterrassar i fleire høgder. Lokalitetane er vist på oversikta i figur b)- Kjelde: *Modifisert etter (Kverndal&Sollid, 1993).*

2 Geomorfologisk kartlegging

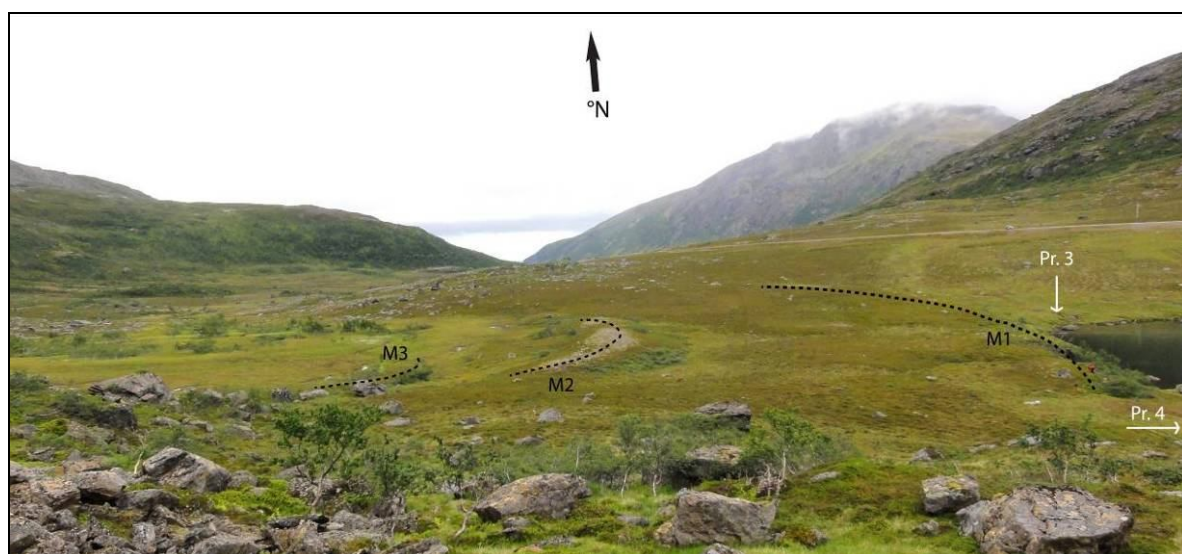
Geomorfologien i eit område har blitt til gjennom millionar av år, og kvar storform kan koplatt til bestemte agensar og dannelsesprosessar. Eit kvartærgeologisk kart syner lausmassane som er avsette i eit område etter siste istid. For å kunne tolke sediment som er avsett i ein innsjø, må ein ha oversikt over avsetjingar og prosessar i dreneringsområdet, da det er materialtilgangen og transportagensane som avgjer sedimentasjonen i ein innsjø (Rubensdotter&Rosqvist, 2003; Rubensdotter&Rosqvist, 2009). Ulike lausmassar blir definert avhengig av kornstorleik, rundingsgrad, sortering, porøsitet, permeabilitet, pakningsgrad, og forma til avsetjingane. Vidare er jordartar kategorisert etter kva agensar og prosessar som har avsett dei (Thoresen, 1991; Benn&Evans, 1998). Det kvartærgeologiske kartet (vedlegg 1 syner lausmassar og former frå feltområdet. Symbol og fargebruk følgjer Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) sin standard for lausmassar. N50 kartdata frå Norge digitalt, med ein ekvidistanse på 20 meter, ligg til grunn for det kvartærgeologiske kartet. Kartlegginga vart utført i august 2011. Avsetjingane er i hovudsak tolka utifrå form og deira plassering i forhold til topografi. For nærare undersøkingar vart det grave fleire snitt med spade, for så å gjere ei kvalitativ vurdering av eigenskapane til jordarten. Laboratoriumsanalysar av jordartar, for kvantifisering av sortering og kornstorleik, har ikkje blitt utført. Frå ulike avsetningsmiljø rundt vatnet er det til saman teke 26 jordprøver på om lag 400 gram kvar. Desse er frå bekkelaup og skredbanar som potensielt kan føre materiale ut i Langfjordvatnet (sjå lokalitetskart for jordprøver i vedlegg 3). To av jordprøvene (1 og 2) er ikkje analysert vidare sidan desse vart tekne utanfor Langfjordvatnet sitt dreneringsområde. UTM-koordinat er samla inn med Garmin Colorado300 GPS i felt (nøyaktigheit på <15 m). Desse er, via MapSource, overført til ArcGIS 10 for presis plassering av prøvelokalitetar og andre oppmålingar på kartet. Norgei3d.no, norgeibilde.no og norgeskart.no har i etterkant blitt nytta for vidare kartlegging og utrekning av areal og skråningsvinklar. Figur 2.1 syner korleis feltområdet har blitt delt inn i ulike område, som vidare er skildra og tolka kvar for seg.



Figur 2.1: Oversikt over områdeinndeling for kartlegging. Dei fire områda er dominerte av ulike avsetjande prosessar; (1) glasiale, (2) snøskred, (3) steinsprang og snøskred og (4) fjellskred.

2.1 Område 1 – Nordsida av Langfjordvatnet

UTM: 34W 481900 7783400



Figur 2.2: Avsetjingsformer i område 1. M2 og M3 er ryggformer med ei høgd på høvesvis fire og ein meter. M1 markerer kanten av ein forhøgning med bratt skråning ned mot vatnet og til den austlege delen av flata. Bogen til M3 følgjer forma til M2 og M3. Kvite piler markerer lokaliteten for jordprøve 3 og 4. Bilete er teke mot nord.

Avgrensinga nord for Langfjordvatnet er 1x1,3 km stort og utgjer dalbotnen der Langfjorddalen utvidar seg før den går over i Årvikdalen. Forutan torvdekte flater består vegetasjonen av ein sparsamleg og spreitt vekst av små lauvtre og buskar ute mot fjellsidene. Blokker ($< 7 \text{ m}^3$) ligg spreidd utover, med størst konsentrasjon nord i området. Blokkene er angulære og er ikkje nedgravne i det underliggjande materiale. Mindre blokker ($> 0,5 \text{ m}$ diameter) og stein er overgrodd av torv. Figur 2.3 syner eit 60 cm djupt snitt, 82 moh. på



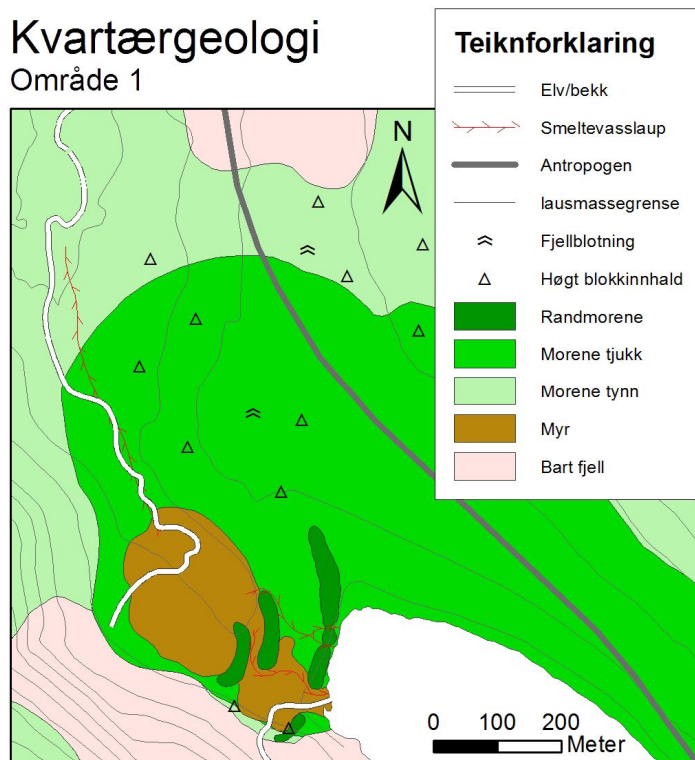
Figur 2.3: Snitt frå austsida av vegen. 0-24 cm organisk lag, 17-22 cm sandhaldig lag, 24-60 cm usortert sand/grus.

austsida av vegen. Dei øvste 24 centimetrane er organisk, med eit lyst, finkorna sandhaldig lag frå 17-22 cm. Resten av snittet består av eit tjukt dekke av mest sand og noko grus ($< 30 \text{ mm}$), utan sortering. På nedsida av vegen er flata fuktigare. Somme stader er den våte torva over 30 cm tjukk. Fleire snitt på om lag 30 cm syner jord, sand, grus og mykje angulær til sub-angulær stein. Dette er godt pakka og usortert. Jordprøve nr. 3 er teke i ein liten bekk ved vasskanten, sjå figur 2.2. To ryggformer, M2 og M3, har ein nord-sør retning og ei form som buar mot vatnet. M2 ligg 76 moh., er 113 meter lang og tre til fem meter høg. Ryggforma er kompakt, og har ei steinete overflate og utan torv. Steinane på overflata og i sjølve ryggen er sub-angulære. M3 ligg 72 moh., er 84 meter lang og éin meter høg. Denne er også kompakt og steinete, og følgjer forma til M2. Det er ingen synleg skilnad i skråningsgradient på

vest- og austsida til ryggformene. Ein større boge som møter vasskanten til Langfjordvatnet, M1, kan sjåast utanfor M2. M1 (72 moh) har inga særprega ryggform, men utgjer ein forhøgning på opptil tre meter samanlikna med den austlege delen av flata like nord for vatnet. Skråninga frå M1 ned mot vatnet er bratt, rundt 20° , medan hellinga vestover mot M2 er om lag 1.5° . Mellom M2 og fjellveggen bak i vest, er ei vifteforma flate der torva er lysare og våtare enn områda rundt. Ei nedsenking følgjer nordover frå denne flata, der det i dag renn vatn som kjem ned frå fjellet i vest. Mellom M3 og M2 kan ei nedsenking med ei helling på om lag 3.4° følgjast rundt den sørlege enden av M2 og M1 ned til Langfjordvatnet. To mindre nedsenkingar er synleg litt lengre nordaust i kanten av M3. Ein liten bekk fører vatn frå fjellsida i vest og ut i Langfjordvatnet. Jordprøve 4 er teke frå botnen av denne bekken.

Tolking:**Kvartærgeologi**

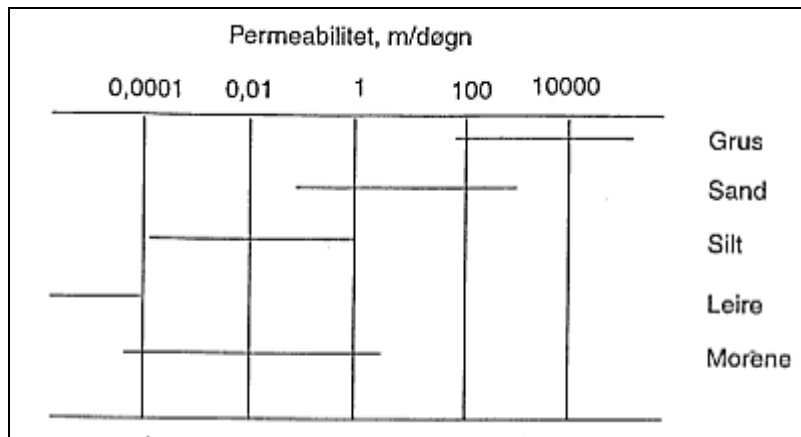
Område 1



Figur 2.4: Utsnitt av kvartærgeologisk kart som dekker område 1. Her er ulike morenetypar den dominerande avsetjinga. Smeltevasslaup indikerer tidlegare innlaup til vatnet.

Storparten av botnen i Langfjorddalen er dekt av botnmorene. Botnmorenen er hardpakka og har eit høgt innhald av finkorna materiale etter å ha lege under såla til breen (Thoresen, 1991) som har lege i Langfjorddalen. Dei store blokkene som er avsett oppå her igjen, er ablasjonsmateriale som har lege inni eller oppå breen under vertikal nedsmelting. M1, M2 og M3 er tolka som tre ulike trinn av randmorenar frå ein lokalbre som truleg har kome ned frå Høgtinden i sør-vest. Nedskjeringar i M3, samt nedsenkinga som går frå myra innanfor M2 og ned til Langfjordvatnet, kan tyde på at denne breen på eit tidspunkt har drenert ut i vatnet. Nedsenkinga som går nordover frå myra, utgjer eit større smeltevasslaup, som hovuddreneringa til breen truleg har fylgt. Vatn frå Høgtindsvatnet renn her i dag, og utgjer starten av Årvikelva, sjå figur 2.1.

Det fine laget av sand frå snittet i figur 2.3 vart ikkje observert i andre snitt, og er difor tolka til å vere podsoljord i eit utvaskingssjikt (Greve et al., 1999). Eit høgt innhald av sand i resten av dette snittet kan forklare kvifor flata på oppsida av vegen er tørrare enn nedsida. Som figur 2.5 syner, gjev meir sand større permeabilitet her enn i den meir usorterte og kompakte jorda observert på flata på nedsida av vegen. Manglande sortering og lagdeling i snittet i figur 2.3 gjer at materialet likevel blir tolka som botnmorene.



Figur 2.5: Permeabilitet målt i meter pr. døgn for ulike kornstorleikar. Kjelde: Modifisert etter Prestvik og Trømborg (1999).

2.2 Område 2 – Svarttindfjellets vestskråning

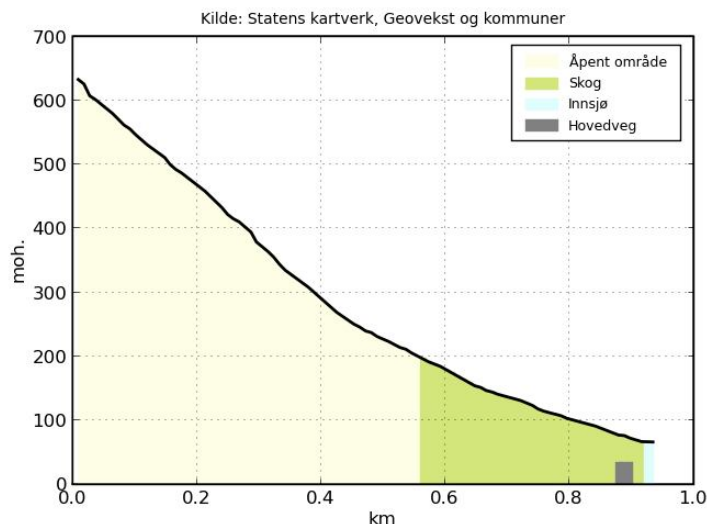
UTM 34 W 482900 7781600



Figur 2.6: På austsida til Langfjordvatnet er Svarttindfjellet, med høgste punkt på 647 moh. Stipla linje markerer viftekant og renner i fjellsida. Ryggform markert oppe til høgre.

Vestsida av Svarttindfjellet utgjer den austre delen av feltområdet. Øvre del av fjellsida hellar 37°, medan nedre del opp til 250 høgdemeter har ei helling på 24°, sjå profil i figur 2.7. Det er tre- og buskvekstar opptil om lag 200 høgdemeter med varierende tettleik. Dette er stort sett bjørkekratt, bjørk, og andre lauvtre. Over større område er vegetasjonen skadd ved knekte småtre, og tre og kratt som bogar nedover i skråninga si retning. Grastustar og smågreiner heng også fast i tre og kratt. I den sørlege delen av området er vegetasjonen uskadd og veks enda tettare. Her er det også tett førekomst av angulære stein og blokker (<6 m³). Øvst i

fjellsida er det laust steinmateriale av finare kornstorleik. Som markert i figur 2.6 dannar steinmateriale ein ca 200 meter lang ryggform plassert 400 moh. Bak denne låg det framleis snø (august) i det som utgjer ei traufoma nedsenking i fjellsida. Éin til tre meter djupe renner i lausmassane kan sjåast fleire stader langs øvre del av fjellsida. Steinar i botn av rennene har ein liten tilvekst av mose. Vollane langs sidene, som er ei kaotisk samansetjing av jord, stein og plantevekstar, er dekte av gras og lyng (sjå figur 2.8). Særleg nedanfor ei av rennene kan ei tydleg vifteform sjåast. Denne er graskledd og utan tre. Lenger nede i fjellsida, der hellinga blir slakare, deler rennene seg opp i fleire mindre spor og utgjer små bekkelaup. Somme stader i desse rennene og bekkelaupa er fjellet under blottlagt. Jordprøve 5-20 er henta frå ulike høgder i, og utanfor, fleire av rennene og bekkelaupa (for oversikt over jordprøvelokalitetar, sjå vedlegg 3).



Figur 2.7: Topografisk profil frå vestsida av Svarttindfjellet. Kjelde: Profil henta frå Statens kartverk, Geovekst og kommuner.

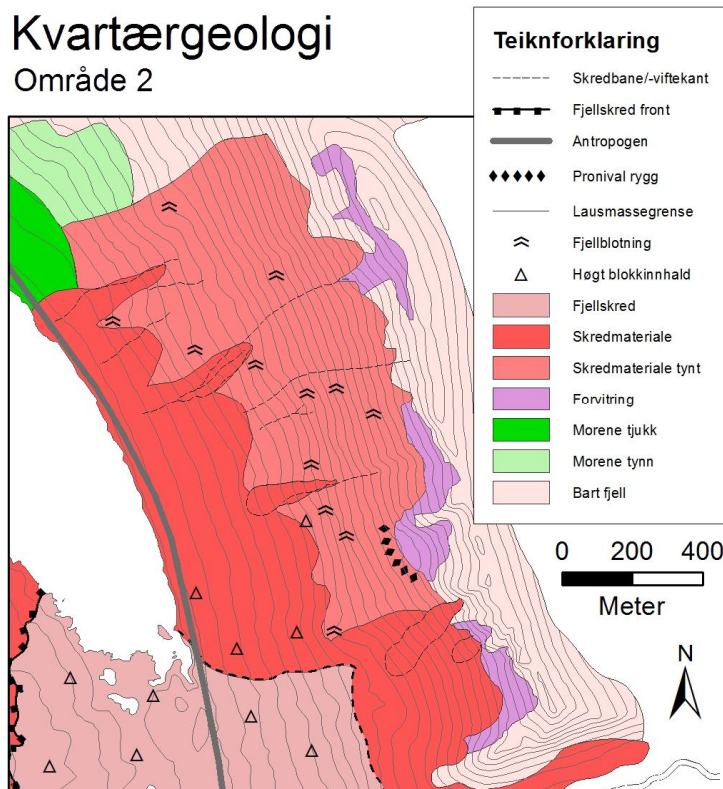
Figur 2.8 (høgre): Oppskubba lausmassar utgjer tydelege levéar langs skredbane. Spadeblad som målestokk øvst i detaljbilete.



Tolking:

På austsida av vatnet er det spor etter aktive skråningsprosessar. Forvitring og steinsprang føregår i det bratte oppsprukne partiet mot toppen. Dette fører til oppsamling av laust materiale som sidan kan bli frakta vidare av snøskred, eller utgjere små lausmasseskred. Snøskred er truleg den hyppigaste prosessen i fjellsida. Eigna gradient, tydelege skredlaup og skadd vegetasjon vitnar om dette. Terrenget i fjellsida har både små klyv og utflatingar der

snø kan hopast opp. Samstundes er det fleire bratte fjellblotningar som utgjer konvekse parti der det kan oppstå strekkspenningar i snødekket (Lied&Kristensen, 2003). Kanaliserte laup i fjellsida kan tyda på at ein del av snøskreda går om våren. Da kan vassmetta, tung snø erodere i underliggjande skred- eller morenemateriale (Nesje et al., 2007). Slike skred blir gjerne til ei blanding av snø, jord og stein, der noko av materiale blir pressa ut langs sidene på veg nedover og ligg at som levéar. Desse tydelege kanalane i lausmassen kan også ha blitt skore ut av kanaliserte jordskred (Hungr et al., 2001). Sidan leveane langs skredbanane er dekte av vegetasjon er ikkje dette ein prosess som har vore aktiv dei siste åra.



Figur 2.9: Oversikt over kvartærgeologien i område 2. Det er berre skilt mellom tjukt og tynt dekke av skredmateriale. Fjellskredavsetjinga i sør er

Den graskledde vifta i midten av figur 2.6 er ei typisk snøskredavsetjing. Klyvet i fjellet over skredvifta ser ut til å produsere mykje fin forvittringsmateriale som snøen har frakta med seg. At annan vegetasjon ikkje har etablert seg på vifta, tyder på at den er relativt aktiv. I nedre del av fjellsida strekkjer områda med skadd vegetasjon seg langt utanfor bekkelaupa. Dette er teikn på at det også går skred i såkalla opne skredbanar. Da gjerne typiske vinterskred direkte forårsaka av kraftig snøfall, eller grunna strukturelle svakheiter i snødekket (Luckman, 1977). Lenger sør i fjellsida tyder den uskadde treveksten på at området er utanfor utlaupslengda til nyare skred. Dei store blokkene er ei relikv avsetjing som anten er avsett av steinskred eller steinsprang. Mogleg kan blokkene vere ytterkanten av fjellskredavsetjinga som er skildra i

område 4. Ryggforma oppe i fjellsida er sannsynlegvis ein pronival rygg. Denne forma blir danna i fjellsider i front av snøfonner ved at forvittringsmateriale og steinsprang som losnar frå fjellet, sklid over snøen og blir akkumulert i front.

2.3 Område 3 – Vestre dalside av Langfjordvatnet

UTM 34 W 482100 7782600

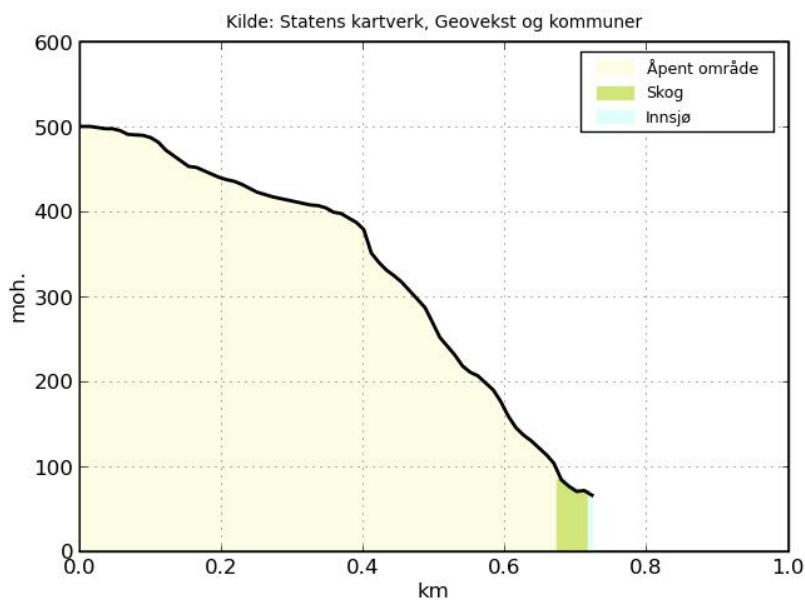


Figur 2.10: Vestre dalside består av Høgtinden, 925 moh. Bilete er teke frå 280 høgdemeter i motsett dalside.

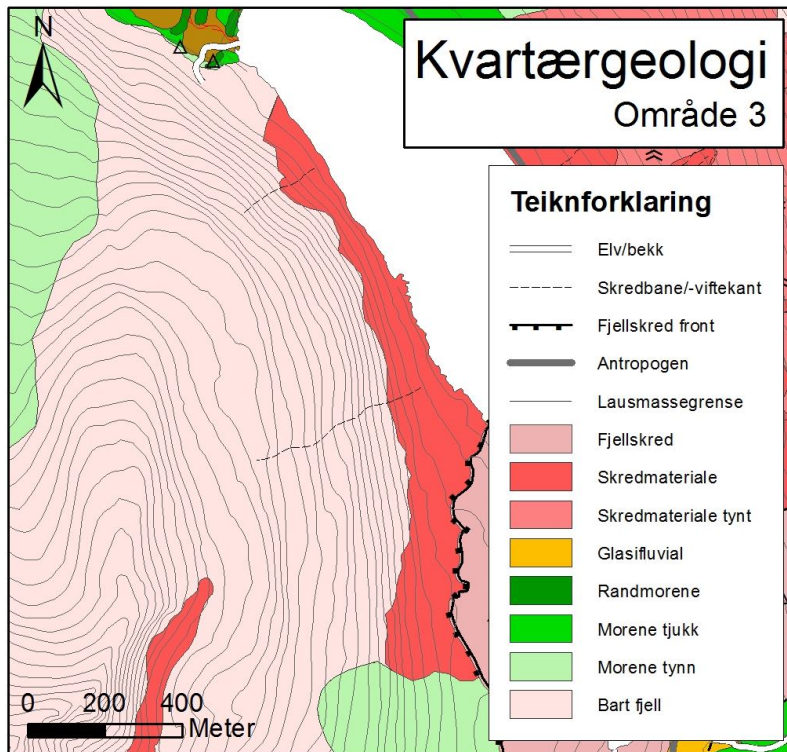
På vestsida opp mot Høgtinden er det mykje bart fjell. Glimmerskiferen har ein gjennomgåande sprekkstruktur med eit parallelepipedisk (rettvinkla) oppsprekkingsmønster (Palstrøm, 1974). Denne strukturen, vist i figur 2.11, er tydelegast i sør. Langs store delar av fjellsida ligg styrtgradert blokk- og steinmateriale. Dei største blokkene har ei kubisk, eller rektangulær, form og har somme stader ein storleik opptil $1,5 \text{ m}^3$. Blokkene er i liten, eller ingen grad dekt av lav. Opp til om lag 100 moh. sør i området er det avsett ein masse av store blokker ($< 18 \text{ m}$). Blokkene frå denne avsetjinga er bare, men dekte av lav og i stor grad forvittra, samanlikna med det styrtgraderte blokkmaterialet. Fjellsida er brattast over midten av vatnet (54° frå topp av skråning med nedrast materiale opptil utflating ved 380 høgdemeter, sjå figur 2.12), her ligg også den tettaste samlinga av grove blokker under. Somme stader er det grove materialet dekt av finare avsetjingar som dels er graskledde, og som, særskilt ved eit av tilfella, har ei tydeleg kjegleform. Over den kjegleforma avsetjinga nord i fjellsida er det ei rift i fjellet over, der det renn ein liten bekk. Jordprøve 21 og 22 er henta her. Overflatevatn renn i sprekker nedover langs heile fjellsida.



Figur 2.11: Fjellparti med rettviskila oppsprekkingsmønster. Bløkkene under har ei rettviskila, rektangulær form. Bilete er teke ved 250 moh. sør i fjellsida.

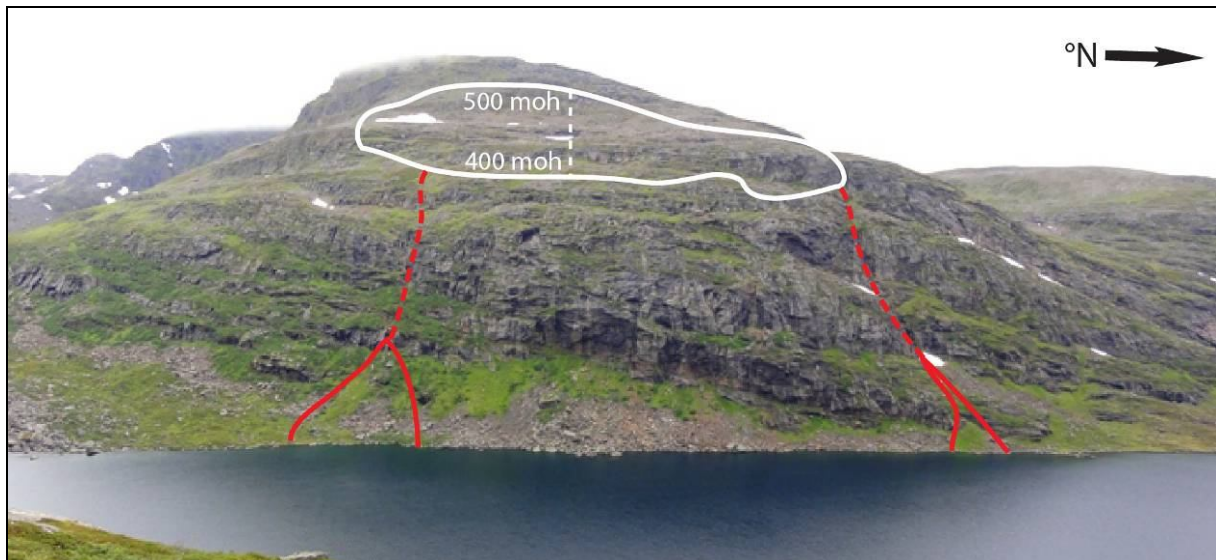


Figur 2.12: Topografisk profil frå mogleg skredlaup i vestre dalside, over nordlege del av Langfjordvatnet. Kjelde: Statens kartverk, Geovekst og kommuner.

Tolking:

Figur 2.13: Forutan talusskråninga som møter vasskanten er det lite lausmassar på vestsida av Langfjordvatnet.

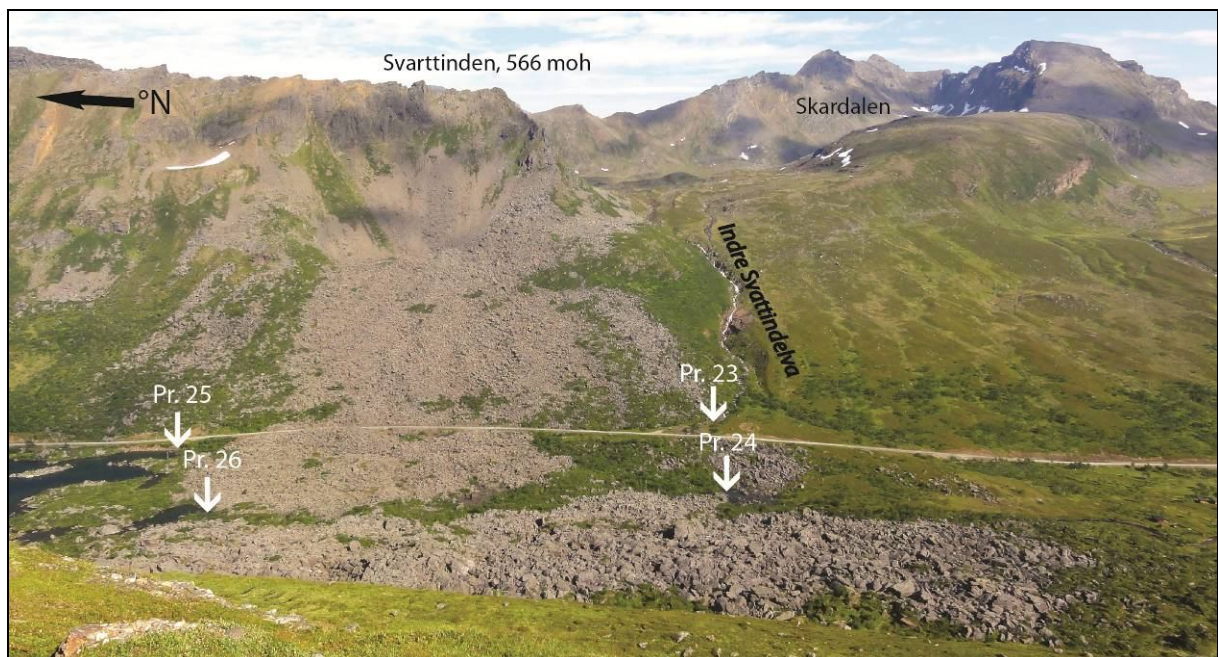
Steinsprang er ein aktiv prosess langs heile den vestre dalsida over Langfjordvatnet. I sør er berre øvste del av taulsen aktiv, sidan nedre del er dekt av gras og mose. Hellinga til dei nederste massane er slakare her grunna ei større møtande avsetjing frå motsett dalside, nemleg Langfjordura. Blokkmateriale frå dei ulike avsetjingane kan lett skiljast frå kvarandre, da blokkene i ytterkant av Langfjordura er mykje større, meir forvitra, og i større grad dekte av lav. Dei finare avsetjingane som stadvis ligg over talusen kan vere frakta ned og avsett av rennande vatn. Men det kan også vere snøskred som fraktar materiale med seg. Topografien i fjellsida syner at det er eit større område over det brattaste partiet der snø kan akkumulera, sjå figur 2.14. Vindblåst snø i frå vest og sørvest vil her liggja i le bak toppen av Høgtinden. Sidan fjellsida ikkje har nokon vegetasjon eller lausmassar av mengd (figur 2.13), er det vanskeleg å sjå spor som tydeleg vitnar om hyppige snøskred.



Figur 2.14: Mogleg lausneområde markert med kvit ring, og tenkeleg skredlaup (stipla) og utlaupsområde markert med raudt.

2.4 Område 4 – Langfjordura

UTM 34W482800 7781600



Figur 2.15: Langfjordura fyller storparten av den sørlege delen av feltområdet. Ei vifteforma avsetning ser ut til å dekke ytterkanten av ura i sør. Kvite piler syner lokalitetar for jordprøve 23-26.

Langfjordura dekker ei overflate på $0,71\text{km}^2$, og fyller daltbotnen i det som utgjer den sørlege delen av feltområdet. Laust, angulært blokkmateriale er avsett frå om lag 250 høgdemeter oppe i fjellsida under Svarttinden, og rekk opp til 105 høgdemeter i den vestlege dalsida.

Rekkevidda frå aust til vest er 1020 meter. Frå sør strekker avsetjinga seg på det lengste 1130 meter før den treff Langfjordvatnet i nord. Avsetjinga er tjukkast og dekker eit større areal lags vestsida av dalen. Dei største blokkene er her opptil 24 m i diameter. I midten av dalbotnen går ei nedsenking med fleire opne dammar gjennom avsetjinga. Jordprøve 24 og 26 er teke i to av desse. Mose, gras og småtre utgjer eit grønt belte i nedsenkinga som ser ut til å dele avsetjinga i to. Andre nedsenkingar mot aust, nærare fylkesveg 347, utgjer åtskilte groper og er tørre. Nede i gropene syner fraksjonar av blokkmateriale ei kraftigare forvitring enn på blokkene elles i avsetjinga. Botnen av gropa i figur 2.16 ligg på 63 høgdemeter. Nokre av blokkene er mindre forvittra enn andre. Tjukna på avsetjinga er ujamn. Stikkmålingar frå botnane av dei ulike nedsenkingane er frå 25 meter på det tjukkaste, til sju og to meter lenger ut mot kantane. Dette gjev ei grovestimert gjennomsnittstjukn på 11,3 meter.

Der elva frå Indre Svarttindvannet kjem ned frå aust, ser ei vifteforma flate ut til å delvis dekkje over ytterkanten av blokkavsetjinga (figur 2.15). Flata er graskledd og består av sand, grus og småstein, med dels nedgravne steinar stikkande opp fleire stader. Jordprøve 23 er teke frå elva langs nordsida av vifta. Indre Svarttindelva renn inn i blokkavsetjinga før det renn sørover og utgjer starten av Langfjordelva. Midt i dalbotnen i den sørlege delen av blokkavsetjinga er ei open torvdekt flate på 200x50 meter. Stein og blokker stikk opp av torva med om lag 10 meters avstand. Ytre del av denne flata er fuktig, og torvlaget tjukkare enn 30 cm. På austsida av myra ligg ei samling av blokker litt for seg sjølv. Desse er opptil 40 m³ og dels nedgreve. Heilt i ytterkant av ura ligg steinar og blokker meir spreidd, og er i større grad nedgraven i underliggjande sediment og torv. Opp til om lag 50 moh. i den elles torvdekte dalbotnen heilt sør i området, er det fleire stader vegetasjonslause "bankar" på mellom 1.5 til 4 meter i diameter, sjå figur 2.17. Desse består av sand, grus og sub-angulær småstein (<10 cm), og utgjer svake forhøgningar i terrenget.

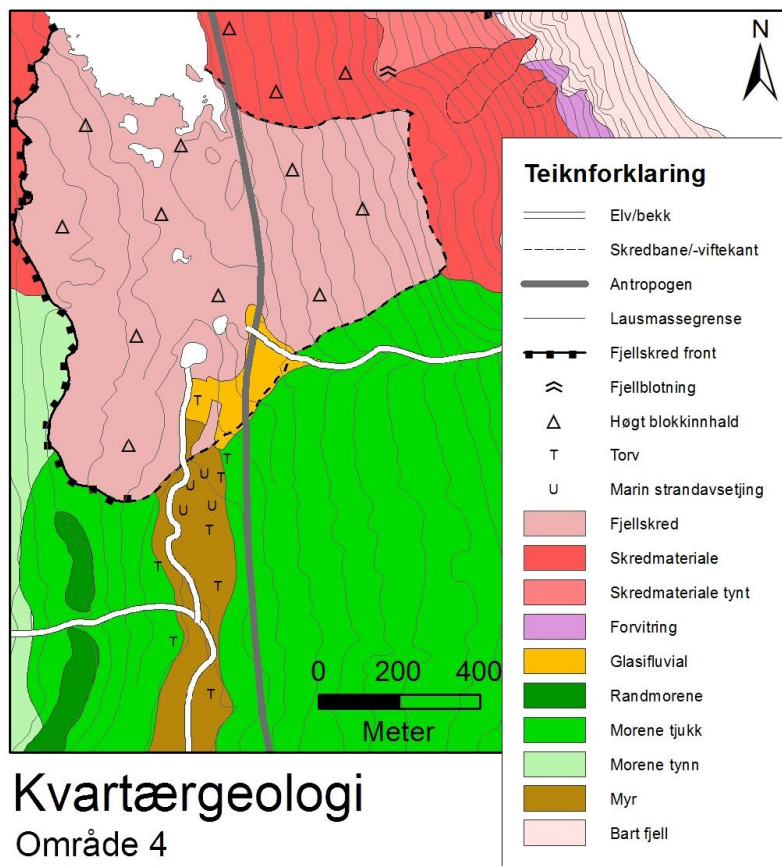


Figur 2.16: Vatn har truleg styrkt forvitringa av glimmerskiferen. Blokka framme til venstre er i mindre grad forvittra. Truleg har denne blitt avsett slik at skiferlaga har hatt ein heldigare retning i forhold til vatnet si rørsle (Ollier, 1984).



Figur 2.17: Vegetasjonslaus banke av sand, sub-angulær grus og småstein, 50 moh. Kan sjåast stadvis i dalbotnen sør for Langfjordura.

Tolking:



Figur 2.18: Kvartærgeologien i område 4 syner spor av fleire agensar og prosessar; botnmorene etter innlandsisen, randmorene og glasifluvial vifte etter lokalglasiasjon, ulike skråningsprosessar, og moglege strandavsetjingar frå eit høgare havnivå. Randmorenen nede til venstre er ikkje teke med i tolking og diskusjon da dette er utanfor nedslagsfeltet til Langfjordvatnet.

Blokkmaterialet som utgjer Langfjordura er avsett av eitt stort, eller fleire fjellskred som har rast frå Svarttindfjellet på austsida av dalen. Dalprofilet under ura er uvisst, og det er her anteke at dalbotnen ligg på 60 moh. Målt frå toppen av Svarttinden (568 moh) vil skredet ha hatt ei fallhøgde på 508 meter. Utløpslengda til fjellskredet, målt frå toppen av lausneområdet, er 1410 meter. For å gjere eit enkelt estimat av volumet til ura er overflatearealet multiplisert med snittjukna (11,3 m). På land dekker avsetjinga 0,71 km². Batymetrikart for Langfjordvatnet syner at den delen av ura som ligg uti vatnet dekker i tillegg 0,054 km², meir om dette i kapittel 3.1. Dette gjev eit volum på ~8,63 mill m³. Ved å multiplisere volumet av ura med ein faktor på 0,7143 får ein det ”tilbakepakka” volumet til fjellmassen. I dette tilfellet 6,17 mill m³. Forholdstalet er tilnærma den observerte volumauken på 1,4 frå fast fjell til sprengstein ved tunellspenging (Sletten et al., 2004). Volumet er også estimert ved bruk av ein empirisk matematisk modell basert på Scheideggerkurva. Denne likninga er vanlegvis nytta

for å estimere utlaupslengda til ”komande” skred frå ustabile fjellparti ved kjent fallhøgd og volum. Utifrå forholdet mellom kjent fallhøgd ($H=508$ m) og utlaupslengd ($L=1410$ m) i dette tilfellet, samt to koeffisientar, a og b , som er fastsett ved studiar av fjellskredavsetjingar internasjonalt (Scheidegger, 1973), blir volumet av Langfjordura med denne metoden $6,52$ mill m^3 .

$$\text{Scheidegger (1973): } \boxed{\log \frac{H}{L} = a \cdot \log V + b} \quad \begin{array}{l} a = -0,15666 \\ b = 0,62419 \end{array}$$

Sjølv om dei to volumanslaga stemmer relativt godt overeins, er det fleire faktorar som gjer utrekning av volumet til Langfjordura problematisk. Det underliggjande dalprofilet er uvisst, enkelte parti er kraftig forvittra, og i sør kan det sjå ut som at eit område av ura har forsvunne i myr. I tillegg kan det sjå ut på forma til Langfjordura at skredet har blitt stoppa av motsett dalside, og at utlaupslengda ville vore lengre dersom Langfjorddalen hadde vore vidare.

Langfjordura sin kaotiske morfologi, med haugar, groper, rygger og særleg éin samanhengande nedseinking på tvers av skredet sin bevegelsesretning, er karakteristikkar som høver med det Hewitt (1999) listar opp som typiske trekk for fjellskredavsetjingar. Nedsenkinga som går gjennom ura kan ha blitt vidareutvikla av vatn som drenerer gjennom avsetjinga. Den glimmerrike skiferbergarten forvittrar raskt i fuktige miljø ved at vatn trengjer seg inn mellom laga og gir ei flakvis oppdeling av bergarten (Ollier, 1984). Som figur 2.16 syner, kan forma til dei forvittra blokkene framleis sjåast. Leirminerala, som er produktet av forvitringa, er blitt vaska vekk, medan grovare materiale ligg att på same plass. Etter kvart har det som var store blokker, blitt til ein haug av små fragment. Forvitringa i nedsenkingane og gropene som i dag er tørre, kan vere eit teikn på at dreneringa frå Langfjordvatnet tidlegare gjekk gjennom større områder i ura, og sidan samla seg til der det drenerer i dag. Dei tørre nedsenkingane er ikkje samanhengande gjennom ura, men ligg som åtskilte groper. Det kan tenkjast at utan kontinuerleg gjennomrenning av vatn har ikkje forvittringsleira blitt vaska ut, men blitt liggjande og tetta botnen, slik at nedsenkingane har fungert som samlegroper for snø og regnvatn.

Den vifteforma avsetjinga nedanfor Indre Svarttindelve er tolka å vere avsett på eit tidspunkt elva var større. Geomorfologien i Skardalen vitnar om at det har lege ein bre der, sjå oversikt i figur 2.1 samt figur 2.15. Denne har truleg drenert ned mot Langfjordalen, og avsett glasifluvialt materiale som delvis har dekt ytre delar av Langfjordura i sør. Langfjordura må difor ha blitt avsett før eller medan denne vifta vart avsett. Materialet i vifta dekker storparten av den 200×50

meter store flata skildra tidlegare. Flata utgjer midten av dalbotnen slik at fordjupinga i berggrunnen truleg er større her enn ute i sidene. Mesteparten av vatnet som drenerer gjennom ura har difor runne her. Steinblokkene i dette området har da blitt hardast utsett for forvitring, og det som var att av dei er sidan dekte av glasiofluvialt materiale. For at dette skal vere ei mogleg forklaring, må skredblokkene i midten av dalbotnen hatt lengre tid til å bli kraftig forvittra før den glasifluviale vifta vart avsett.

Den blokkklause myra i ytterkanten av Langfjordura ligg på 50 moh., noko som er under det høgste kjente havnivå i Langfjorddalen, på 54 m. Sjøvatn og strandprosessar kan difor ha medverka til forvitring, samt ha tilført materiale som kan ha dekkja til blokker her og i ytterkanten av ura. Om dette er tilfelle må fjellskredet ha gått før havnivået sank under 50 m. I utkanten av fjellskredavsetjingar er det vanleg å sjå ei blanding av deformert sediment som alt var avsett i dalbotnen saman med finare steinmateriale og blokker frå skredet (Hewitt, 1999; Blikra et al., 2006). Dette kan forklare kvifor blokkene i utkanten av avsetjinga er dels nedgravne. At Langfjordvatnet drenerer sørover tyder på at det er demt opp til dagens nivå av Langfjordura. Topografien under ura, og terskelen som styrte nivået til vatnet før fjellskredet gjekk, er ukjent. Sidan marin grense i området er 54 moh. eller høgare, er det difor mogleg at Langfjordvatnet opphavleg var marint, og at Langfjordura vart avsett medan Langfjorden strakk seg inn hit. Vatn i dalbotnen kan også ha påverka skredet sin bevegelse og morfologien til avsetjinga.

Dei vegetasjonslause bankane sør i området kan vere strandavsetjingar som verifiserer eit tidlegare havnivå i denne høgda. Dei kan også vere elveøyrrar, som i så fall indikerer ei betydeleg høgare vassføring frå Langfjordvatnet eller Indre Svarttindelva. Det vart ikkje observert at bankane hadde former som ville indikert straumretninga til ei elv. Heller ikkje er det analysert jordprøver som kunne avdekt ei eventuell bimodal sortering (to dominerande kornstorleiksgrupper), som er eit teikn på bølgeaktivitet (Kirk, 1980). Kornstorleik i strandavsetjingar varierar frå blokker til sand, og avheng av opphavsmateriale. Sand og grus pleier å dominera som er tilfelle her (figur 2.17). Bankane blir difor tolka til å vere stadvise marine strandavsetjingar. Som diskutert i innleiingskapittelet er det ikkje forventa å finne meir utprega spor etter strandlinjer så langt inne i Langfjorddalen.

2.5 Oppsummering

- Morenedekke i dalbotnen er spor etter innlandsisen som tidlegare dekte Langfjorddalen.
- Morenekomplekset og smeltevasslaup i området 1 er spor etter lokalglasiasjon og tyder på at Langfjordvatnet på eit tidspunkt var ein proglasial sjø som mottok smeltevatn frå denne breen.
- Skredavsetjingar og skredbanar syner at snøskred, steinsprang og jordskred har prega fjellsidene rundt Langfjordvatnet, og at særleg dei to førstnemnde framleis er aktive prosessar.
- Langfjordura er ein fjellskredavsetjing som er avsett før eller under siste lokalglasiasjonsfase på Arnøy, da deler ura er dekkja av glasifluviale sediment.
- Marine strandavsetjingar på 50 moh. sør for Langfjordura tyder på eit tidlegare høgare havnivå.
- Dagens nivå i Langfjordvatnet er demt opp av Langfjordura. Topografien under ura, og høgda på terskelen som styrte nivået på vatnet før fjellskredet gjekk er ukjent. Det kan difor, utifrå kartlegginga, ikkje utelukkast at Langfjordvatnet har vore eit marint basseng.

3 Innsjøsediment

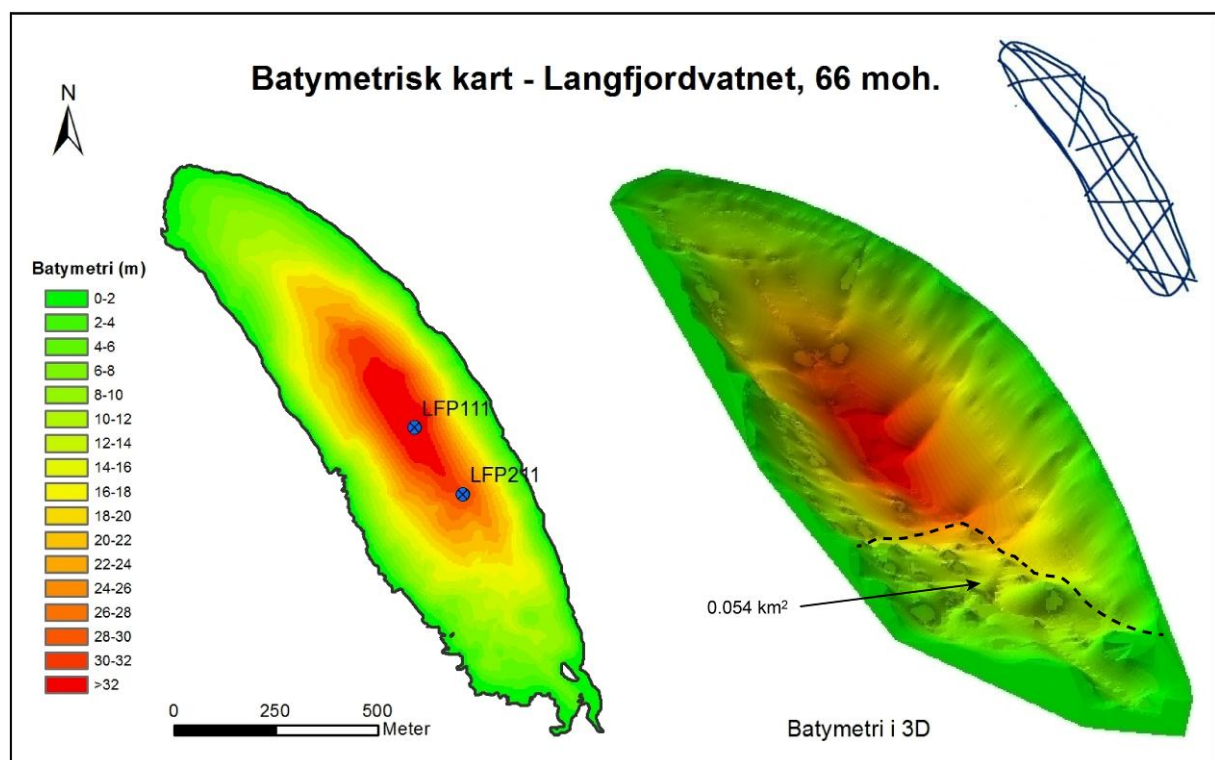
Innsjøsediment representerer eit kontinuerleg arkiv for aktiviteten til ulike prosessar kring eit vatn, og er hyppig brukt i rekonstruksjonar av miljø og klima (t.d. Karlén, 1976; Sletten et al., 2003; Rubensdotter&Rosqvist, 2009; Bakke et al., 2010). Informasjon om det fysiske, kjemiske og biologiske miljøet i nedslagsfelt til eit vatn blir kronologisk lagra på botn etter kvart som materiale blir avsett. Storparten av arbeidet i denne studien har difor vore analysar og tolking av innsjøsediment. Sediment som blir akkumulert i ein innsjø, er anten alloktont eller autoktont. Alloktont materiale har sitt opphav frå miljøet rundt innsjøen, og blir frakta inn av agensar som rennande vatn (breelvar, elvar og bekkar), skred, flaum og vind. Desse består i hovudsak av klastiske sediment, oppløyse salt, og terrestriske planterestar. Autoktont materiale, til dømes algar og diatomear, er danna i innsjøen. Også uorganisk utfelling i vassøyla og endringar i vasskjemien, til dømes redoksprosessar, vil påverke sedimenta (Buffle et al., 1989; Bradley, 1999; Brown et al., 2000). Sedimentasjonsraten avhenger av styrken og frekvensen på dei kontinuerlege og episodiske prosessane som fører til akkumulasjon. For innsjøar er denne raten nokså høg, noko som gjer innsjøkjernar til eit høgoppløyselig klimaarkiv (Bradley, 1999).

I denne studien er fokuset rekonstruksjon av skred og skredhyppigheit. Skredlag i ei kjerne vil ideelt synast i dei ulike sedimentparametrane som ein brå overgang frå det underliggjande laget. Ein svakheit ved bruk av innsjøsediment til skredrekonstruksjon er at ikkje alle skred nødvendigvis rekk ned til vatnet. Samstundes er materialmengd og kornstorleik som blir avsett avhengig av kva type skred som førekjem. Det kan også gå snøskred som ikkje fraktar materiale i det heile (Blikra&Nemec, 1998). Fleire ting som kan komplisere tolkinga av sedimentparametrane, er utskyljing av glasiale avsetjingar eller tidlegare skredavsetjingar (Rubensdotter&Rosqvist, 2009), samt resedimentering forårsaka av turbidittstraumar langs vasskanten (Lowe, 1982; Støren et al., 2008).

Dette kapittelet omhandlar Langfjordvatnet og innsjøkjernane, LFP-111, LFP-211, LFS-111 og LFS-211, samt jordprøver frå dreneringsfeltet. Batymetrisk kart, sedimenttjukk og borelokalitetar vil bli presentert, samt korleis Langfjordvatnet eignar seg for rekonstruksjon av skred. Storparten av kapitlet tek for seg dei ulike metodane som er nytta i analysen av kjernane og jordprøvene, samt resultat og tolking av dette. Det bli også ein gjennomgang av aldersmodellen som syner alder-djup-forholdet i LFP-111-kjernen frå Langfjordvatnet.

3.1 Langfjordvatnet

Langfjordvatnet er 1,7 km langt, 0,4 km breitt og ligg midt i Langfjorddalen, 66 moh. Vatnet er djupast på midten, 34,8 m, og har ein batymetri som er typisk for ein glasialt overfordjupa sjø (figur 3.1). I nord møter vatnet kompakt morenejord, medan i sør endar vatnet i Langfjordura, som har 0,054 km² av sitt overflateareal under vassoverflata. Utan å ha eit tydeleg utlaup drenerer vatnet sørover og er difor demt opp til dagens nivå av skredavsetjinga. Langfjordvatnet har eit lite nedslagsfelt, på om lag 4,5 km², utan innlaup av større elvar, og er difor eigna for rekonstruksjon av skred (Nesje et al., 2007). Aust- og vestsida av vatnet består av bratte fjellsider dominert av aktive skråningsprosessar. Forutan avrenning i små bekkelaup er det skråningsprosessane som står for storparten av den gjeldande alloktone sedimenttilføringa. Som den kvartærgeologiske kartlegginga presentert i kapittel 2 syner, har også prosessar som ikkje lenger er aktive, tidlegare påverka avsetjingsmiljøet kring Langfjordvatnet.

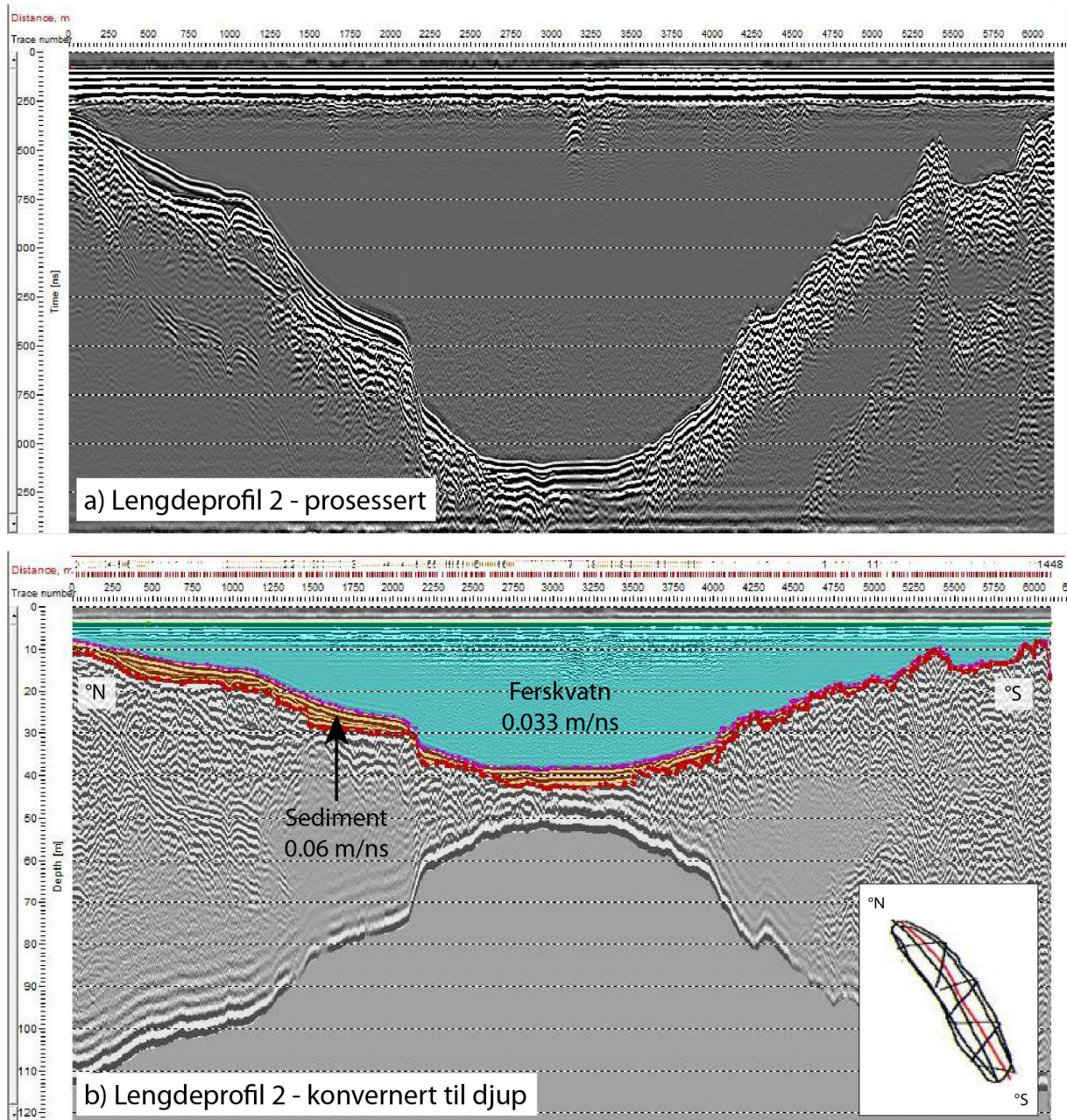


Figur 3.0.1: Batymetrisk kart for Langfjordvatnet med borelokalitetar for kjernane LFP-111 og LFP-211. 3D-framstillinga har ein z-faktor på 5 som gjev forsterka vertikal effekt. Kartet er interpolert i ArcGis 10 utifrå GPR-profila vist til øvst høgre. Utbreiinga til skredet er synt med stipla svart linje på 3D-batymetrien.

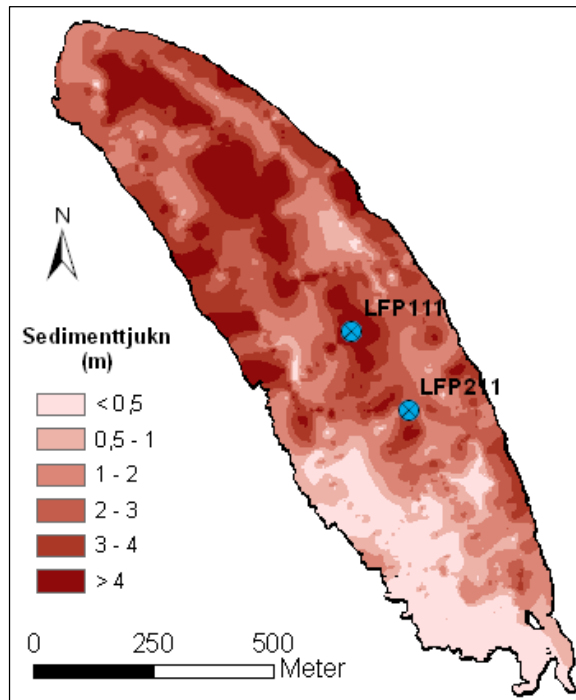
3.2 Georadar og kjerneboring

For å undersøke botnforholda i Langfjordvatnet vart det kjørt fire lengdeprofil, sju tverrprofil, samt eit rundprofil med georadar på vatnet. Georadar, eller "ground penetrating radar" (GPR) er ein geofysisk undersøkingsmetode basert på refraksjon av elektromagnetiske (EM) bølger som blir sende ned i grunnen (Neal, 2004). Systemet består av ei sendar- og mottakarantenne, ein datamaskin som registrerer og tolkar innkomande signal, ein skjerm, og ein GPS som registrerer koordinatar. Materiale med ulike eigenskapar vil reflektere ulike mengder av energien som blir sendt ut. Delar av bølgeenergien trengjer vidare ned i bakken til den treffer ei ny grenseflate. Ei grenseflate er overgangen til eit anna materiale med andre dielektriske eigenskapar. Den dielektriske eigenskapen avgjer kor godt eit materiale isolerer bølgeenergien. Dette, saman med den elektriske leiingsevna til materialet, blir høvesvis bestemt av vass- og ioneinnhald. Djupet ned til dei ulike grenseflatene er representert ved tovegs gangtid målt i meter per nanosekund (m/ns). Det vil seie den tida EM-bølgjene bruker frå dei blir sende ned i bakken til dei er reflektert tilbake og registrert av mottakarantenna. (Neal, 2004; Muring et al., 1995). Sidan ferskvatn naturleg nok har høg dielektrisitet (styrt av vassinnhald), vil overgangen til eit fastare sedimentlag på botn vere tydeleg slik at georadaren eignar seg godt for måling av vassdjup. Overgangen til fast fjell, eller hardpakka morene, vil også sjåast grunna relativt høgare tettleik (lite vassinnhald). Slik blir også sedimenttjukna og topografien under avdekt. Målingane er gjort på islagt vatn med MALÅ GeoScience AB RAMAC GPR den 14. mars 2011. Det vart nytta ei 25 MHz RTA (Rough Terrain Antenna), eller "slangeantenne", med antenneseparasjon på 6,5 m. Profila vart kjørt med snøscooter som heldt ein snittfart på 9 km/t med målingar kvart 0,07 sek. Georadarprofila er prosessert i Malå sin programvare, RadExplorer 1.41. Figur 3.2 syner lengdeprofil 2 som ferdig prosessert og konvertert til djup utifrå kjende verdiar for bølgjehastigheit i ferskvatn (0,033m/ns) og i vassmetta sand/silt (0,06m/ns) (Davis&Annan, 1989). Det er ikkje utført CMP-målingar (Common Mid Point) på Langfjordvatnet som verifiserer bølgjehastigheita.

Det var sett av ein dag til kjøring av georadarprofil og boring av innsjøkjernar. Borelokalitet for kjerne LFP-111 vart difor valt utifrå antakingar om at vatnet er djupast på midten, og at det følgjeleg også er eit tjukt sedimentdekke der. Medan boringa av LFP-111 føregjekk vart dei til saman tolv georadarprofilane kjørt. Desse vart undersøkt i felt for å bestemme høveleg lokalitet for boring av LFP-211. Figur 3.3 syner ferdig interpolert sedimenttjuknkart.



Figur 3.0.2: Utklipp frå prosesseringsprogrammet RadExplorer 1.41. a) Lengdeprofil 2 (markert med raud linje nede til høgre) etter prosessering. Overgangen frå vatn til sediment er tydeleg. Dei jamne linjene som tilsvarar lause sediment syner eit tjukkare dekke til venstre i profilet, som er nordenden av Langfjordvatnet. Det tyder på at avsetjinga og innlaup til vatnet i hovudsak er frå nord. Overgangen til fast grunn er stadvis vanskeleg å definere. Det er uvisst om overgangen er til berggrunn eller kompakt botnmorene. I sør syner den ujamne botntopografien blokker frå Langfjordura. b) Syner same profil konvertert til djup i meter. Vatn, sediment og fast grunn er skilt frå kvarandre og tileigna høveleg bølgehastighet før konvertering.



Figur 3.3: Sedimenttjukknekart. Kartet er interpolert i ArcGis 10 ut i frå sedimenttjukk frå prosesserte georadarprofil. Blå punkt markerer borelokalitet for LFP-111 og LFP-211.

LFP-111 og LFP-211 vart bora med ein modifisert Piston Corer (Nesje, 1992) gjennom hol i isen (figur 3.4). Det vart slått til dobbelslag under boringa av begge kjernane. Dobbelslag førekjem når prøvetakaren møter hard motstand, som anten kan vere berggrunn, ei steinblokk eller svært harde sediment. LFP-111 og LFP-211 vart teke på 33,4 og 29,4 meters djup og vart høvesvis 364 cm og 227 cm lange. Oppe på isen vart kjernane saga i delar på opp til 1,5 meter, deretter tetta godt att før dei vart frakta til Universitet i Bergen og oppbevart på kjølerom (4°C). Frå same lokalitet som pistonkjernane vart også to HTH-kjerner teke, LFS-111 og LFS-211. HTH-prøvetakaren (Renberg&Hansson, 2008), tek

korte kjerner frå dei øvste og blautaste sedimentlaga. LFS-111 skal sikre data frå dei øvste centimetrane, som kan bli lett forstyrra av pistonkjernane.



Figur 3.4: Hardt arbeid og godt mot under boring av pistonkjerner i kulda. Bruk av taurinse tillet samarbeid og gjer jobben litt lettare.

3.3 Sedimentparametrar

Sommaren 2011 vart kjernane delt i to på langs, der den eine vart lagra som referansedel, og den andre teke med til sedimentlaboratoriet ved Institutt for geovitenskap ved UiB for analysar. Kjernane LFP-111 og LFP-211 vart tekne bilete av, og ein visuell logg med skildringar av fargar, tekstur og sedimenttype vart teikna manuelt. Vidare vart det målt massetettleik (DBD), vassinnhald og glødetap (LOI) på LFP-111 og LFP-211, samt teke røntgenbilete og målt magnetisk susceptibilitet (overflate-MS). XRF, droppsteinsanalyse og bulkmålingar av magnetisk susceptibilitet vart berre utført på LFP-111. Denne kjernen, som er lengst og går lengst tilbake i tid, vart valt som hovudkjerne for analysen vidare. Prøver til radiokarbondatering er også teke ved forskjellige djup frå denne kjernen. Av HTH-kjernane vart berre LFS-111 splitta. Denne vart fotografert, teke røntgenbilete av og målt overflate-MS på. På jordprøvene som vart omtalt i kapittel 2 er det kjørt XRF og gjort bulkmålingar av magnetisk susceptibilitet. Kornstorleik som blir vist til i teksten (grus, sand og silt) er basert på visuell vurdering og våtsikting i samband med droppsteinanalyse og leiting etter makrofossil til radiokarbondatering.

3.3.1 Massetettleik (DBD), vassinnhald (VI) og glødetap (LOI)

Massetettleik (DBD – Dry Bulk Density) er eit mål på porøsitet og gjenspeglar forholdet mellom vekt og volum til ein masse (g/cm^3) (Blake&Hartge, 1986 i; Bakke et al., 2005b). Metoden er eit parameter for minerogen sedimentasjon, og i seinare år er det påvist eit nært forhold mellom DBD-verdiar og brestorleik (Bakke et al., 2005b; Bakke et al., 2010). 10 ml sediment vart teke ut med plastsprøyte for kvar halve cm nedover i kjernane LFP-111 og LFP-211. Prøvene vart vegne (våtvekt), deretter tørka over natta på 105 °C, og vegne igjen (tørrvekt). Vekta til den tørre prøven utgjer DBD, og vektskilnaden frå våt til tørr prøve utgjer vassinnhaldet. Glødetapet (LOI – Loss on Ignition) syner mengd av organisk innhald i ei prøve (Dean, 1974). Dei tørre prøvene vart brent på 550 °C i ein time, med ei oppvarmingstid på 30 minutt. Prøvene vart kjølt ned i eksekator i minimum 30 minutt før brentvekt vart registrert.

3.3.2 Magnetisk susceptibilitet (MS)

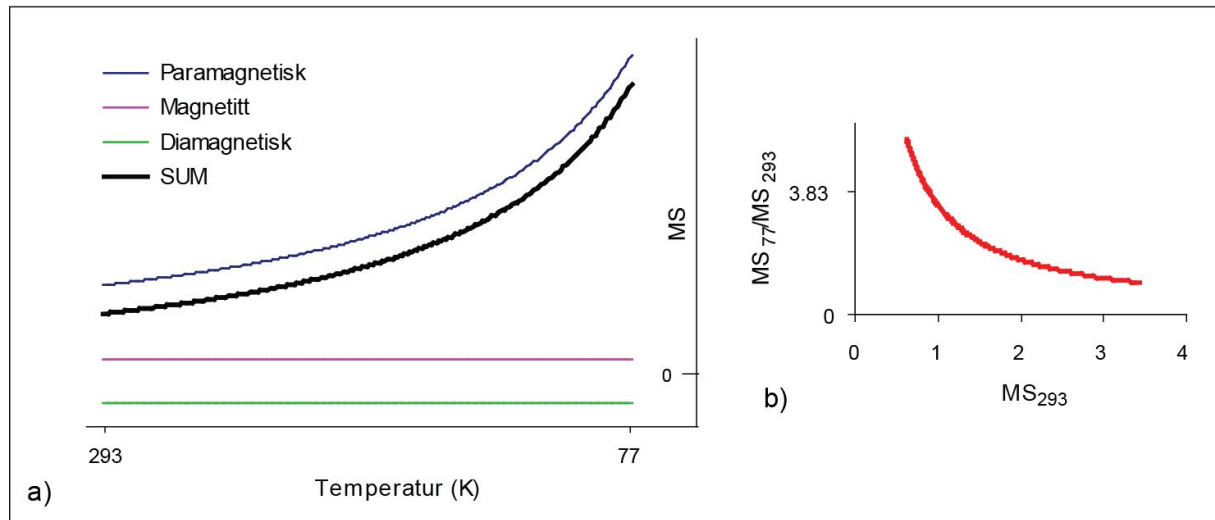
Magnetisk susceptibilitet (MS) er eit uttrykk for den magnetiske eigenskapen til ei prøve. Signalstyrken er avhengig av førekomsten av magnetiske mineral i sedimenta, og blir

tradisjonelt nytta som ein proksy på erosjon og transport i nedslagsfeltet til ein innsjø (Thompson&Oldfield, 1986; Nesje et al., 2000). Sediment i ein innsjøkjerne kan innehalde materiale med tre ulike formar for magnetisme, dia-, para- og ferrimagnetisk. Diamagnetiske partiklar er utan evne til å bli magnetisert, og gjev ein svak negativ susceptibilitet. Denne eigenskapen finst mellom anna i kvarts, feltspat, kalsitt, samt i organisk materiale og vatn. Paramagnetiske mineral let seg magnetisera medan dei er påført eit magnetisk felt, og gjev ein svak positiv susceptibilitet. Leire, pyroksen og amfiboler (bergartsdannande mineral) er klassifisert som paramagnetiske. Ferrimagnetiske mineral, til dømes magnetitt, har ein sterk positiv susceptibilitet. Grunna styrken sin vil susceptibiliteten til ferrimagnetiske mineral dominera signalet i sediment eller bergartar der desse er tilstades. Måling av magnetisk susceptibilitet har i denne studien blitt utført med to ulike metodar.

Overflatemåling av LFP-111, LFP-211 og LFS-111 er gjort på ein Bartington MS2E sensor ved Paleomagnetisk laboratorium ved Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen. Kjernane vart dekte med en tynn plastfolie som hindra materiale i å forureine sensoren. Alle kjernedelane hadde romtemperatur under målinga, og vart kjørt med ei oppløysing på 0,5 cm. Målinga av overflatesusceptibiliteten er ein ikkje-øydeleggjande metode, og utføringa tek relativt kort tid. Metoden eignar seg godt til å samanstill (Nesje et al., 2000) LFP-111 og LFP-211, samt for å sjå at det er overlapp mellom pistonkjernane (LFP-111 eller LFP-211) og HTH-kjernen LFS-111.

Volumsusceptibilitet er målt på jordprøvene frå dreneringsområdet (framgangsmåte for desse vil bli diskutert i kapittel 3.3.7), og på LFP-111 med ei oppløysing på 2 cm (1 cm på kjernedel 2 av 3). Bulkmaterial fra kjernen er fylt i plastpropper på 7,2 cm³, vege, og målt på ein Kappabridge KLY-2 ved same laboratorium. I første omgang er prøvene målt med romtemperatur (293 K). Deretter er dei same prøvene kjølt ned til flytande nitrogen temperatur (77 K) og målt på ny. Forholdet i susceptibiliteten mellom dei to målingane (MS_{77}/MS_{293}) gjev i utgangspunktet utslag på førekomsten av paramagnetiske mineral da desse har en temperaturavhengig susceptibilitet (Lanci&Lowrie, 1997). Susceptibiliteten til dia- og ferrimagnetiske stoff varierer ikkje med temperaturen og vil difor ha ein konstant verdi ved desse to temperaturane. Dette er illustrert i figur 3.5 a) og b). Sidan susceptibiliteten til ei prøve er summen av susceptibiliteten til det dia-, para- og ferrimagnetiske innhaldet i prøva, vil forholdet mellom susceptibiliteten ved 77K og 293K bli påverka av det relative innhaldet av material som innehar dei ulike magnetiske eigenskapane. Dersom ei prøve

inneheld berre paramagnetisk materiale vil 100% av prøva bli påverka av temperaturskilnaden. Forholdet mellom MS_{77} og MS_{293} da 3,83 (Curie's lov). Dess større andelen av ferrimagnetisk materiale er, dess mindre blir skilnaden mellom MS_{77} og MS_{293} . Sediment med høgt organisk innhald og høgt vassinnhald er i hovudsak diamagnetisk, som gjev ein svært låg eller negativ MS_{293} . I slike tilfelle vil temperatureffekten på andelen paramagnetiske mineralkorn i prøva gje stort utslag og MS_{77}/MS_{293} vil kunne overstige 3,83 eller vera negativt.



Figur 3.5: a) Illustrerer korleis den magnetiske susceptibiliteten til paramagnetisk materiale endrar seg med temperaturen frå 293 K til 77 K. Ferri- og diamagnetisme er ikkje sensitive til denne temperaturendringa. Den magnetiske susceptibiliteten til ei prøve er summen av susceptibiliteten til det dia-, para- og ferrimagnetiske innhaldet i prøva, illustrert med svart kurve. b) Der andelen diamagnetisk materiale er stort og MS_{293} låg vil forholdet MS_{77}/MS_{293} kunne overstige 3,83. Der MS_{77}/MS_{293} er mykje lågare enn 3,83 dominerer ferrimagnetiske mineral den magnetiske susceptibiliteten.

3.3.3 Røntgen

Røntgenstråling er ein hurtig og ikkje-destruktiv metode for å syne primære og sekundære sedimentstrukturar nedover i kjernen (Axelsson, 1983). Tettleiken til ulike sedimentlag, og difor endringar i homogeniteten i kjernen, gjev variabel fargemetting i røntgenfilmen. Røntgenbilete syner om nokre av laga har erodert i underliggjande lag, som kan vere ein indikasjon på eit skredlag. Førekomst av droppstein og andre uregelmessigheiter kan også sjåast. LFP-111, LFP-211 og LFS-111 vart skanna med 0.2 mm oppløysing på ITRAX Core Scanner (Croudace, 2006) på sedimentlaboratoriet ved Institutt for geovitenskap. Røntgenbilete vart sidan redigert i Adobe Photoshop CS for betra visualisering.

3.3.4 XRF

X-ray fluorescence (XRF) er ein metode for identifisering av geokjemiske element i ei sedimentkjerne. Førekomsten av ulike element er reflektert av mengd teljingar per sekund nedover overflata av ei splitta kjerne (Jenkins, 1984). Metoden, utført på ITRAX Core Scanner, kan gje ei relativ kvantifisering av grunnstoff frå aluminium (Al) til uran (U) (Croudace, 2006; Rothwell, 2006a). I denne studien er XRF mellom anna nytta som proksey på breerosjon og skredaktivitet, der høgare teljerate for utvalde grunnstoff indikerer tilførsel av minerogene sediment (Jansen et al., 1998; Haug et al., 2001; Guyard, 2007; Weltje&Tjallingii, 2008; Bakke et al., 2009). Ei eventuell ulik mineralsamansetjing i bergartar eller lausmassar frå ulike stader i nedslagsfeltet blir reflektert av ulik relativ elementførekomsst. Gjennom å samanlikne XRF-data frå LFP-111 og jordprøvene frå skredbanar og bekkelaup blir metoden forsøkt nytta for å seia noko om opphavet til sedimenta (Croudace, 2006; Vasskog et al., 2012). Meir om dette i kapittel 3.3.8. Somme element, og forholda mellom utvalde, er nytta for å forklare forskjellige kjemiske prosessar som har påverka sedimenta. XRF-målingane av jordprøvene og LFP-111 er gjort med molybdenrør med ein energiinnstilling på 55 kV og 45 mA og ei oppløysing på 1 mm.

3.3.5 Droppstein

Førekomsst av droppstein nedover i sedimentkjerner har i tidlegare arbeid blitt nytta som proksey på snøskred. Snøskred fraktar med seg planterestar og minerogene partiklar ned på isen om vinteren. Når isen smeltar, søkk partiklane og blir avsette på botn av innsjøen (Luckman, 1975; Seierstad, 2002; Nesje et al., 2007). LFP-111 vart våtsikta for kvar cm gjennom 1 mm-sikt, og partiklar over denne kornstorleiken talt. Deretter vart heile prøva tørka i tørkeskap (50 °C) og talet på droppstein dividert med prøva si totale tørrvekt. Forholdstalet er registret sidan prøvene hadde varierende storleik. Tørrvekta av dei minerogene prøvene låg mellom 15-22 g, medan tørrvekta til prøvene frå gytjedelen av kjernen er nede i 1,5-5 g. Dei store vektskilnadane gjer at verdiar frå nedre og øvre kjernehalvdel ikkje bør samanliknast. Storparten av alle droppsteinane som vart funnen nedover heile kjernen hadde ein diameter mellom 1 og 3 mm.

3.3.6 Radiokarbondatering

For å kunne lage ein aldersmodell for LFP-111 vart det til saman henta ut 14 prøver med terrestriske makrofossil frå ulike lag i kjernen. I tillegg vart ein prøve frå botn av LFP-211

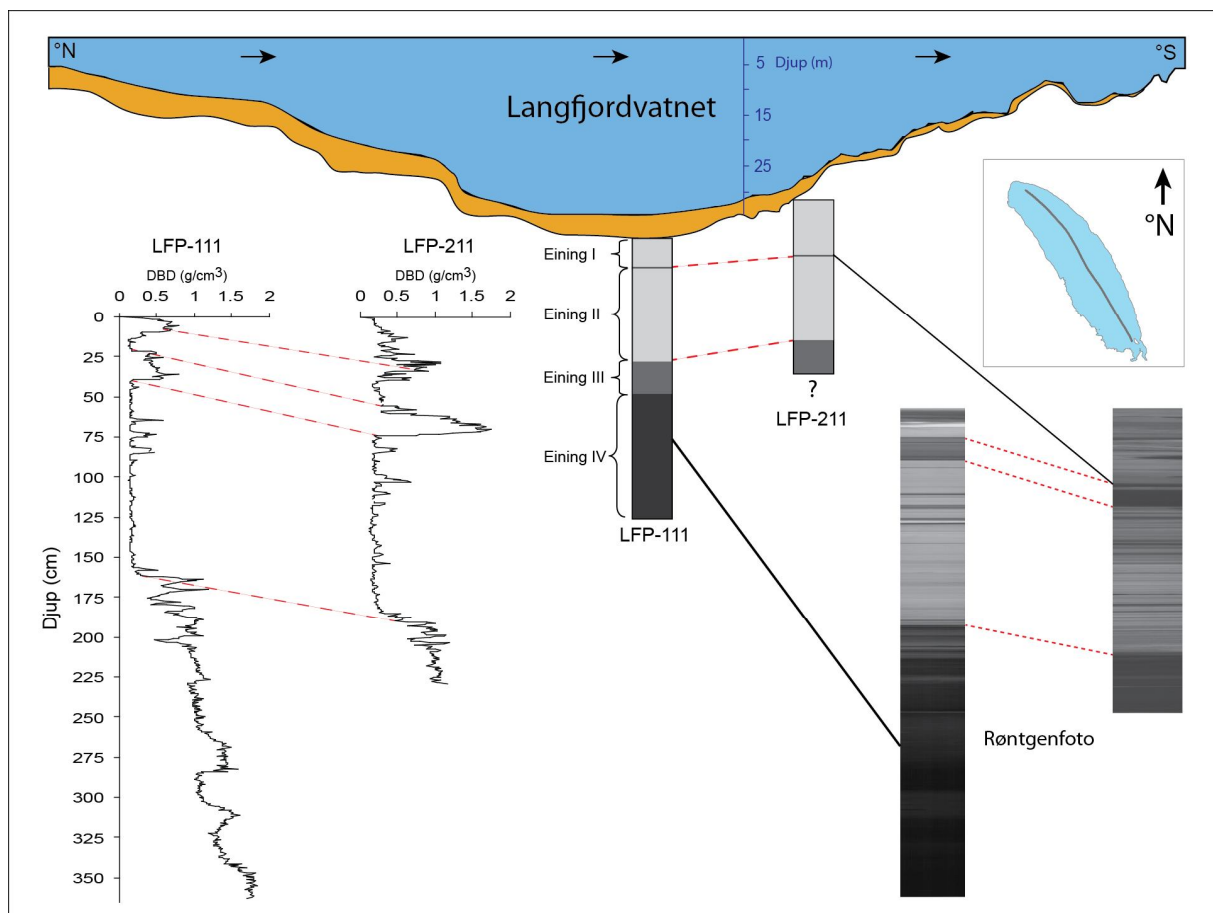
henta ut for å kunne gje eit samanlikningsgrunnlag for dei to kjernane. Desse vart sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen for ^{14}C -datering. Aldrane har blitt kalibrerte frå ^{14}C -år til år før notid (kal. år BP = før 1950 e.Kr) med Clam 2.0 i programpakken R (Blaauw, 2010). Makrofossila som skulle daterast vart henta ut frå 1 cm tjukke skiver nær sedimentlag i kjernen som hadde utslag i forskjellige sedimentparametrar. Prøvene vart sikta, i samband med droppsteinleiting, gjennom 1 mm, 125 μm og 63 μm -sikert. 125 μm -fraksjonen vart studert i mikroskop og makrofossil plukka ut herfrå. I nokre tilfelle vart større fraksjonar av planterestar plukka direkte frå 1 mm-sikta, for sidan å bli studert nærmare og reinsa under mikroskop. Kvalitetssikring og identifisering vart gjort av Dr. Scient Anne E. Bjune ved Institutt for Biologi, UiB, før prøvene vart tørka i romtemperatur og vegne. Resultatet av dateringsprøvene er presentert i kapittel 3.4.3.

3.3.7 Jordprøver

Jordprøve 3-26 vart skilt i tre fraksjonar (<63 μm , 63-250 μm og 0,250-1 mm) ved våtsikting, deretter tørka på 50°C og vegne. Storparten av organisk materiale vart forsøkt skylt vekk. Prøvematerialet vart fylt opp i plastproppar på 7,2 cm³, og i tilfelle med lite materiale vart oasis nytta som fyll langs sidene. XRF vart kjørt med energiinnstillingane 55 kV og 45 mA, med ei oppløysing på 1 mm. Snittverdien av dei 10 midtre målingane vart nytta i kvar prøve. For prøver der materialet ikkje dekkja heile overflata av plastproppen, vart snittverdien basert på færre målingar. Volumsusceptibilitet blei målt med rom temperatur (293 K) og med flytane nitrogen temperatur (77 K) som omtalt i kapittel 3.3.2.

3.4 Resultat

Basert på visuell lagdeling, fysiske-, og geokjemiske eigenskapar er den lengste kjernen, LFP-111, delt inn i fire einingar (figur 3.5 og 3.9). Nedste eining (IV) frå 363-207,5 cm er minerogen og består i hovudsak av grå silt. Eining III, 207-162 cm, representerer ein overgang, med vekslende svarte og grå lag, frå minerogene sediment til gytje med varierende brunfarge i eining II (161,5-39 cm). Frå 38,5 cm skjer ei markant endring i fysiske og geokjemiske eigenskapar som utgjør overgangen til øvste eining (I). LFP-211 er korrelert mot LFP-111 utifrå røntgenbilette, overflate-MS og DBD, meir om dette i kapittel 3.5.1. Dei to kjernane er noko forskjellige, men som figur 3.5 syner, er eining III, II og I også representert i LFP-211. Vidare blir resultat frå kvar eining i begge kjernane skildra i større detalj utifrå fysiske og geokjemiske parametrar. Data blir presentert kronologisk, frå eldst til yngst. Geokjemiske resultat blir skildra for heile LFP-111 i kapittel 3.4.3 (figur 3.9). HTH-kjernen, LFS-111, er for kort til å overlappa LFP-111, men er samanstillt med toppsedimenta i LFP-211.



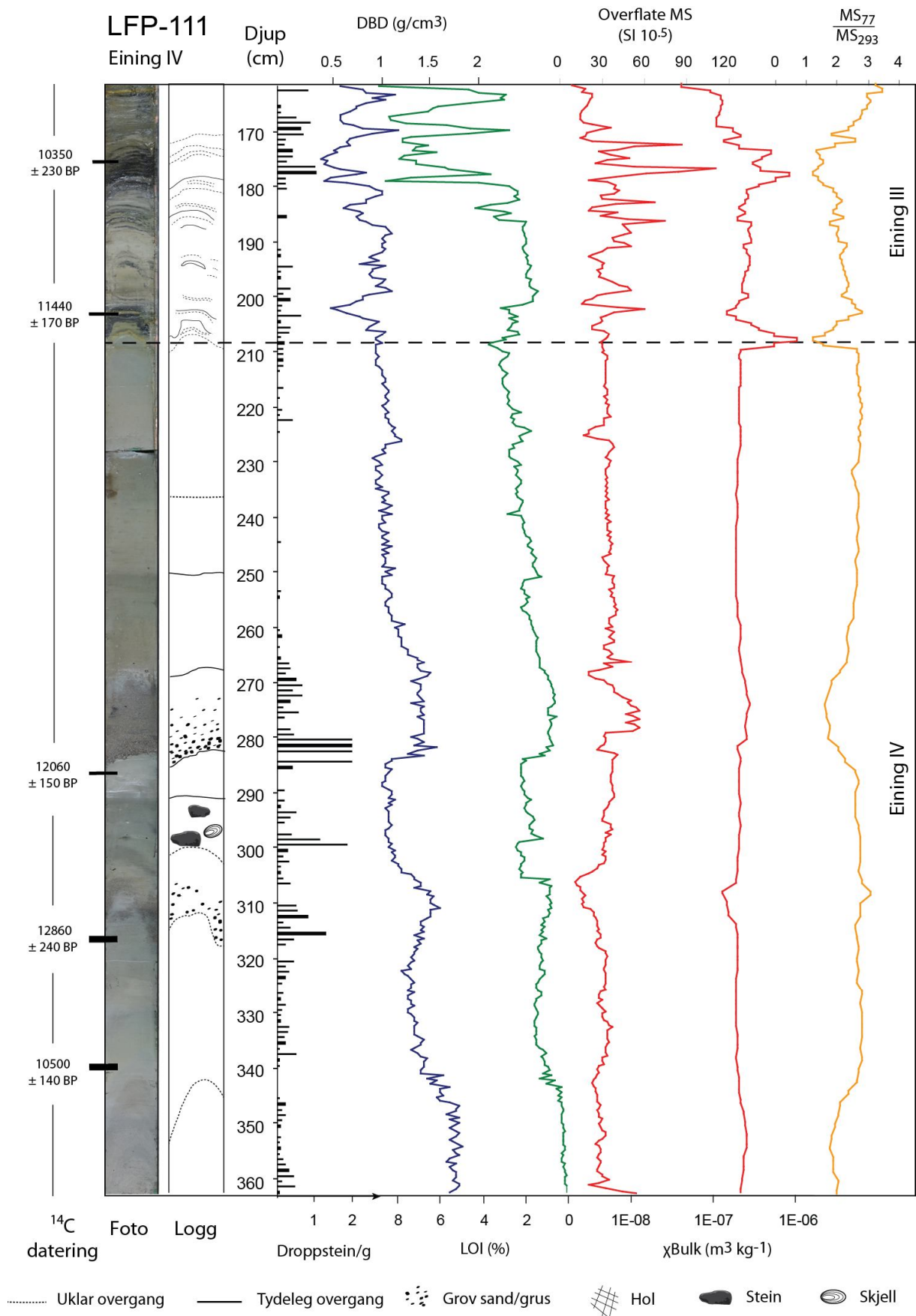
Figur 3.5: Profil med vassdjup og sedimenttjukk. Syner også borelokalisitet og korrelasjon av LFP-111 og LFP-211. Basert på DBD og røntgenbilette kan tre av fire einingar identifiserast i LFP-211. Oversiktsfiguren oppe til høgre syner Langfjordvatnet og plasseringa av profilet. Svarte piler indikerer retninga vatnet drenerer, frå nord mot sør.

3.4.1 Presentasjon av LFP-111

Eining IV (363-207,5 cm)

Botn av kjernen opp til 339 cm er lys grå og sandhaldig med ein relativt høg tettleik (DBD) på $\sim 1.7-1.8 \text{ g/cm}^3$ og låg gjennomsnittleg glødetapsverdi (LOI) på 0,39 %. Herifrå fell DBD gradvis ned til $1,2 \text{ g/cm}^3$ medan LOI aukar til $\sim 1,6 \%$. Ved 322 cm byrjar ein uklar overgang til ein sekvens med grushaldige sediment der DBD går opp (til 1.6 g/cm^3) og LOI ned (til 0.82 %). Sekvensen blir avslutta ved 306 cm med ein brå oppgang i LOI-verdiar (0,87-2,19 %) som er høg til verdien brått fell att ved 299 cm. Herifrå stig LOI gradvis før eit nytt fall (ned til 1,13 %) ved 284 cm, der DBD-verdiane har ei plutsleg auke ($1.10-1.44 \text{ g/cm}^3$). Ein markant overgang frå lysegrå, siltige sediment til eit 18 cm tjukt sand- og grushaldig lag er godt synleg i kjernen, og gjev eit kraftig utslag i droppstein (opptil 644 fraksjonar $>1 \text{ mm}$ i cm 283). Som loggen i figur 3.4.1 syner skrå gruslaget og ser ut til å ha erodert ned i det underliggjande sedimentlaget. Opp mot 265 cm ser kornstorleiken ut til å minke gradvis før meir homogene sediment med grågrøn farge overtek. LOI har ein stigning frå 1,41-2,12 % fram til 252 cm, der ein overgang til lysare sediment utgjer eit fall i LOI-verdi til 1,24 %. Overgangen gjev ikkje utslag i DBD-verdiane som fell jamt før dei stig att mellom 229 cm og 226,5 cm, frå $0,92-1,2 \text{ g/cm}^3$. Til toppen av eininga fell DBD ned til $0,95 \text{ g/cm}^3$ medan LOI stig til 3.69 %. Gjennomsnittleg DBD og LOI for heile eining IV er høvesvis $1,26 \text{ g/cm}^3$ og 1,58 %. Ved 295-296 cm vart det funne delar av eit skjell, og to kantrunda steinar med diameter på 3 cm og 4,5 cm vart funne ved høvesvis 300-297 cm og 294-292 cm.

Overflate-MS ($\text{SI} \cdot 10^{-5}$) har fram til det grove sand- og gruslaget ved 284 cm ein snittverdi på 29,63. I samanheng med den grushaldige sekvensen som startar frå 322 cm fell MS-verdien og er nede i 12 før den ved 303 cm er oppe i 28 att. Ved 282,5 cm fell først verdien til 26 før den brått aukar til 57 ved 278,5 cm og held seg mellom 57 og 47 til 273,5 cm der verdien i løpet av 4,5 cm fell ned til 20. Etter eit høgare utslag (50) mellom 267 cm og 266 cm har MS eit relativt stabilt nivå (i snitt 34,36), med ei svakt nedgåande trend, fram til toppen av eining IV. Fallet kurva gjer mellom 224 cm og 226 cm blir ikkje sett på som reelt da dette er i overgangen mellom to kjernedelar, og kan heller ikkje sjåast i χ Bulk-målingane. Ei brå endring i magnetiske parametrar mot overgangen til eining III er tydeleg i χ Bulk og $\text{MS}_{77}/\text{MS}_{293}$ -forholdet, som frå 210,5 cm til 207,5 cm endrar seg høvesvis frå 222,4 til 1011,4 ($\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$) og 2,69 til 1,2. $\text{MS}_{77}/\text{MS}_{293}$ -forholdet ligg i gjennomsnitt på 2.46 gjennom eininga, men i botn (363-244 cm) og ved 279-268 cm er forholdet nede i høvesvis 1,8 og 1,5.



Figur 3.6: LFP-111, eining IV og III (363-162 cm). Syner ¹⁴C-dateringar, foto, loggskisse, droppstein (> 1 mm) pr. gram og endringar i DBD, LOI (invers), overflate-MS, χ Bulk og MS_{77}/MS_{293} .

Eining III (207-162 cm)

Frå botn av eining III (207 cm) dalar DBD-verdien frå 1,03 til 0,46 g/cm³ i løpet av 4,5 cm. Ein tilsvarende varians er gjeldande for resten av eininga (mellom 1,18 og 0,37 g/cm³), med høgast amplitude ved 199,5 cm, 189 cm, 182 cm, 170,5 cm og 164 cm, og låge verdiar ved 202,5 cm, 194,5 cm, 184,5 cm, 179,5 cm, 175,5 cm, 169 cm og 162 cm. LOI-verdiane har fram til 189 cm jamnare verdiar enn DBD (i snitt 2,11 %) før dei byrjar å svinge mellom 2,31 og 8,35 % motsett av mønsteret til DBD-verdiane.

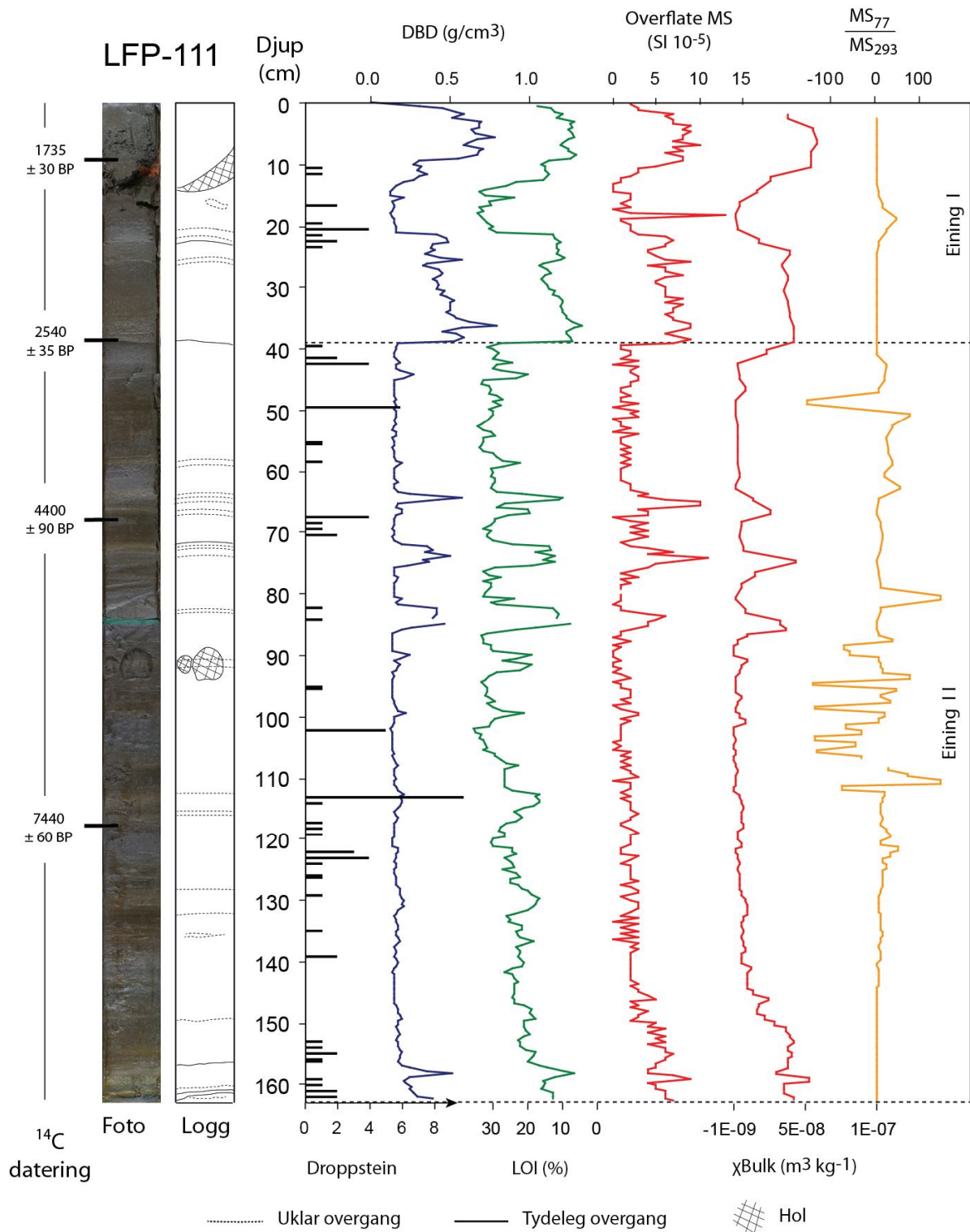
Overflate-MS og χ Bulk har tydeleg høgare varians i eining III enn i dei andre einingane i kjernen (merk at, χ Bulk er presentert på logaritmisk skala i figur 3.6). χ Bulk har ei anna oppløysing (her 1 cm) enn overflate-MS (0,5 cm) og kan forklare kvifor nokre av amplitudane i dei to parametrane ikkje samantfall så godt i denne eininga med hyppige lagdelingar. Dei fem høgste verdiane for MS (frå 60 til 111 SI*10⁻⁵) er ved 202,5 cm, 186,5 cm, 183 cm, 177 cm og 172,5 cm. MS₇₇/MS₂₉₃-forholdet byrjar med låg verdi (1,2) i overgangen frå eining IV fram til 203 cm. Forholdstalet ligg mellom 2 og 3 fram til ein nedgang i sekvensen med svartfarga sediment mellom 180 cm og 173 cm (1,2). Mot toppen av eininga stig forholdet til 3,4.

Eining II (161,5-39 cm)

I eining II byrjar ein ny sedimenttype som ikkje har vore til stades lengre nede i kjernen. Gjennomsnittleg DBD-verdi (0,17 g/cm³) er tydeleg lågare enn i eining III (0,8 g/cm³), og LOI-verdiane syner følgjeleg eit høgare organisk innhald (23,81 % i eining II, 3,81 % i eining III og 1,58 % i eining IV). Gjennomsnittleg MS-verdi for eining II er nede i 2,8 SI*10⁻⁵. Gytje i skiftande brunnyansar utgjer bakgrunnssedimenta gjennom heile eininga, berre stadvis avbroten av laminerte lag på 0.5-5 cm med høgare tettheit (DBD), samt utslag i både LOI og MS. Førekost av droppstein (>1 mm) ser ikkje ut til å ha ein samanheng med desse laga. Utifrå dei fysiske og magnetiske parametrane i figur 3.8 er det særleg fem sekvensar som skil seg sterkt ut frå over- og underliggjande sedimentlag. Desse er mellom 158,5-157 cm, 86-82 cm, 75,5-72 cm, 65,5-64 cm og 45-44 cm. Vidare utskiljing av sekvensar vil bli diskutert i kapittel 3.4.2, der også ulike geokjemiske parametrar vil vere med å identifisere moglege episodiske hendingar. Frå 148 cm overstig MS₇₇ og MS₂₉₃ det paramagnetiske forholdstalet, 3,83 (sjå kapittel 3.3.2). Kurva svingar hyppig frå verdiar over 100 til verdiar under -100.

Eining I (38,5-0 cm)

Ein overgang til lysare sediment og ei brå endring i fysiske parametrar markerer byrjinga av eining I. DBD-verdien stig frå 0,18 til 0,52 g/cm³ i løpet av 39-38,5 cm samstundes med at senka LOI-verdiar (frå 38% til 7.32 %) indikerer høgare minerogent innhald. Parametrane held jamne verdiar, med tre toppar der signala forsterkast ytterlegare (ved 36,5 cm 26,5 cm og 22,5 cm). Overflate-MS følgjer same mønster som DBD. Mellom 22-10 cm fell DBD (til 0.21 g/cm³ i gjennomsnitt) og MS att medan LOI stig til 25.52 % i gjennomsnitt. I løpet av dei øvste 9,5 cm er parameterverdiane tilsvarande som i byrjinga av eininga, før DBD og MS syner ei fallande, og LOI ei aukande, trend frå 3 cm til toppen. I eining I har MS₇₇/MS₂₉₃-forholdet stabile verdiar på mellom 3,1 og 4,5 frå 40-24 cm og 10-2 cm. Mellom her er forholdstalet oppe i 47.



Figur 3.7: LFP-111, eining I og II (161,5-0 cm). Syner ¹⁴C-dateringar, foto, loggskisse, teljing av droppstein (> 1 mm) og endringar i DBD, LOI (invers), overflate-MS, χ Bulk og MS_{77}/MS_{293} . Hol i graf ved manglande data.

3.4.2 Presentasjon av LFP-211

Eining III (227-183 cm)

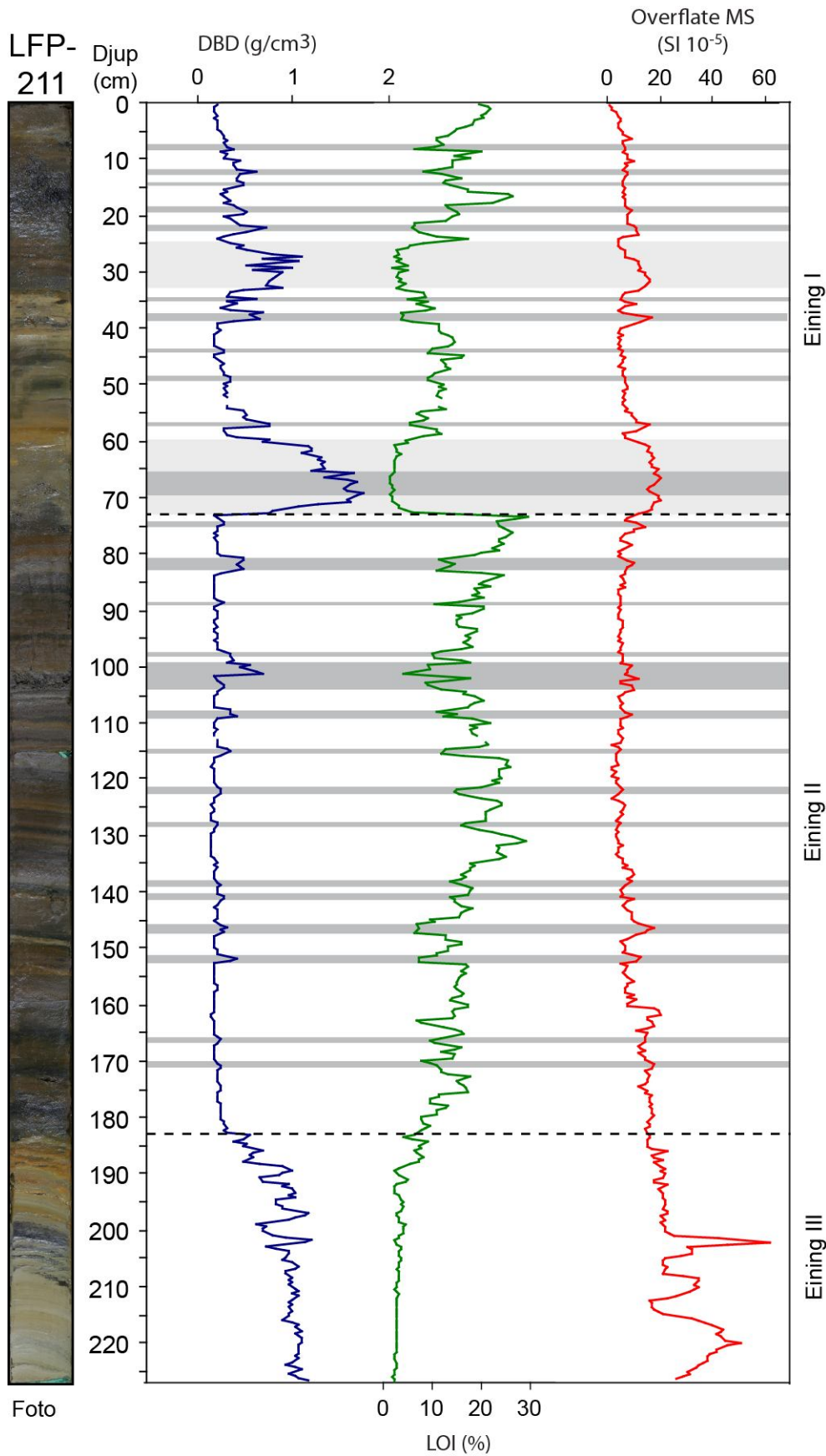
Botn av kjernen har minerogene sediment med DBD-verdier nær 1 g/cm^3 fram til 203 cm, der verdien byrjar å svinge mellom $0,7\text{-}1,2 \text{ g/cm}^3$. Frå 203 cm vekslar fargen på laga mellom grå, svart og gulaktige. LOI-verdiane er svakt aukande gjennom eininga (2,18-9,2 %) med mest auke siste 5 cm. Signalet frå overflate-MS ($\text{SI} \cdot 10^{-5}$) aukar raskt frå botn og opp til 220,5 cm (22-51). Ved 214 cm er verdien nede i 17 før to nye utslag ved 211-209 cm (33) og 203-202 cm (62). Fram til 186 cm er signalet nokså stabilt på om lag 20, før det fell til 15 mot slutten av eininga.

Eining II (182,5-74 cm)

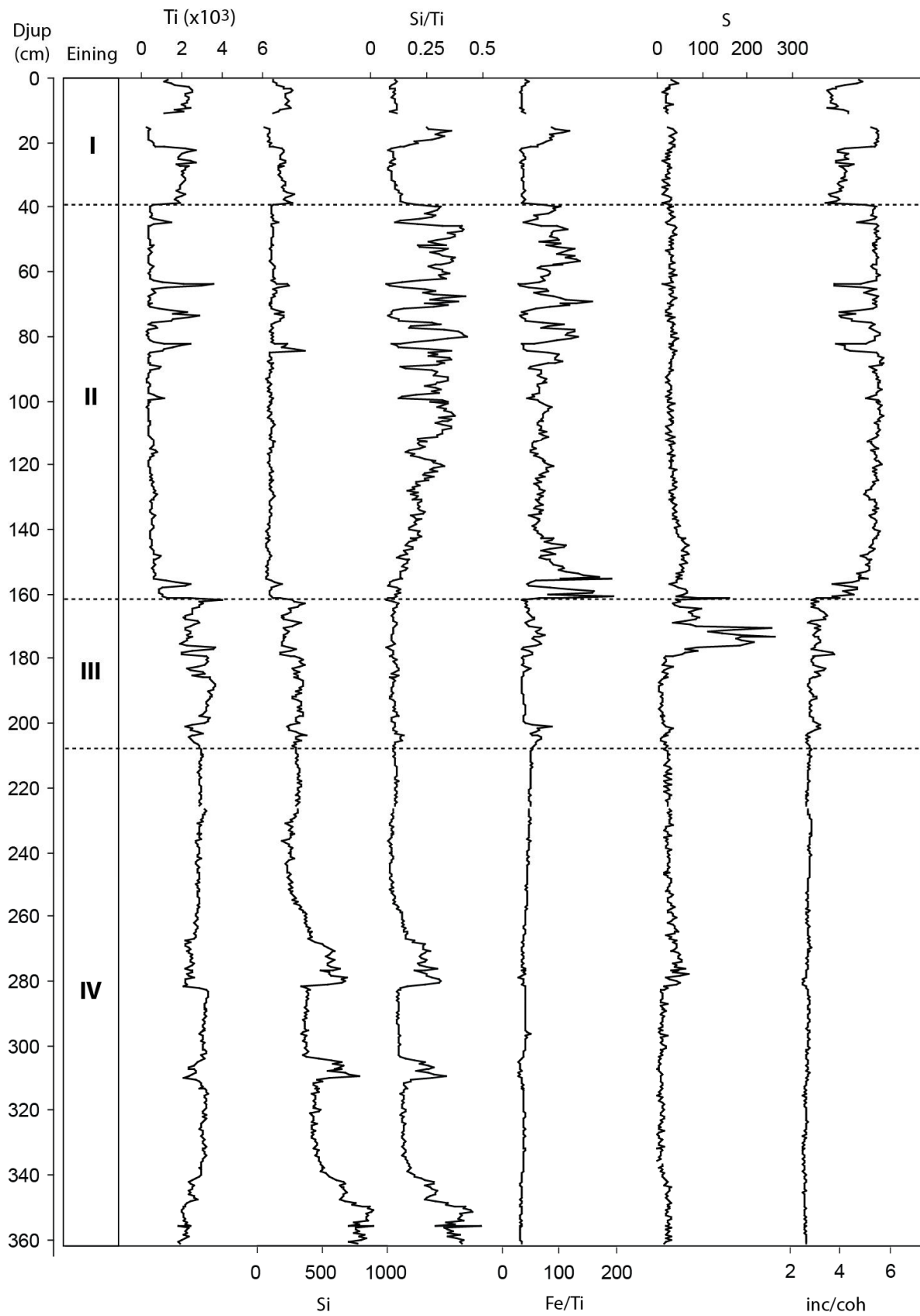
Sedimenta består av gytje med lågare DBD (i snitt $0,21 \text{ g/cm}^3$) og ein gjennomsnittleg høgare LOI-verdi (16,49 %) enn i eining III. Amplituden til LOI er relativt stor gjennom eininga (opp til 29,1 % ved 131 cm og nede i 4,22 % ved 101,5 cm). Brå fall i glødetapsprosenten samanfell i alt 15 gongar med aukingar i DBD (frå $0,18\text{-}0,68 \text{ g/cm}^3$ på det meste). MS har ein svakt fallande trend gjennom eininga (14-4), men syner ein liten oppgang i storparten av sekvensane der DBD og LOI har utslag.

Eining I (73,5-0 cm)

Den øvste eininga byrjar med eit hopp i DBD frå $0,2$ til $1,6 \text{ g/cm}^3$. Signalet held seg høgt fram til 59 cm, der det fell til $0,3 \text{ g/cm}^3$. I denne sekvensen med høgare tettheit er det fire toppar der DBD stig ytterlegare ($1,74 \text{ g/cm}^3$ på det meste ved 69,5 cm). LOI-verdiane ligg jamt nede på om lag 1,9 % mellom 74 cm og 61 cm, medan MS her har auka utslag (mellom 15 og 18). Ved 58,5 cm er MS nede i 6, og DBD i $0,28 \text{ g/cm}^3$, medan LOI har auka til 11,1 %. DBD har nokre små svingingar, men held det låge nivået fram til 39,5 cm. Her aukar amplituden til parametrane att, særleg for DBD og LOI, som held fram å svinge motsett av kvarandre. I alt 11 (event 13) slike utslag er talt i eining I. MS signalet jamnar ut og går svakt nedover (12-2) frå 23 cm til toppen av kjernen. LOI har ein stigning frå 6,34 % til 22 % dei siste 8,5 cm, medan DBD fell jamt frå $0,39$ til $0,19 \text{ g/cm}^3$.



Figur 3.8: LFP-211. Syner foto, inndeling i einingar og endringar i DBD, LOI, og overflate-MS. Grå linjer markerer utslag i signala til parametrane. Hol i graf ved manglande data.

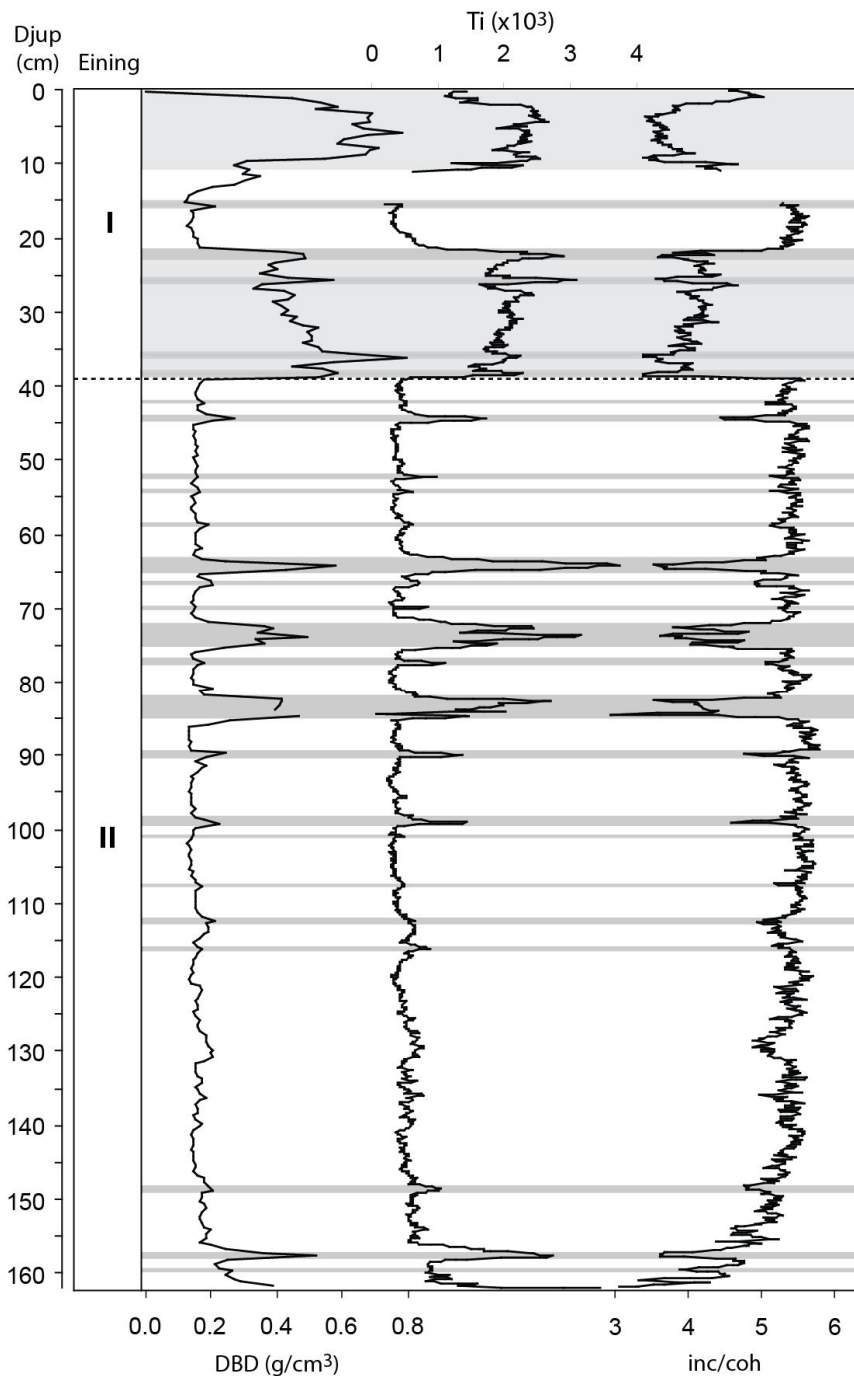


Figur 3.9: LFP-111. Endringer i utvalgte geokjemiske element og forhold (0,5 cm-oppløysing): Ti, Si, Si/Ti, Fe/Ti, S og inc/coh. Stipla linje markerer overgang mellom einingar.

3.4.3 Geokjemi

Figur 3.9 syner eit utval av geokjemiske element og forhold, med 1 mm-oppløysing, som gjev ei god spegling av sedimentsjonsendringar i dei ulike einingane i LFP-111. Titan og silisium har ein tydeleg høgare førekomst i eining IV og III (2810 teljingar/sek og 416 teljingar/sek) enn i eining II, der signalet i hovudsak er nede på 400-500 teljingar/sek og 100-120 teljingar/sek. I eining I aukar førekomsten att mellom 39 cm og 22,5 cm og mellom 11,5 cm og 3 cm til eit nivå litt under det i eining IV og II, medan signalet mellom 22 cm og 12 cm er som det dominerande signalet i eining II. I eining IV har titan og silisium spegelvente grafar med utslag i botn, mellom 310 cm og 305 cm, og mellom 282,5 cm og 268 cm, der silisium har ei relativ auke medan titan går ned. Gjennom resten av kjernen er hovudmønsteret til dei to parametrane nokså like. Forholdet mellom dei, silisium/titan, gjenspeglar silisium-innhaldet i eining IV. I eining III har forholdet ingen særlege utslag, men i eining II stig forholdstalet saman med auka amplitude i grafen. Utslaga til titan i enkelte sekvensar i eining II har større amplitude enn utslaga til silisium. Dette gjev ein nedgang i silisium/titan-forholdet i dei gjeldande centimetrane, samt i eining I, der eit lågt silisium/titan-forhold i størst grad reflekterer eit auka titan-innhald. Forholdet mellom jern og titan har ei jamn stigning gjennom eining IV (32,4-50,5), avbrote ved 310-305 cm og 382,2-270 cm det forholdstalet har ei svak senking. I eining III syner grafen to små toppar ved 205 cm og 201 cm, og ei svakare auke mellom 179 cm og 167 cm med svingande verdiar. Ved 205 cm og 201 cm samantfall jern/titan-oppgangen med to gulaktige lag i kjernen. I overgangen til eining II har forholdet eit utslag med stor amplitude, frå 32,5 ved 162 cm til 193,4 ved 160,5 cm, og eit tilsvarande utslag like over, mellom 155 og 153,5 cm. Også her kan ein gulaktig farge i kjernen observerast, særskilt ved 160,5 cm. Mellom 147,5 og 143,5 har jern/titan-forholdet ei auke før det resten av kjernen i hovudsak følgjer grafen til silisium/titan. Svovel har ei låg gjennomsnittleg teljerate for heile kjernen (30,5/sek), men i eining III har parameteren eit tydeleg utslag mellom 176,5 cm og 170,5 cm (opptil 261/sek ved 173 cm). Ein mindre topp kan sjåast lengre nede mellom 203 cm og 202 cm. Begge desse utslaga samantfall med svarte lag i kjernen (figur 3.7). Forholdet mellom usamanhengande og samanhengande spreining (inc/coh) er stabilt lågt i eining IV ($\sim 2,67$), medan det i eining III er nokre svingingar held det seg framleis lågt før forholdstalet stig i overgangen til eining II ($\sim 5,5$). Resten av kjernen er grafen i stor grad motsett frå grafen til titan. Figur 3.10 syner utvalte parametrar med høgare oppløysing (1 mm) for eining II og I. Utifrå DBD (0,5 cm), titan, og inc/coh er i alt 25 lag

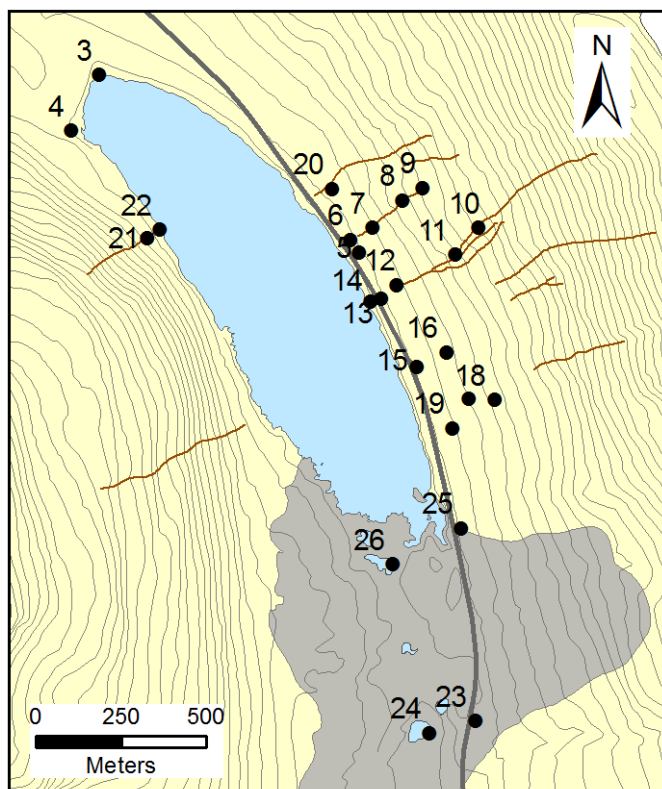
med særmerkt utslag registrert. Felles for disse er brå auke i DBD, auke med større amplitude i titan og titan/silisium, og nedgang i inc/coh-forholdet.



Figur 3.10: LFP-111, eining I og II (0-161,5 cm). Høgoppløyselig (1 mm) XRF-data for Ti og inc/coh. DBD som uavhengig parameter med 0,5 cm-oppløysing. Utslag i parametraner er markert med grå bakgrunn, lysere grå for vedvarande endringar i signal. Hol i graf ved manglande data.

3.4.4 Jordprøver

Lokalitetane til jordprøvene som er teke frå ulike sedimentasjonskjelder i nedslagsfeltet til Langfjordvatnet er synt i figur 3.11. Prøve 3 er teke i ein liten bekk som leier vatn frå overflateavrenning gjennom botnmorenen og inn til langfjordvatnet. Prøve 4 er teke i eit gammalt smeltevassslaupe der det i dag renn ein liten bekk som kjem ned frå fjellsida i vest. Prøvene 5-20 er frå ulike høgder i skredbanar på austsida av vatnet. Materialet er henta frå bekkelaup, utanom i prøve 5, 8 og 9 som er teke i skredmaterialet utanfor bekkelaupa. Prøve 21 og 22 er frå ei vifteforma snøskredavsetjing frå vestsida av vatnet. Prøve 23-26 er teke i frå



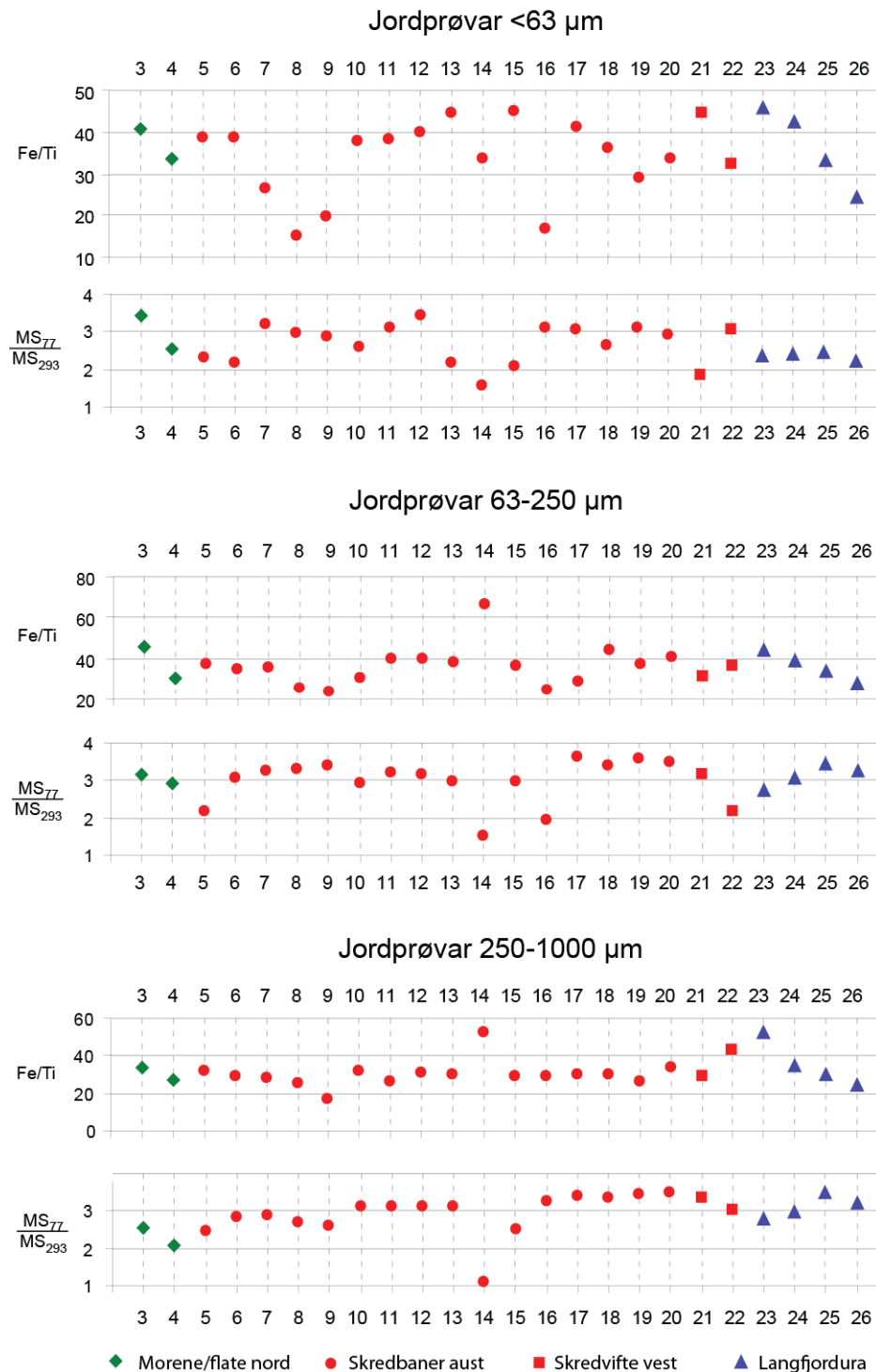
● Jordprøve ■ Langfjordvatnet ■ Langfjordura
— Skredbaner — Fylkesveg 347

opne vatn ved kanten og inne i Langfjordura, for å representere materiale som kan ha tilknytning til fjellskredet. I figur 3.12 er alle jordprøvene presentert med parametrane jern/titan og MS_{77}/MS_{293} . Prøvene er sortert i grupper etter kjelde og prosess, og etter kornstorleik (<63 μm , 63-250 μm og 250-1000 μm).

Figur 3.11: Oversikt over jordprøvelokalitetar. Prøve 1 og 2 er teke utanfor nedslagsfeltet til Langfjordvatnet og er ikkje blitt analysert.

Størst variasjon mellom jordprøvene er det mellom dei to finaste fraksjonane (figur 3.12). Prøve 7, 8, 9, 16 og 26 skil seg ut med eit relativt lågt jern/titan-forhold (<27) i prøvene <63 μm . Dette gjeld i liten grad for dei to andre fraksjonane, der prøve 14 skil seg ut med eit høgare jern/titan-forhold (>60 og >50). Same prøve skil seg også ut frå dei andre med ein lågare MS_{77}/MS_{293} -rate. Prøve 14 er teke nedst i den midtarste skredbanen på austsida av vatnet, og er den einaste prøven som er teke nedanfor bilvegen. Prøver i frå dei same skredbane, eller frå om lag same høgde, syner verdiar som er like verdiane i prøver frå nordsida av vatnet og/eller prøvene ved ura. Det kan difor ikkje identifiserast særlegne verdiar

som skil dei forskjellige avsetjingsprosessane og kjeldeområda i denne studien frå kvarandre. Alle jordprøvene er tørka og skilt i same kornfraksjonar, men sidan organisk materiale ikkje er fjerna, kan dette ha påverka prøvene ulikt. Det er mogleg at fjerning av organisk materiale, og/eller sortering etter andre kornfraksjonar hadde gjort at jordprøvene gav resultat som var lettare å knyte til ulike avsetjingar i kjernen.



Figur 3.12: Jordprøve 3-26 skilt i tre ulike kornfraksjonar (<63 µm, 63-250 µm og 250-1000 µm). Presentert med Fe/Ti og MS₇₇/MS₂₉₃. Legg merke til at skalaane går opp til forskjellige verdiar i dei ulike kornfraksjonane.

3.4.5 Diatomear

Ved sju djup (tabell 1) i kjernen vart det teke ut prøver for å undersøke førekomst av diatomear. Hensikta var å fastslå om Langfjordvatnet inneheld marine sediment under dei lakustrine. Preparering og sjølv analysen vart utført av førsteamanuensis Øystein Strand Lohne, ved Institutt for geovitenskap. Resultata tyder ikkje på at det er marine sediment i kjernane frå Langfjordvatnet, men ein kan likevel ikkje avvise moglegheita. Funn av skjell ved 295-296 cm djup kan indikere marint opphav.

Tabell 1: Resultat frå diatoméprøver

Kjernerdjup (cm)	Diatoméfunn	Miljø
331-330	Ingen observerte skall	?
296-295	Ingen observerte skall	?
241-240	Ingen observerte skall	?
210-209	Lav konsentrasjon av diatoméskall: <i>Frustulia rhomboides</i> , <i>Cymbella minuta</i> , <i>Eunotia</i> sp., <i>Aulacoseira</i> sp., <i>Pinnularia interrupta</i>	Ferskt
204-203	Ingen observerte skall	?
176-175	Ingen observerte skall	?
160-159	Meget høg konsentrasjon av skall. Totalt dominert av: <i>Pinnularia interrupta</i>	Ferskt

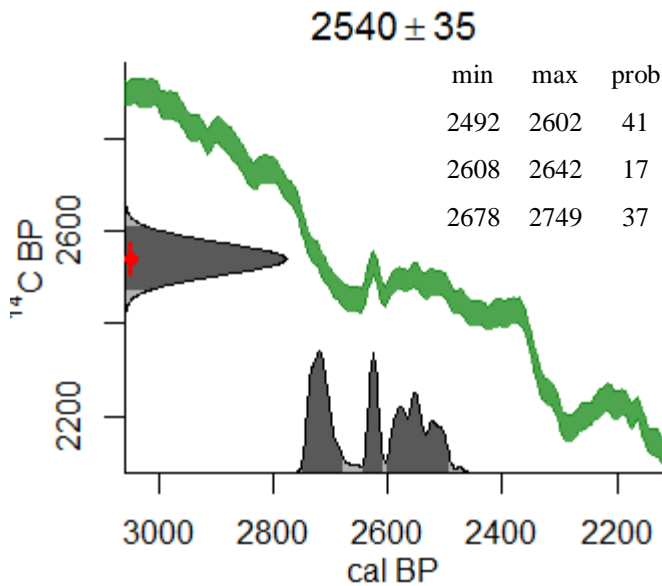
3.5 Datering og aldersmodell

Av dei 15 prøvene som vart sendt inn til ^{14}C -datering, kom ni av dei tilbake med ein alder, medan seks hadde for lågt karboninnhald til å gje resultat, sjå tabell 2. Aldrane er kalibrerte til kalender år og blir presentert som år før notid, 1950 (BP). Åra representerer snittalderen frå 2 standardavvik (0.95) for den tidsperioden i ^{14}C -kurva med høgst sannsyn. I tilfeller der det er fleire tidsperiodar med høg sannsyn er gjennomsnittet frå fleire periodar nytta. Dette gjeld Poz-46350 som treff eit lite platå kurva og får difor utslag innan tre periodar, sjå figur 3.13. Eit slikt platå reflekterer redusert atmosfærisk ^{14}C -aktivitet i ein gitt periode (Walker, 2005). Utanom den øvste prøven var fragmenta av makrofossila i prøvene for små til å bli identifisert på artsnivå. Svært nedbrote planterestar kan vere ein grunn til at berre dei fire øvste dateringane har ein feilmargin på under 100 ^{14}C -år. Nedste daterte prøve (Poz-46359) kom ut med invers alder i forhold til dei tre prøvene over, og er difor forkasta. Dette til trass for at

denne prøva har eit lågare standardavvik. På den andre sida hadde Poz-46359 den minste prøvevekta, og prøvematerialet var ikkje av betre kvalitet enn prøvene over. Det er vanskeleg å forklare korleis ei prøve har fått ein for ung alder. Anten har prøva blitt forureina under prøvetaking, eller ved splitting av kjernen, eller har det skjedd ein feil på laboratoriet under behandling og/eller analysen av prøva.

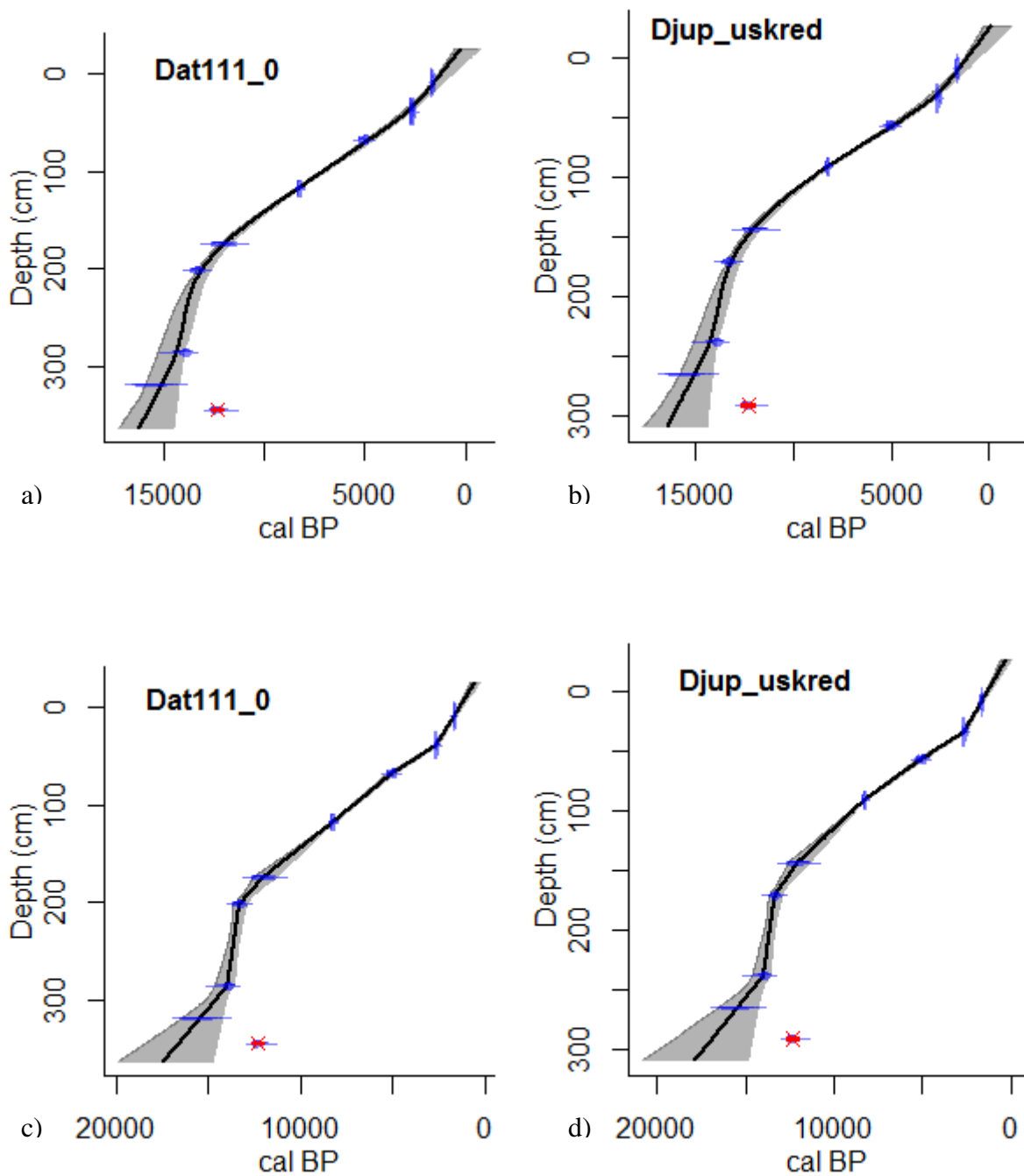
Tabell 2: ^{14}C -dateringar og aldrar i kalenderår før notid (BP).

Lab.nr	Kjerne	Djup (cm)	Material	Vekt (mg)	^{14}C år BP	Kal. år BP	Gj.snitt år BP
Poz-46349	LFP-111	09-10	Terrestrial plant fragments; leaf, wood, bark.	4.3	1735 ± 30	1563-1711 (95%)	1637
Poz-0	LFP-111	20-21	Terrestrial plant fragments	0.5	>0	*	*
Poz-46350	LFP-111	39-40	Terrestrial plant fragments	3	2540 ± 35	2492-2602 (41%) 2608-2642 (17%) 2678-2749 (37%)	2621
Poz-46351	LFP-111	68-69	Terrestrial plant fragments	1	4400 ± 90	4844-5289 (95%)	5067
Poz-46352	LFP-111	118-119	Terrestrial plant fragments	3.7	7440 ± 60	8166-8384 (95%)	8275
Poz-46353	LFP-111	175-176	Terrestrial plant fragments	0.7	10350 ± 230	11388-12639 (94.4%) 11354-11376 (0.6%)	12014
Poz-46355	LFP-111	202-203	Terrestrial plant fragments	1	11440 ± 170	12960-13696 (95%)	13328
Poz-0	LFP-111	230-231	Terrestrial plant fragments; possible aquatic moss	0.4	>0	*	*
Poz-0	LFP-111	268-269	Terrestrial plant fragments; bark, twig, moss	0.7	>0	*	*
Poz-46356	LFP-111	286-287	Terrestrial plant fragments	0.7	12060 ± 150	13563-14526 (93.6%) 13492-13556 (1.4%)	14045
Poz-0	LFP-111	301-302	Terrestrial plant fragments	0.5	>0	*	*
Poz-46357	LFP-111	319-321	Terrestrial plant fragments; possible aquatic moss	0.6	12860 ± 240	14481-16559 (93.7%) 14250-14336 (1.3%)	15520
Poz-46359	LFP-111	345-347	Terrestrial plant fragments; possible aquatic moss	0.4	10500 ± 140	11985-12664 (95%)	12325
Poz-46360	LFP-111	358-360	Terrestrial plant fragments	0.6	>0	*	*
Poz-46362	LFP-211	224-226	Terrestrial plant fragments; moss	0.6	>0	*	*

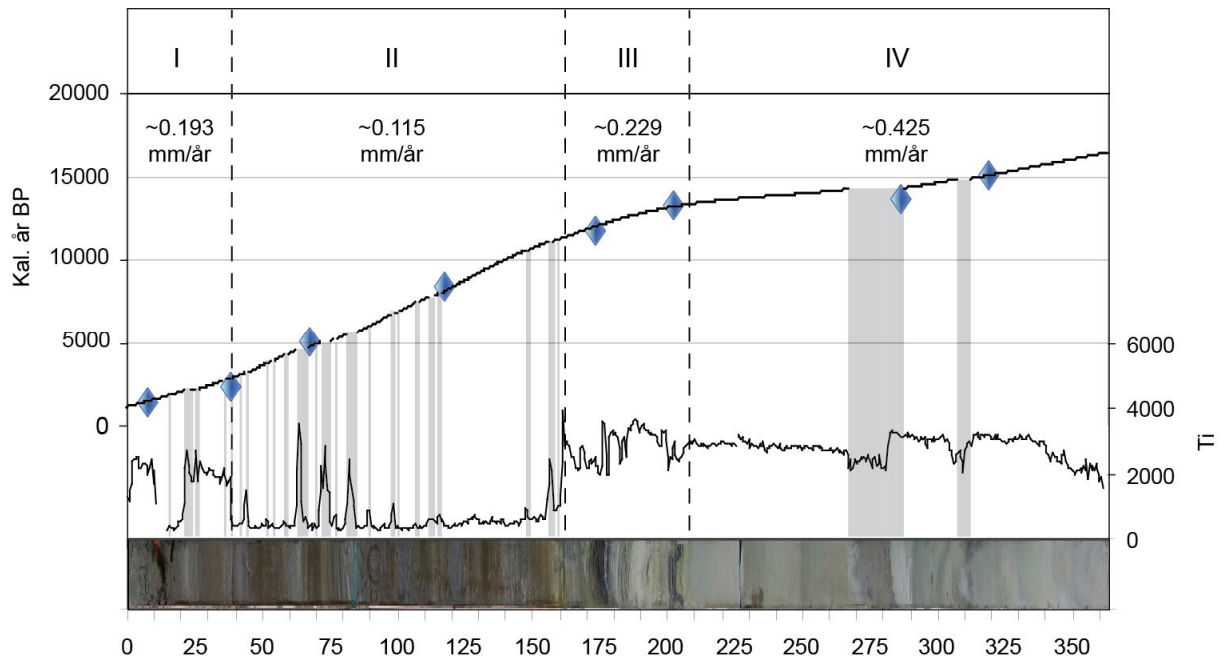


Figur 3.13: Kalibrering av Poz-46350 frå 39-40 cm i LFP-111. ^{14}C -dateringa (2540 ± 35) treff eit platå i ^{14}C -kurva (grøn linje) slik at kalibreringa til kalenderår er meir usikker. I dette tilfellet får prøva fleire moglege aldrar innan tre ulike periodar.

På bakgrunn i dei åtte aksepterte dateringane er det interpolert fire aldersmodellar for heile LFP-111. Samanstillinga med LFP-211 syner at det manglar minst 26 cm på toppen av LFP-111. Toppen av LFP-211 ser ut til å ha ein relativt god korrelasjon med LFS-111, som representerer dei øvste sedimentlaga ved LFP-111 sin lokalitet (sjå figur 3.16). Basert på dette er dagens alder programmert i aldersmodellane til å vere ved -26 cm. To av modellane, a) og c), i figur 3.14 er interpolert utan å ta omsyn til lag i kjernen som er avsett av hendingar. Desse vil gje ei høg sedimentasjonsrate i delar av kjernen der det er markert skredlag. Enkelthendingar representerer ikkje den kontinuerlege sedimentasjonen, og er difor ekskludert i modell b) og c). Av dei fire aldersmodellane som er føreslått, er modell b) valt ut til representere sedimentasjonsraten til LFP-111. Det er her nytta ein "smooth spline"-interpolasjon som gjev ei jamnare kurve enn modell c) og d), der den lineære interpolasjonen mellom kvar datering fører til ei kantete kurve. Modell a) og b) har også ein meir truverdig interpolasjon av dei nedste 44 centimetrane. I aldersmodell b) er episodiske hendingar fjerna for ei meir korrekt utrekning av sedimentasjonsraten. Raten er synt for kvar eining i figur 3.15. Eining IV i botn av kjernen har den høgste gjennomsnittsraten på 0,425 mm/år. Nest høgst har eining III, med 0,229 mm/år. Det akkumulerast minst sediment per år (0,115 mm) i eining II, medan i eining I stig raten noko, til 0,193 mm/år.



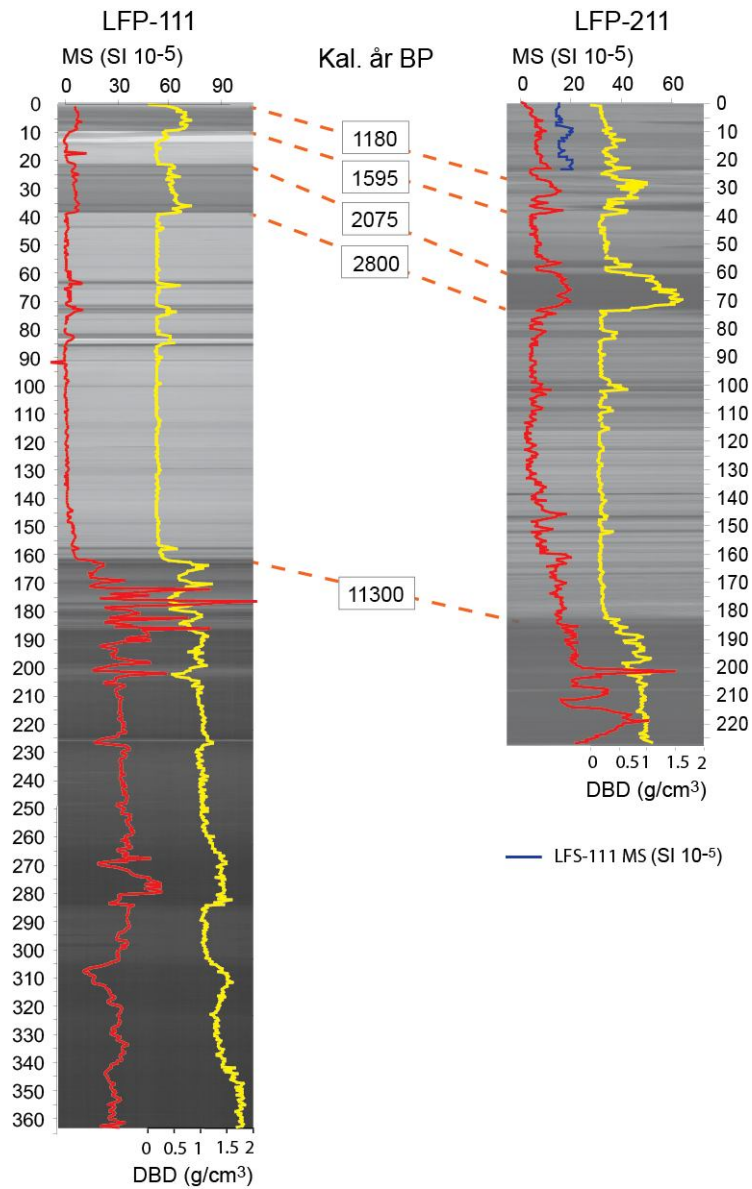
Figur 3.14: Aldersmodellar for LFP-111 laga i Clam 2.0 Den nedste dateringa (12375 kal BP) er markert raud og ekskludert frå modellen grunna invers alder. Svart linje representerer medianalder, og grå sone syner standardavviket med fjerning av modellerte inverse aldrar. Modell a) og c) tek ikkje omsyn til lag avsett av hendingar. I b) og d) er desse laga, i alt 54 cm, fjerna før dei vart satt inn i modellen. Modell b) og d) har difor ein anna djupneskala, der også posisjonen til dateringane er justert. Kurva til a) og b) er basert på modellen "smoothing spline" (smoothing 0,3), medan på c) og d) er det brukt lineær interpolasjon (smoothing 0,2) mellom dateringane.



Figur 3.15: Alder/djup-modell for LFP-111. Modellen er basert på dei åtte dateringane markert med blå punkt. Grafen illustrerer endringar i titan mot djup. Hendingar, markert med grå søyler, er teke ut frå modellen slik at sedimentasjonsraten, som er rekna ut for kvar eining, representerer kontinuerleg sedimentasjon. 0 cm i kjernen har ein ekstrapolert alder på 1100 kal. år BP.

3.5.1 Alderoverføring frå LFP-111 til LFP-211

I figur 3.16 er LFP-111 og LFP-211 forsøkt samanstilte på grunnlag av like trekk i DBD- og MS-verdiane, samt røntgenbileta av dei to kjernane. Føremålet er å sjå om dei to kjernane har liknande utslag i parametrane innanfor dei same tidsromma. LFP-211 har ingen dateringar, slik at alder difor er overført frå LFP-111 frå områder som kan bli identifisert i sedimentparametrane (DBD og MS) og til begge kjernane. Dette var mogleg ved fem djup i LFP-211 (183, 74, 61, 37 og 26 cm). Det blir understreka at ein aldersmodell basert på interpolerte aldrar frå ei anna kjerne er lite nøyaktig, og er difor berre brukt for å samanlikne dei to kjernane over eit tidsintervall på fleire hundre år. Figur 3.16 syner ein relativt god korrelasjonen mellom toppen av LFP-211 og LFS-111. Sidan desse ser ut til å overlape kvarandre fullstendig, er det gått ut i frå at toppen av LFP-211 representerer dagens alder.



Figur 3.16: Samanstilling av LFP-111 og LFP-211 med overføring av alder i kalibrerte år BP. Korrelasjon av ulike djup i dei to kjernane er basert på like trekk i DBD- (gul) og MS-grafane (raud), samt røntgenbileta. LFS-111 er korrelert mot toppen av LFP-211 basert på MS.

3.6 Tolking av sediment i LFP-111 og LFP-211

Grovt sett kan LFP-111 delast i to hovudeiningar. Ein minerogen del nedst, og ein holosen del prega av høgt organisk innhald over. Sediment frå nedre halvdel kan ikkje sjåast att i lag i øvre halvdel og omvendt. Denne klare skilnaden tyder på at avsetjingsmiljøet har gjennomgått ei endring som reflekterer svært ulike sedimentasjonskjelder og agensar. Under følgjer to avsnitt om avsetjingsprosessar som har vore viktige for sedimenttilføringa til Langfjordvatnet. Her blir døme på korleis glasiale prosessar og spor etter masserørsle har blitt identifisert i andre arbeid skildra. Dette blir vidare forsøkt knytt til ulike sediment i LFP-111. Til slutt er hendingar identifisert i dei to øvste einingane i LFP-111 og LFP-211 samanlikna i tid.

3.6.1 Glasial aktivitet

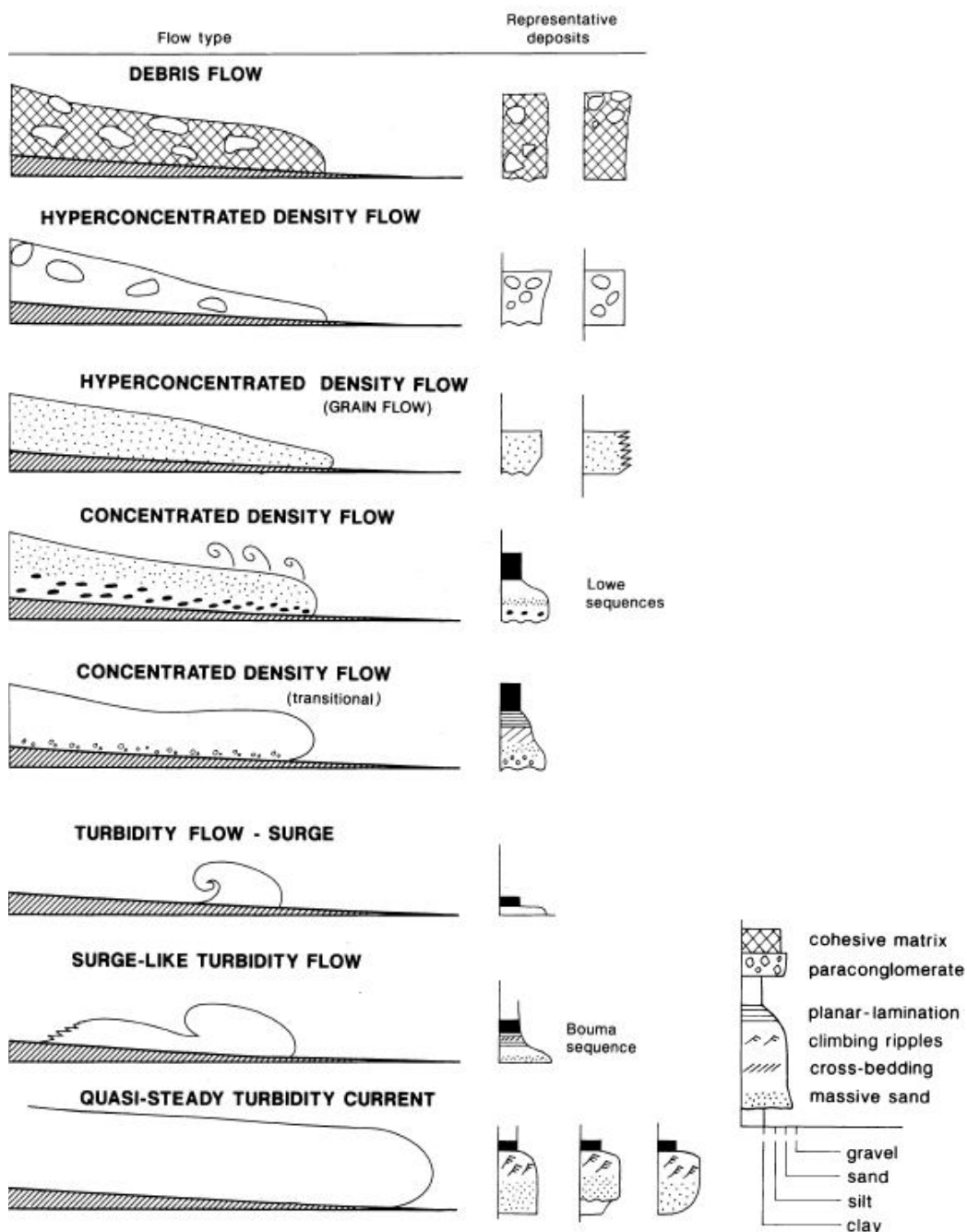
Glasialt derivert materiale blir danna ved erosjon av berggrunnen under såla til ein bre (Karlén, 1976; Smith&Ashley, 1985). Materialet, med kornstorleik som varierer frå leir til grus (Bakke et al., 2005b), blir transportert ut i dreneringsområdet av smeltevatn. Det er straumstyrken til smeltevasselva som avgjer kor store kornstørrelsar som blir frakta. Desse vil minka med auka avstand frå breen, eller mengde sedimentasjonsfeller. Materialet blir avsett der elva sin kompetanse går ned, til dømes i eit vatn (Karlén, 1981). Glasiale sediment er kjenneteikna av eit høgt minerogent innhald, der høgt organisk innhald (LOI) fungerer som ein invers indikator på breaktivitet (Karlén, 1976). Høge DBD-verdiar tyder at sedimenta er tettpakka og har låg porøsitet, reflektert av lågt vassinnhald. Størst tettleik er vanleg i glasifluviale sediment med dårleg sortering (Bakke et al., 2005b). Høge MS-verdiar i innsjøsediment blir nytta som indikator på erosjon og transport av klastisk materiale (Snowball&Thompson, 1990), og er ofte knytt direkte til breaktivitet (t.d. Snowball, 1993; Matthews et al., 2000; Nesje et al., 2000; Nesje et al., 2001) der ein synkande trend i MS reflekterer ein minkande bre. Av geokjemiske parametrar har titan blitt nytta i samband med glasial erosjon (Bakke et al., 2009). Silisium er bestanddel i kvarts og det nest vanlegaste element i jordskorpa, og er difor eit viktig parameter for terrestrisk materiale og erosjonsproduktivitet (Rothwell, 2006a). Høge silisiumteljingar kan i somme tilfeller med kvartshaldig berggrunn ha samband med auke i kornstorleik (Zhao et al., 1995). I paraglasiale miljø har tidlegare brear forma bratte dalsider og avsett mengder av sediment som i ettertid har vore tilgjengeleg for erosjon og resedimentasjon. Dette kan komplisere tolkinga av sedimentparametrane, da paraglasialt materiale ofte har same signatur som glasialt

materiale (Ballantyne, 2002; Rubensdotter&Rosqvist, 2009). Ein føreslått metode for å skilje ut paraglasialt materiale er å sjå på forholdet mellom jern og titan eller mangan og titan (Croudace, 2006). Jern og mangan er ustabile geokjemiske element og difor utsett for redoksprosessar. Det betyr at dei til dømes ofte blir utsette for oksideringsprosessar. Når normalisert mot titan, som er eit stabilt element, kan redoksvariasjonen i jern og mangan fastsetjast (Haug et al., 2001; Croudace, 2006). Sedimenta kan ha gjennomgått redoksprosessar anten ved oksiske tilstandar på botn av innsjøen, eller ved subaeril eksponering før materialet har blitt frakta til vatnet. I identifiseringa av reint glasiale sediment bør difor sediment som er utsett for redoksprosessar utelukkast.

3.6.2 Masserørsle/skred

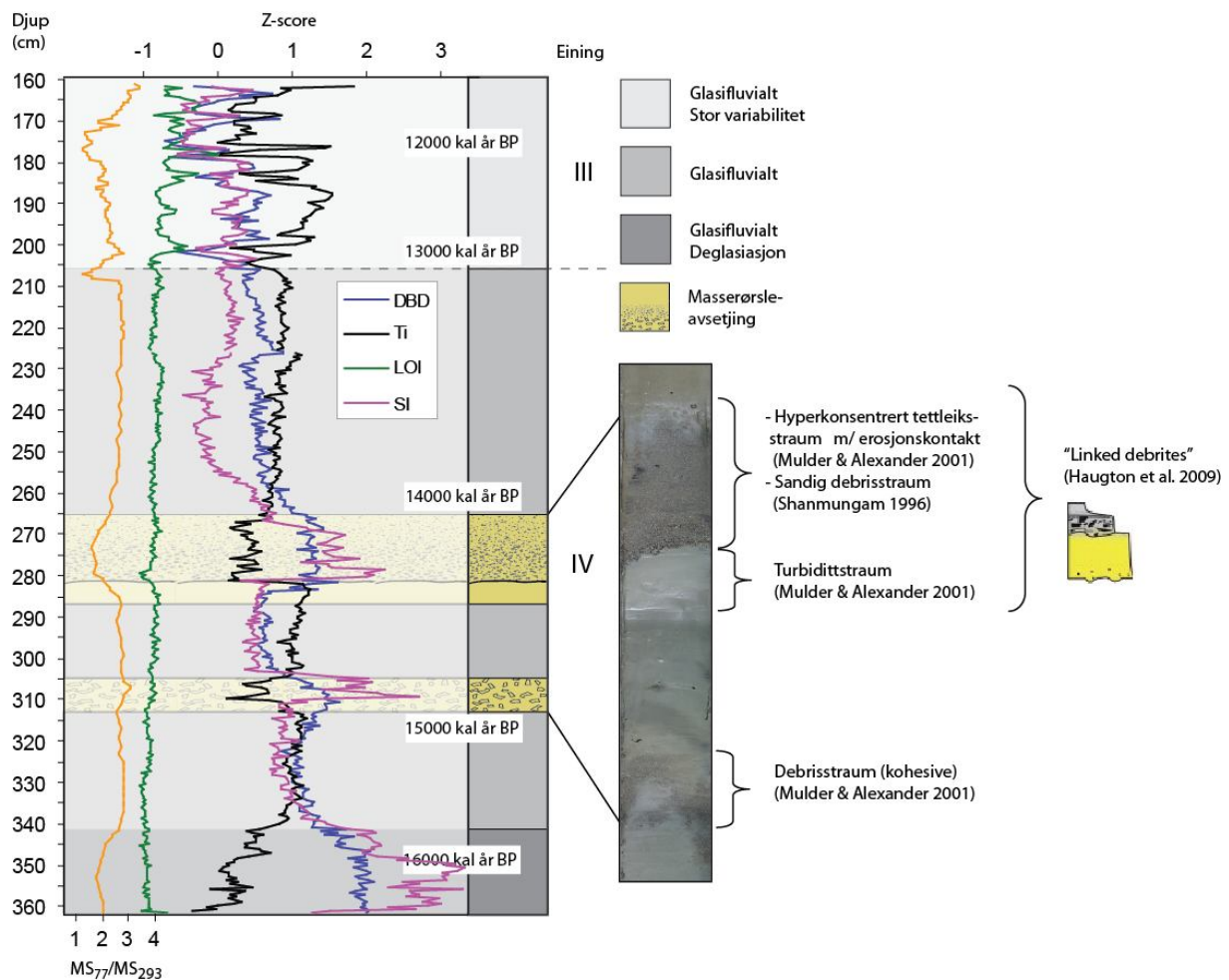
Masserørsleavsetjingar i ei sedimentkjerne er ein episodisk avsetjing som, til dømes, stammer frå terrestriske skred (fjell-, stein-, eller snøskred) og massestraumar, eller ulike sedimenttransporterande tettleiksstraumar (density currents). Tettleiksstraumar er undersvasstraumar drivne av sedimentmetta vatn som, grunna ein høgare tettleik enn vatnet rundt, vil strøyma ned langs skråninga i vatnet (Lowe, 1982). Storparten av forskinga som er gjort på avsetjingar frå masserørsle er i marine sediment, med særleg fokus på tettleiksstraumar (t.d. Bouma, 1962; Lowe, 1982; Shanmugam, 1996; Mulder & Alexander, 2001; De Blasio, 2006; Rothwell, 2006b; Haughton et al., 2009). Slike straumar er anten samanhengande (cohesive) eller ikkje-samanhengande (incohesive). Terminologi og vidare klassifisering av undersvasstraumar varierer i litteraturen. Figur 3.17 syner ein skjematisk oversikt over korleis Mulder & Alexander (2001) definerer ulike tettleiksstraumar og kva avsetjingsstruktur som er forventa. Masserørslepåverknad i lakustrine miljø er mindre utforska (t.d. Sletten et al., 2003; Nesje et al., 2007; Støren et al., 2008; Vasskog et al., 2011). Sedimentlag frå masserørsler har blitt påvist gjennom dårleg sortering og grovare kornstorleikar enn det den kontinuerlege sedimentasjonen har (Mulder & Alexander, 2001). Sletten et al. (2003) identifiserte debrisavsetjingar i kjernar frå Ulvådalsvatet i Romsdalen som brå overgangar til sandrike sediment med lågt total karbon- og vassinnhald. I laga var det også observert gradering frå innslag av grus nedst til meir siltig sand øvst, og eit høgt innhald av terrestriske makrofossil. Dette vart tolka til å vere turbidittstraumar med høg tettleik forårsaka av terrestriske massestraumar som har gått ut i vatnet. Vasskog et al. (2011) skilde ut masserørsle og flaumlager frå glasifluvial bakgrunnsedimentasjon ved nedgang i forholdet mellom rubidium og strontium (Rb/Sr). Eit høgare Sr-innhald indikerte større innslag av kjemisk forvittra terrestrisk materiale frakta inn til innsjøen. Snøskred vart vidare identifisert ved å sjå på

gjennomsnittleg kornstorleik, polymodal distribusjon og sorteringsgrad (Vasskog et al., 2011). Oppgang i titan og jern er nytta som prokxy på auka tilførsel av terrestrisk materiale, og kan knytast direkte til skredaktivitet eller auka nedbør og avrenning (Haug et al., 2001). Nesje et al. (2007) tolka førekomst av droppstein (> 1 mm) i kjernar frå Vanndalsvatnet nær Jostedalen som teikn på snøskred (kapittel 3.3.5).



Figur 3.17: Oversikt over ulike tettleikstraumar og forventa avsetjingsstruktur etter disse. Klassifisering og illustrasjonar modifisert etter Mulder & Alexander (2001).

3.6.3 Eining IV og III – Seinglasial og Yngre Dryas



Figur 3.18: Sedimenta i den minerogene delen (eining IV og III) av LFP-111. Z-score for DBD (blå), Ti (svart), LOI (grøn) og Si (lilla) syner parametervariasjon mot djup. Tre typar masserørsleavsetjingar er identifisert, samanhengande (kohesiv) debrisstraum, turbiditt- og hyperkonsentrert tettleiksstraum (Mulder & Alexander, 2001). Dei to sistnemnde er tolka å stamme frå ei og same hending, og er avsett som ein "linked debrites" (Haugton et al., 2009), sjå tekst for forklaring.

Glasifluviale sediment

Det høge innhaldet av minerogent materiale i eining IV og III blir reflektert av høge DBD-verdiar, høg teljerate for titan og silisium, og svært låge LOI-verdiar. Storparten av sedimenta i denne eininga er difor tolka å vere avsett av glasifluviale prosessar. Spor frå lokalgalsiasjon som vart kartlagt like nord for Langfjordvatnet (kapittel 2.) støtter opp under denne tolkinga. Breen frå Høgtinden har fram til om lag 11300 kal år BP, ved utgangen av yngre dryas, drenert smeltevatt ut i Langfjordvatnet. Sidan det vart observert eit større nordgåande smeltevasslaup frå morenesystemet etter denne breen, er det ikkje sikkert at overgangen til meir organiske sediment i LFP-111 tydar at breen har smelta vekk. Figur 3.18 syner tolkinga av dei ulike sedimenta i eining IV og III. Av dei glasifluviale seksjonane syner DBD-verdien

at sedimenta har høgast tettleik nedst i kjernen (363-340 cm), der det er synleg innslag av grov sand, og eit jamt innhald av partiklar over 1 mm. Silisium har i denne sekvensen høgare verdiar enn nokon anna stad i kjernen, medan titan har låge verdiar samanlikna med resten av dei minerogene sedimenta. Også i andre geokjemiske element, som ikkje har blitt omtalt i denne studien, har i sekvensen i botn av kjernen verdiar som skil seg frå resten, eit utval er presentert i vedlegg 6. Dei nedste 23 centimetrane er på grunn av overnemnde diskusjon tolka å innehalde sediment frå deglasiasjonen som har eit anna opphav enn dei overliggjande glasiale sedimenta. Dette indikerer også MS₇₇/MS₂₉₃ der eit lågare forholdstal i nedste sekvens syner til eit høgare innslag av ferrimagnetiske mineral (magnetitt) samanlikna med resten av dei glasifluviale sedimenta. Ei anna forklaring på denne sedimentsekvensen kan vere at breen frå Høgtinden var større og meir aktiv i den aktuelle perioden. Størst tettleik er vanleg i glasifluviale sediment med dårleg sortering (Bakke et al., 2005b). Tettleiken i dei glasiale sedimenta minkar oppover i eining IV, og er tolka til å reflektere ei betre sortering. Silisium syner same trend. Endringane i desse parametrane kan vere ein indikasjon på at sedimentproduksjonen under breen og difor materialtilgangen, eller transportevna for smeltevasstraumen inn til Langfjordvatnet minkar. Om dette reflekterer endringar i breaktivitet eller omlegging av dreneringa frå breen vil ikkje bli diskutert vidare, da dette ikkje er fokus for denne studien. Eining III, med ein alder frå om lag 13300-11300 kal år BP, representerer overgangen inn i yngre dryas (12800-11500 kal år BP) og vidare inn i holosen. Sedimentparametrane syner store fluktuasjonar i denne eininga. Dette kan komme av at tilføringa av sediment frå breen har vore ustabil. Svarte lag i eininga (ved 203,5-202 cm og 177-171 cm, sjå figur 3.7) er tolka til å reflektere anoksiske botnforhold i vatnet. Sedimenta er truleg avsett i eit kaldt og tørt klima under yngre dryas, da is på vatnet over lengre periodar har hindra omrøring i vassøyla. (Asikainen et al., 2006). Ved mangel på oksygen blir det utvikla sulfid som inneheld svovel (Kokryatskaya et al., 2003), og særleg i den øvste svarte sekvensen syner XRF-dataene auka innhald av svovel (figur 3.9) som underbyggjer tolkinga. Anoksiske tilstandar kan også vere forklaring på utslaga i dei magnetiske parametrane i eining III. Særleg overflatesusceptibiliteten, som har den høgaste oppløysinga (0,5 cm) er høg i dei svarte laga. I tilstandar med utfelling av både jern og svovel kan det dannast eit mineral som heiter greigitt. Greigitt (Fe₃S₄) er eit autogen mineral som blir danna i anoksiske svovelreducerande miljø (Robert et al., 2011). Mineralet er ferrimagnetisk og har difor ein høg susceptibilitet. Greigitt er forstadiet til pyritt som er eit paramagnetisk mineral, og for at greigitt skal bli bevart i sedimenta må utviklinga til pyritt vere hindra. Dette er observert i sediment med høgare konsentrasjon av reaktivt jern og eit lågare innhald av organisk

materiale som kan brytast ned og danne sulfid (Roberts&Weaver, 2004). Sidan dei anoksiske laga i dette tilfellet er lokalisert i ein minerogen sekvens med høgast jerninnhald i løpet av kjernen er denne forklaringa føreslått. Ei anna forklaring på oppgang i magnetisk susceptibilitet i dei anoksiske laga kan vere førekomst av magnetotaktiske bakteriar. Desse produserer magnetitt, som også er ferrimagnetisk, og trives i grenselaget mellom oksiske og anoksiske vassmassar. Men ein førekomst av slike bakteriar er i følge Paasche & Løvlie (2011) ikkje funnen i norske innsjøar før tidleg holosen.

Masserørsleavsetjingar

To sekvensar med sediment avsett av masserørsle skil seg tydeleg ut i dei ulike sediment-parametrane. Høge DBD-verdiar kan reflektere dårleg sortering i samansetjinga av kornstoleikar, som er typisk for debrisstraumar (Mulder & Alexander, 2001; Sletten et al., 2003; Støren et al., 2008). Høgt innhald av silisium skuldast truleg auka innslag av synleg grove fraksjonar (Zhao et al., 1995) mellom 319-306 cm og 284-265 cm. Desse er tolka å vere avsett av masserørsle (sjå figur 3.18). Det nedste laget har klastar av fint materiale innimellom dei grovare sedimenta, og er tolka å vere avsett av ein samanhengane debrisstrøm. Slike straumar flyttar seg som ein samla masse utan å bli gjennomtrengt av vatn (Mulder & Alexander, 2001). Debrisstrømmen kan ha blitt forårsaka av terrestrisk masserørsle som har ført materiale ned, og mogleg teke med seg skred- eller morenemateriale som alt var avsett ved vasskanten, vidare ut i Langfjordvatnet (Sletten et al., 2003; Støren et al., 2008). Den andre sekvensen av masserørsleavsetjingar (287-265 cm) er truleg også forårsaka av terrestriske prosessar. I dette tilfellet er det tenkeleg at kraftig deformasjon under det store fjellskredet frå Svarttinden har produsert oppknust steinmateriale i ulike kornstorleikar som har treft Langfjordvatnet. Fraksjonar opp til grus har blitt spreidd utover vatnet i ein tettleiksstrøm (density flow). I følge klassifiseringa til Mulder & Alexander (2001) kan det grove sandlaget mellom 284-265 cm vere avsett av ein hyperkonsentrert tettleiksstrøm, også omtalt som ein sandig debrisstrøm av Shanmugam (1996). Dette er ein ikkje-samanhengande strøm med høg sediment-konsentrasjon, og ei rørsle styrt av friksjonen mellom kvar partikkel. Innhald av leir kan gjere at strømmen får eigenskapar tilsvarande ein samanhengande matriks med lite vassgjennomtrenging (Mulder & Alexander, 2001). Sidan det i denne studien ikkje er utført kornstorleiksanalysar er eit eventuelt leirinnhald uvisst. Men som dei høge DBD-verdiane syner er permeabiliteten til avsetjinga låg, noko som, kan tyde på innslag av finare kornstorleikar og dårleg sortering. Mot toppen av sekvensen kan avsetjinga sjå ut til å ha normalgradering, som kan skuldast at sedimentkonsentrasjonen til

massestraumen har avteke, og at sedimenttransporten har fått ein meir turbulent karakter (Haughton et al., 2009). Grunna høgt sedimentinnhald har truleg massestraumen bevegde seg hyperpyknalt, langs innsjøbotn, og kanskje erodert i det underliggjande laget (Mulder & Alexander, 2001). Haughton et al. (2009) poengterer at enkelte avsetjingar gjenspeglar endringar i straumkarakteristikk i løpet av ei og same hending, og at det difor kan vere problematisk å tilskrive ei avsetjing éin klassifikasjon. Som figur 3.18 føreslår er det grove sandlaget tolka å stamme frå same hending som det underliggjande, finkorna laget, og at dei saman utgjer ein "linked debrites". I dette tilfellet har ein turbidittstraum, også utløyst av fjellskredet, bevegde seg i forkant av den hyperkonsentrerte tettleiksstraumen og avsett fine sediment som kan ha fungert som ei glideflate for den grove sanda (Haughton et al., 2009). Ein tettleiksstraum som består av sandpartiklar er i utgangspunktet avhengig av ein bratt skråning for å oppnå ei særleg avstand frå kjelda. Dette på grunn av at sandmassen er permeabel og blir oppløyst ved gjennomtrenging av vatn (Mulder & Alexander, 2001; De Blasio, 2006). LFP-111 er teke om lag 450 m frå ytterkanten av den delen av Langfjordura som er avsett i vatnet, og batymetisk undersøking av Langfjordvatnet syner heller ikkje ei noko bratt skråning frå sør og inn til midten av vatnet (figur 3.1). Observasjonar av "linked debrites"-sekvensar førekjem i hovudsak med ein viss avstand frå kjelda til ein tettleiksstraum, og er omtalt som ein sekvens som består først av materiale avsett av ein turbulent straum, og deretter overlaga av materiale frå ein meir plastisk straum (Haughton et al., 2009). Forskinga til Haughton tek ikkje for seg sandige debrisstraumar og er elles basert på avsetjingar i større marine basseng. Det blir difor presisert at tolking av observasjonar gjort i denne studien berre er forslag, da kunnskap om masserørsleavsetjingar i innsjøar framleis er noko mangelfull. Det er ikkje observert planterestar mot toppen laga frå masserørslehendingane som ville vore indikert av ein oppgang i organisk innhald. Dette har blitt registrert i andre arbeid (t.d. Sletten et al., 2003; Støren et al., 2008), men ikkje her da det på den tida hendingane skjedde antakeleg ikkje har vore noko mindre vegetasjonsdekke.

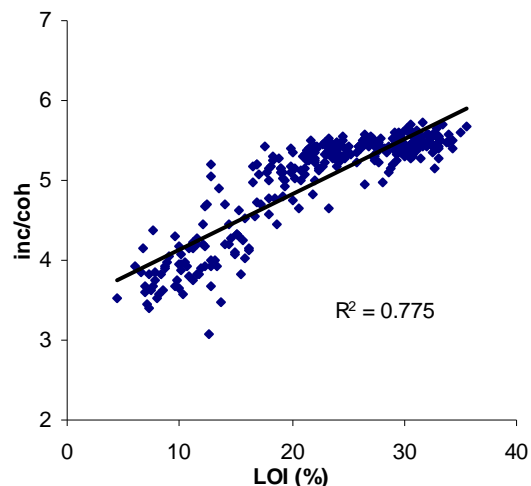
Skjelfragmenta som vart funne ved 295-296 cm var svært nedbrote, og gjorde det vanskeleg å avgjere om dei er av marint eller lakustrint opphav. Sidan det ikkje vart funne teikn til eit tidlegare marint miljø i Langfjordvatnet basert på diatoméførekomst, har ikkje funnet av skjelrestane blitt vigd eit større fokus i studien. Sjølv om det er delar av eit marint skjel, kan det ha blitt avsett utan at bassenget på det tidspunktet har blitt marint. Langfjordvatnet hadde i tida skjelet vart avsett på (om lag 14500 kal år BP) strandlinja nært inntil både i sør og nord. Det kan difor ikkje utelukkast at skjelet er sloppet av ein fugl. Dei to steinane som vart funne i

glasifluviale sediment i eining IV, ved 300-297 cm og 294-292 cm (figur 3.6), er grunna storleikane sine (3 og 4,5 cm i diameter) ikkje tolka å vere avsett av same prosess som sedimenta rundt. To moglege forklaringar på korleis desse har blitt avsett midt ute i vatnet er føreslått. Steinane er droppstein som har blitt frakta ut på islagt vatn av snøskred, og deretter avsett når isen smelta om våren (Luckman, 1975; Nesje et al., 2007). Steinane kan også stamma frå skred- eller morenemateriale langs vasskanten som har fryst fast til isen og blitt frakta ut av drivande isflak under smelting og oppsprekking (Nesje et al., 2007). Steinane er subangulære slik at dei truleg ikkje stammar frå steinsprang, da desse ville hatt skarpe kantar. Som figur 3.6 syner er det stadvis talt jamn førekomst av fraksjonar >1 mm, særleg i nedre del av eining IV og i eining III. Desse ser ikkje ut til å samanfalle med utslag i andre parametrar og kan ha blitt avsett av forskjellige prosessar. Nedst i kjernen kan det tenkast at fraksjonar av denne storleiken er frakta med smeltevatn. Over laget frå fjellskredet opphøyrer den jamne førekomsten og det er ingen talde droppstein fram til siste 20 cm av eining IV. Også desse droppsteinane kan forklarast på same måte som dei to større steinane. Ein vidare diskusjon av droppstein følgjer i underkapitel 4.2.3.

3.6.4 Eining II og I – holosen

Gytje utgjer storparten av den holosene sedimentasjonen i Langfjordvatnet. Dette er finkorna sediment med eit høgt organisk innhald produsert av organismar i vatnet (Troels-Smith & Undersøgelse, 1955). Overgangen til denne sedimenttypen er tydeleg i sedimentparametrane, med senka verdiar for DBD, titan, silisium, og MS, og auke i organisk innhald. Stigande verdiar i silisium/titan-forholdet syner til auka innhald av biogen silisiumdioksid, som, til dømes, reflekterer førekomst av diatomear (Peinerud et al., 2001). Der relativ auke i titan styrer over det meir konstante innhaldet av silisium, går silisium/titan ned. Oppgang i titan syner til ein auka sedimentasjon av terrestrisk materiale, som Haug et al. (2001) har knytt til periodar med auka avrenning eller i samanheng med skred. Utan bre i dreningsområdet, og utan innlaup frå større elvar er naturleg nok den kontinuerlege tilførselen av minerogene sediment lågare. Identifisering av skredlag gjennom holosen er difor basert på brå auke i innhaldet av titan og DBD, med nedgang i LOI og inc/coh, som begge reflekterer organisk innhald (figur 3.19). Inc/coh vart nytta framfor LOI i figur 3.10 for å få ein høgoppløyselig framstilling av det organiske innhaldet. Minerogent materiale kan vere frakta ut i innsjøen av forskjellige typar skred.

Basert på kartlegginga i felt ser steinsprang og ulike formar for snøskred ut til å vere dei dominerande skråningsprosessane. Sidan steinsprang ikkje vil etterlate eit lag av finmateriale i midten av innsjøen representerer skredlaga mest sannsynleg snøskred. For å undersøke forholdet mellom forskjellige parametrar i løpet av ei hending er det utført ein korrelasjonsanalyse, sjå tabell 3. Denne syner om, og i kor stor grad, utvalde parametrar let seg påverke av skredavsetjingane. Eigenskapane til sedimenta, og difor signalstyrken til parametrane, vil variere i dei forskjellige laga avhengig av storleiken og energien til skredet, og kor mykje materiale det fraktar. Analysen er gjort på gjennomsnittsverdiane frå alle dei 25 registrerte holosene skredlaga i LFP-111.



Figur 3.19: Punktdiagram som syner korrelasjonen mellom LOI og inc/coh for eining II og I. Legg merke til at verdien 0.775 er R^2 og ikkje korrelasjonskoeffisienten (r).

Tabell 3: Korrelasjonsanalyse av parametrar i skredlag frå LFP-111. Parametrar med særskild sterk korrelasjon (>0.8 og <-0.8) er markert med raud farge, og sterk korrelasjon ($0.8 - 0.6$ og $-0.6 - -0.8$) er merka med gul farge. Verdiane er oppgjevne i korrelasjonskoeffisienten @.

	Si	K	Ca	Ti	Fe	Rb	inc/coh	Vassinnhald	DBD	LOI	MS	Fe/Ti	Droppstein
Si	1,000												
K	0,845	1,000											
Ca	0,921	0,855	1,000										
Ti	0,821	0,989	0,803	1,000									
Fe	0,428	0,657	0,522	0,651	1,000								
Rb	0,818	0,970	0,828	0,972	0,758	1,000							
inc/coh	-0,871	-0,922	-0,923	-0,888	-0,727	-0,927	1,000						
Vassinnhald	-0,857	-0,914	-0,902	-0,894	-0,656	-0,929	0,947	1,000					
DBD	0,903	0,904	0,939	0,858	0,550	0,863	-0,947	-0,937	1,000				
LOI	-0,776	-0,823	-0,861	-0,772	-0,570	-0,824	0,873	0,926	-0,868	1,000			
MS	0,798	0,875	0,775	0,849	0,681	0,865	-0,906	-0,841	0,866	-0,771	1,000		
Fe/Ti	-0,605	-0,587	-0,513	-0,603	0,164	-0,487	0,375	0,487	-0,500	0,459	-0,339	1,000	
Droppstein	-0,130	-0,172	-0,101	-0,189	-0,237	-0,185	0,224	0,159	-0,193	0,055	-0,264	-0,124	1,000

Som tabellen syner er det særskild sterk eller sterk korrelasjon (positiv eller negativ) mellom DBD, vassinnhald, LOI, MS og alle dei kjemiske elementa. Jern har ein lågare, moderat korrelasjon med silisium, Ca, (kalsium), DBD og MS. Jern/titan har eit sterkt negativt samsvar med silisium og titan, og har ein moderat og svak negativ korrelasjon med andre minerogene parametrar. Samsvaret med LOI er moderat positivt. Dette kan tolkast som at redoksprosessar i vatnet påverkar sedimenta i større grad enn subaeril eksponering (Croudace, 2006). Elementa kalium, kalsium og rubidium vart inkludert i analysen da desse har ei høg teljerate i kjernen. Droppstein har låg korrelasjon med dei andre parametrane og ser ikkje ut

til å ha noko samanheng med skredlaga. Som tabell 4 syner er droppstein berre registrert i sju av skredlaga, til trass for at fraksjonar over 1 mm er registrert andre stader i kjernen (sjå figur 3.5 og 3.7). Droppstein ser difor ikkje ut til å vere ein indikator på snøskred i denne studien. Parameteren blir drøfta, og moglege forklaringar på førekomst av fraksjonar >1 mm i kjernen føreslått i kapittel 4.2.3.

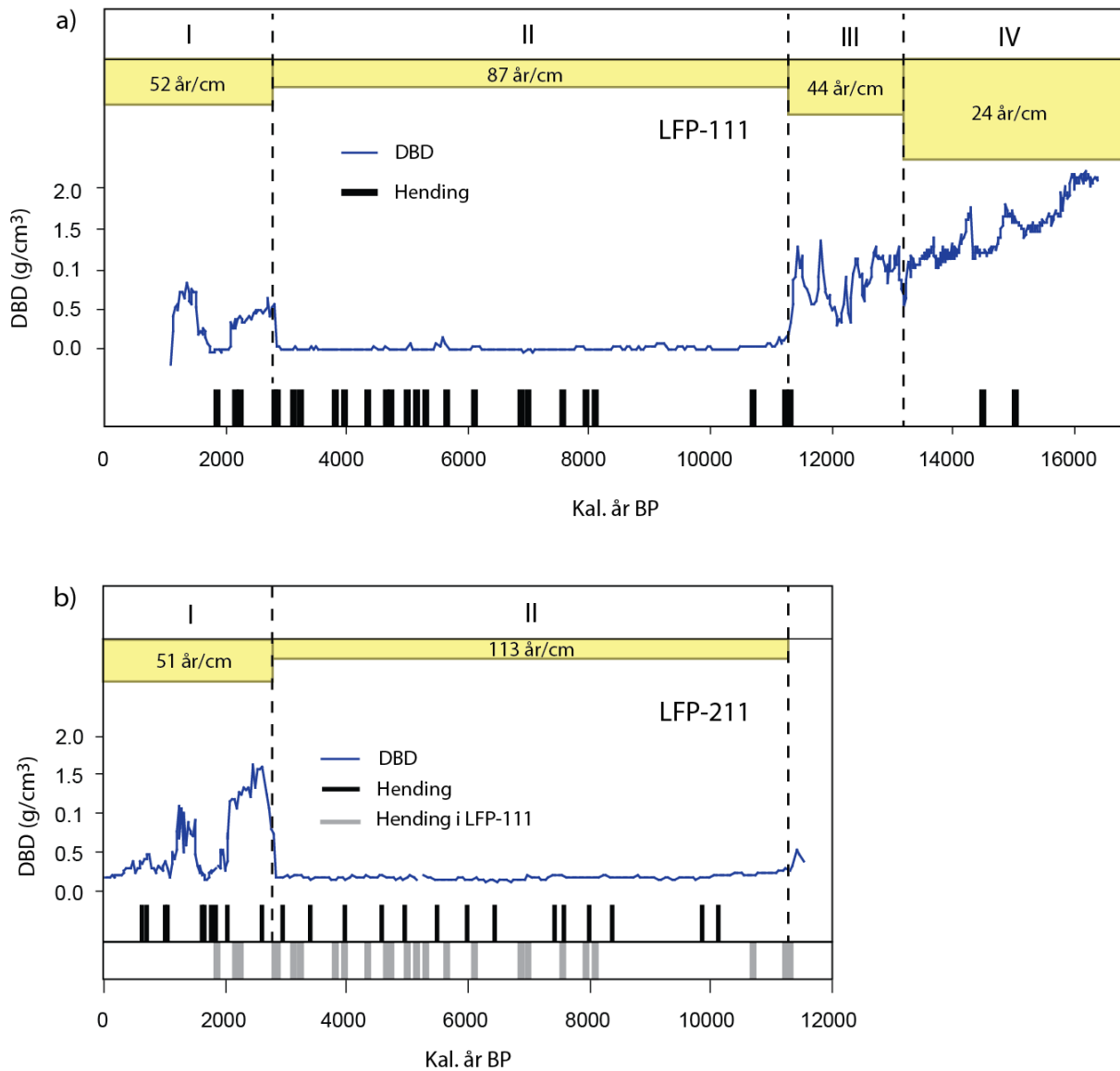
Tabell 4: Oversikt over holosene skredlag registrert som enkelthendingar i LFP-111. Kvart skredlag er lista opp med djup i kjernen, tjukn, alder, gjennomsnittleg teljerate for titan, gjennomsnittleg DBD og talde droppstein.

Nr	Djup (cm)	Tjukn (mm)	Kal. år BP	Ti gj.snitt	DBD (g/cm ³) gj.snitt	Droppstein >1 mm
25	15,5-15	5	~1805	263	0,209	0
24	23,5-21,5	25	~2100	2051	0,429	0
23	26-25,5	15	~2180	2576	0,465	0
22	36,5-35,5	10	~2740	2078	0,681	0
21	38,5-38	5	~2810	1880	0,524	0
20	42-41,5	5	~3070	480	0,179	6
19	44,5-43,5	10	~3180	1263	0,237	0
18	52-51,5	5	~3760	603	0,160	0
17	54-53,5	5	~3900	485	0,162	0
16	59-58	10	~4270	538	0,177	1
15	65-62,5	25	~4600	2143	0,316	0
14	66,5-65,5	10	~4650	633	0,200	0
13	70-69,5	5	~4940	481	0,144	0
12	75-71,5	35	~5090	1928	0,359	3
11	77,5-76,5	10	~5230	729	0,166	0
10	84,5-81	35	~5580	1414	0,379	2
9	90-89	10	~6030	899	0,213	0
8	99-97,5	15	~6770	801	0,183	0
7	100,5-100	5	~6870	398	0,142	0
6	107,5-107	5	~7460	459	0,162	0
5	113,5-111,5	20	~7840	610	0,196	10
4	116-115	10	~7980	733	0,165	0
3	148,5-147,5	10	~10560	672	0,180	0
2	157,5-156	15	~11080	2097	0,374	1
1	160-159,5	5	~11180	863	0,261	2

Snøskredaktivitet

Figur 3.20 a) syner DBD plotta mot alder for heile LFP-111. Sediment avsett av skred er fjerna for at alderen skal bli rett. Skredlaga si plassering er markert med svarte søyler på aldersskalaen. I tabell 4 er holosene skredlag lista opp med tjukn, alder, gjennomsnittleg teljerate for titan og DBD, og førekomst av droppstein. Tre skredlag er registrert heilt i byrjinga av holosen (11200-10600 kal. år BP) før det følgjer ein periode utan skredavsetjingar fram til om lag 8000 kal. år BP. Fem skred er registrert mellom 8000-6770 kal. år BP. Herifrå følgjer ein roleg periode med berre éi hending (~6030 kal. år BP) fram til 5600 kal. år BP. Vidare er skredaktiviteten større fram til 3800, med ni registrerte hendingar. Mellom 3200-

2700 kal. år BP og 2200-1800 kal. år BP er høvesvis fire og tre lag tolka å vere avsett av snøskred. Høge DBD- og titan-verdiar frå 2800 til 2100 kal. år BP (39-22,5 cm) og frå 1600 til 1150 kal. år BP (11,5-3 cm) syner høgare jamleg tilførsel av terrestrisk materiale enn tidlegare i holosen. Dette kan kome av auka nedbør og meir utskyljing av minerogent materiale til vatnet (Haug et al., 2001), eller at snøskred førekjem tilnærma årleg og reflekterer auka vinternedbør og/eller vinterstormaktivitet (t.d. Blikra & Sletten, 2002; Nesje et al., 2007). Årvisse, eller tilnærma årvisse, skred kan ikkje skiljast ut som enkelthendingar, da sedimentasjonsraten og oppløysinga til analyseparametrane ikkje er høg nok til det. Det er difor uvisst kor mange skred som har gått i siste del av holosen, og desse to tidsromma er markert som periodar med generell høg skredaktivitet. Berre lag som skil seg ut med ytterlegare utslag i parametrane har blitt registrert som enkelthendingar og fjerna frå aldersmodellen i desse periodane. Dette kan bety ei viss feilkjelde i aldersmodellen og ei for rask sedimentasjonsrate i eining I, der sediment som har blitt tilført i løpet av ei hending er rekna som del av den kontinuerlege akkumulasjonen.



Figur 3.20: Endring i DBD mot kalibrert alder der lag avsett av hendingar er fjerna. Svarte søyler syner skredlaga si plassering i tid. Gule boksar indikerer akkumulasjonsraten for kvar eining, uttrykt som år/cm. a) LFP-111. b) Eining II og I av LFP-211. Grå søyler syner skredlag registrert i LFP-111 til samanlikning.

3.6.5 LFP-211, eining II og I

Lag markert som hendingar i LFP-211 er basert på brå stigning i DBD, fall i LOI, og støtta opp av oppgang i MS, der dette er registrert. Figur 3.20 b) syner endring i DBD og skredavsetjingar i LFP-211 mot tid. Hendingar er fjerna frå DBD-kurva for å gje rett alder. I alt 25 holosene enkeltstående hendingar er registrert, der fire av desse er avsett etter 1100 kal. år BP, som er yngre enn toppen av LFP-111. Det vart ikkje utført høgoppløyselig XRF-analyse på LFP-211, slik at eventuelle tynne skredlag kan vere oversett. Samstundes syner korrelasjonsanalysen som vart utført på skredlaga i LFP-111 at samsvaret mellom DBD og

dei geokjemiske elementa er svært godt. Byrjinga og slutten på periodar med samanhengande høge DBD-verdiar (2800-2100 og 1600-1150 kal. år BP), er kjenneteiknet som alderoverføringa frå LFP-111 er basert på (kapittel 3.5.1). DBD-verdiane her er høgare i LFP-211 enn i LFP-111. Dette kan indikere at borelokaliteten til LFP-211 er nærmane kjelda til materiale som er avsett i denne perioden. Den aktive snøskredvifta som vart omtalt i kapittel 2, der fint forvittringsmateriale ser ut til å bli produsert i klyvet lenger oppe i fjellsida, er plassert mot sørenden av Langfjordvatnet. Snøskred eller avrenning frå dette området vil da i større grad bli fanga opp i LFP-211 enn LFP-111. Som figur 3.20 b) syner er fleire skred registrert i eining II i LFP-111 enn i LFP-211. Der LFP-111 har periodar med høgare skredfrekvens og periodar med låg eller ingen aktivitet, er skreda registrert i LFP-211 meir spreidd utover i tid. Den lange perioden utan skred mellom 10600 og 8000 kal år BP i LFP-111 er kortare i LFP-211, mellom 9800 og 8300 kal. år BP. Dette indikerer at dei to kjernane har ulik sensitivitet, eller registrerar skred frå forskjellige skredbanar, og at minerogent materiale som skreda har frakta med seg i for liten grad har blitt spreidd utover innsjøbotn. Ved om lag 8000, 7500, 4600, 3900, og 1800 kal. år BP er det registrert skred i begge kjernane. Igjen må det minnes om usikkerheita til alder i LFP-211, da ingen aldrar er overført i eining II, berre ved overgang frå eining III og til eining I. Skredlag av nær lik alder som er registrert i dei to kjernane, er difor likevel talt som to åtskilde hendingar. Som tabell 5 syner er skredlaga identifisert i LFP-211 i dei fleste tilfelle tjukkare, og har ein høgare tettleik (DBD) enn skredlag i LFP-111. Dette er også ein indikator på at skred som følgjer skredbanar nærast lokaliteten til LFP-211 fraktar meir materiale, eller er større enn skred som går nærare lokaliteten til LFP-111.

Tabell 5: Holosene skredlag registrert som enkelthendingar i LFP-211

Nr	Djup (cm)	Tjukn (mm)	Kal. år BP	DBD (g/cm ³) gj.snitt
25	8,5-8	5	500	0,387
24	10,5-10	5	620	0,453
23	13-11,5	15	680	0,496
22	20-18	20	970	0,442
21	23-21	20	1030	0,515
20	36-34,5	15	1600	0,437
19	39-37	20	1620	0,564
18	44,5-43	15	1730	0,236
17	50,5-48,5	20	1840	0,304
16	57,5-56,5	10	1990	0,749
15	70-67	30	2600	1,628
14	75,5-73,5	20	2910	0,233
13	83,5-79,5	40	3367	0,370
12	91-88,5	25	3930	0,204
11	104-96,5	75	4560	0,357
10	110-107,5	25	4950	0,291
9	116,5-114,5	20	5460	0,267
8	123,5-212	25	5970	0,209
7	129,5-127,5	20	6430	0,179
6	139-138,5	5	7450	0,222
5	142-140	20	7560	0,246
4	147,5-145,5	20	7960	0,265
3	152,5-151	15	8350	0,325
2	168-165,5	25	9800	0,199
1	171,5-170,5	10	10110	0,244

3.6.6 Oppsummering

- LFP-111 er delt inn i fire einingar, VI, III, II og I. Dei to nedste har eit høgt minerogent innhald reflektert av ein generell høg tettkeik (DBD), relativt høg magnetisk susceptibilitet, høg teljerate for titan, og silisium, og eit lågt organisk innhald. Eining II og I består av gytje og har eit høgt organisk innhald med låg magnetisk susceptibilitet, avbroten av sekvensar med auka minerogent input. Berre dei tre øvste einingane er representert i LFP-211.
- Eining IV er tolka å vere i hovudsak glasifluvial, og representerer sediment frå både deglasiasjonen (363-340 cm) og lokalglasiasjon (339-207 cm). Deglasiasjons-sekvensen er i følge aldersmodellen frå mellom 16400 til 15800 kal. år BP. Glasifluviale sediment frå lokal bre er sedimentert i Langfjordvatnet fram til 11300 kal. år BP.
- Svinginga i parametrane i eining III (13100-11300 kal. år BP) representerer ein periode med vekslende tilførsel av smeltevatn og endringar i sedimentasjonsmiljøet i

Langfjordvatnet. Klimaet under yngre dryas var kaldt og tørt, og vatnet var truleg isdekt over lengre periodar. Dette førte til at sedimentasjonsraten gjekk ned, og at manglande omrøring i vassøyla gav anoksiske forhold som er reflektert av høgare svovelinnhald i svarte lag i eininga.

- Ein "linked debrites"-sekvens bestående av eit lyst turbidittlag overdekt av ein hyperkonsentrert (sandig) tettleiksstraum er tolka å vere avsett i samband med fjellskredet som avsette Langfjordura. Makrofossila frå turbidittlaget er datert til 12060 ± 150 ^{14}C -år som tilsvarer mellom 14500 og 13500 kal. år BP.
- Eining II og I representerer den holosene sedimentasjonen i Langfjordvatnet. Skredlag er identifisert basert på brå oppgang i DBD og titan, med ein samtidig nedgang i organisk innhald. 25 enkelthendingar er registrert mellom ~11200 og 1800 kal. år BP i LFP-111. Frå 2800 til 2100 kal. år BP (39-22,5 cm) og frå 1600 til 1150 kal. år BP (11,5-3 cm) syner høgare jamleg tilførsel av terrestrisk materiale og er tolka som periodar med generell høg skredaktivitet.
- LFP-211 har ingen dateringar, slik at alder er overført frå LFP-111. Korrelasjon med LFS-111 syner at toppen av LFP-211 kan tilegnast dagens alder. Dei to periodane med generell høg skredaktivitet er enda tydlegare i denne kjernen, og indikerer truleg at denne kjernelokaliteten er nærare den viktigaste kjelda til materiale i desse periodane. 25 enkelthendingar er registrert i LFP-211 mellom ~10100 og 500 kal. år BP.

4. Diskusjon

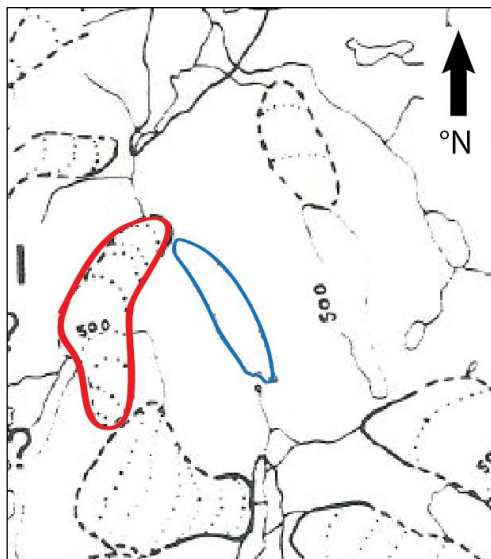
Gjennom kvartærgeologisk kartlegging og analyse av to innsjøkjernar er skredaktiviteten rundt Langfjordvatnet etter siste istid forsøkt rekonstruert. Sedimentlag frå fjellskred og snøskred er identifisert i kjernane basert på synleg litologi og brå endringar i ulike sedimentparametrar. I dette kapittelet vil resultata frå kartlegginga og funna basert på analysen av innsjøsedimenta bli samanfatta og drøfta. Fjellskredet, og alderen på dette, blir diskutert i relasjon til deglasiasjonen, og samanlikna med andre daterte fjellskred i Troms. Den holosene snøskredfrekvensen ved Langfjordvatnet er først samanlikna med rekonstruert snøskredaktivitet på Vestlandet, deretter diskutert mot regionale klimadata for å sjå på relasjonen mellom vinterklima og skredaktivitet.

4.1 Langfjordvatnet – kva fangar innsjøen opp?

For å hente informasjon om tidlegare miljøendringar i eit område er innsjøar gode arkiv. Sediment avsett av ulike prosessar i dreneringsfeltet blir i stor grad bevart når nye sediment akkumulerast, og sedimentlag av interesse kan relativt enkelt bli tileigna ein alder ved bruk av godt etablerte dateringsmetodar. Samstundes blir sediment tilført ein innsjø frå fleire kjelder, slik at ein varsamt må forsøke å isolere dei prosessane ein ynskjer å rekonstruere. Langfjordvatnet har eit lite nedslagsfelt, og elvar og bekkar frå sidedalar, både nord og sør for vatnet, renn direkte mot sjøen utan å gå innom Langfjordvatnet. Fordi det ikkje er innlaup frå elvar eller større bekkar er straumhastigheita i vassmassane låge, og at tilførselen av terrestrisk materiale til vatnet er dominert av skråningsprosessar og avrenning frå fjellsidene. Dette gjev Langfjordvatnet gode føresetnader for rekonstruksjon av skredaktivitet, fordi lag avsett av skred enkelt kan skiljast frå den gytjeprega bakgrunnssedimentasjonen (Nesje et al., 2007). Kartlegginga av feltområdet viser at snøskred er den dominerande aktive skråningsprosessen, men at ikkje alle snøskred rekk ned til vatnet. Skredlag registrert i kjernane representerer difor berre skred som har hatt tilstrekkeleg utlaupslengd og som har transportert med seg minerogent materiale. Tydlege kanaliserte skredbanar i lausmassar i austre dalside kan ha blitt skåren ut av tidlegare jordskred (NVE, 2011). I dag er delar av fjellsida dekkja av vegetasjon, og viser ingen teikn på jordskred i nyare tid. Vegetasjonen bidreg også til å halde lausmassane stabile. Steinsprang er ein aktiv prosess på vestsida av Langfjordvatnet, men dette blir ikkje sett på som ein prosess som direkte fører sediment ut til lokalitetane der innsjøkjernane, LFP-111 og LFP-211, er teke.

4.1.1 Langfjordvatnet som proglasial innsjø i seinglasialen

Glasiøle sediment i nedre halvdel av LFP-111 er i f8ljge aldersmodellen avsett mellom ~16400 og 11300 kal. år BP. Sedimenta har blitt knytt til morenesystemet like nord for Langfjordvatnet. I f8ljge ein enkel rekonstruksjon av lokale brear pÅ Arn8y, har Andreassen (1982) markert at breen frÅ H8gtinden var tilstades frÅ b8lling og eldre dryas til byrjinga pÅ aller8d, om lag frÅ 15500 til 13500 kal. år BP (figur 4.1). Denne rekonstruksjonen er basert pÅ endemorenar og glasiøsjongrensa pÅ 500 moh. for området under Øytrinn II (Island II) (Andersen, 1968 i Andreassen, 1982). Øytrinna I-IV er ulike bretrinn knytt opp til lokalmorenar pÅ øyer og halvøyer som er korrelert med innlandsisens trinn lenger inne. Øytrinn II heng saman med Troms8-Lyngentrinnet frÅ yngre dryas (Andersen, 1968). Ingen sedimentparametrar viser teikn pÅ opphald i tilf8ring av glasiøle sediment til Langfjordvatnet f8r overgangen til gytje i slutten av yngre dryas. Dette indikerer at breen frÅ H8gtinden har vore tilstades gjennom heile seinglasialen. Som nemnt i f8rre kapittel kan breen ha eksistert utover kva LFP-111 registrerer, men at smeltevatnet i sÅ fall har drenert nordover og ikkje lenger frakta materiale ut i Langfjordvatnet.



Figur 4.1: Lokale brear rundt Langfjorddalen, Arn8y. Rekonstruksjonen er basert pÅ endemorenar og glasiøsjongrensa pÅ 500 moh. frÅ Island II-tinnet (Andersen, 1968). Breen frÅ H8gtinden markert med rødt og Langfjordvatnet med blÅtt. Modifisert etter Andreassen, 1982.

Sidan aldersmodellen til LFP-111 gÅr tilbake over 16000 kal. år BP, er det her f8reslÅtt at sedimenta i botn av kjernen stammar frÅ tilbakesmeltinga av innlandsisen. Fleire av sedimentparametrane viser eit anna signal frÅ botn og opp til ~340 cm enn i resten av den glasiøfluviale delen av kjernen. Dette kan indikere at sedimenta har to forskjellige kjelder. Den ekstrapolerte alderen til deglasiøsjonssekvensen er frÅ ~16400 i botn av kjernen til 15800 kal. år BP. Dateringspr8ver frÅ denne sekvensen kom tilbake utan resultat eller med invers alder, slik at alderskontrollen i nedste del av kjernen er dÅrlig. Det er framleis uvisst kva tid

innlandsisen forsvann frå Langfjorddalen på Arnøy. Jamfør kapittel 1 var nordlege delar av Arnøy isfri under Risviktrinnet, 18000-20000 kal. år BP. Neste daterte trinn i området er Skarpnes, 15000-14000 kal. år BP, da låg isen ved fjordmunningane eit stykke sør for Arnøy (Sollid et al., 1973; Andersen, 1979; Kverndal&Sollid, 1993; Bakke et al., 2005a). Ein rekonstruksjon gjort av Johansen (1982b) stemmer med eldste lokalglasiasjonsfase, sub-fase I, og ein sein innlandisfase, fase III. Ei stadfesting av alderen til sediment frå innlandsisen er særst interessant i forhold til deglasiasjonshistoria på Arnøy, men blir i denne studien ikkje diskutert vidare sidan aldersmodellen er problematisk.

4.2 Datagrunnlag og metode

I dette underkapittelet vil kvaliteten og gyldigheita til datagrunnlaget bli drøfta. Først blir det kort diskutert korleis fysiske eigenskapar ved sedimenta kan påverke måleresultata av andre sedimentparametrar, særleg XRF-målingar. Det blir ein kort gjennomgang av korleis holosene skredlag er identifisert og validiteten til dette. Droppstein, som i andre arbeid er nytta som ein proksy på snøskred, korrelerer dårleg med identifiserte skredlag i denne studien. Alternativ til korleis fraksjonar >1 mm er avsett blir føreslått.

4.2.1 Feilkjelder ved ITRAX-skanning

Feilkjelder, som kornstorleik og vassinnhald, er vanskeleg å vite omfanget av og krev forsiktigheit i tolkinga av analyseresultat. Bruk av fleire parametrar som indikerer det same, og der målinga av sedimenta blir gjort på ulike måtar, kan styrke datagrunnlaget. Til dømes seier relative verdiar for MS, DBD, titan, jern og silisium alle noko om endringar i mengd minerogent innhald i sedimenta. Ved lag i kjernen der desse parametrane ikkje samsvarar er det truleg eigenskapar ved desse sedimentlaga som påverkar parametrane ulikt. Det er ikkje utført kornstorleiksanalyse i denne studien, slik at effekten av variasjon i kornstorleik på dei ulike parametrane er uvisst. Kornstorleiksanalyser er tidkrevjande og var såleis ikkje mogleg å gjennomføra innanfor tidsrammene for denne oppgåva. XRF-resultata er særleg sensitiv til variasjon i kornstorleik og vassinnhald nedover ei kjerneoverflate. Ideelt sett skulle ei prøve vore homogen og tørr med ei jamn overflate. ITRAX-skanninga av splitta sedimentkjernar er difor i utgangspunktet ein semikvantitativ metode (Croudace, 2006; Weltje&Tjallingii, 2008). Element som blir nytta i analysen bør ha ei høg nok teljerate slik at endringar i sedimenta skil seg frå støy. I tolkinga av sedimenta i LFP-111 har silisium, titan, jern og svovel blitt nytta.

Titan og jern har begge ei høg gjennomsnittleg teljerate (høvesvis 1957 og 85602 teljingar pr. sek.), medan silisium og svovel har ein gjennomsnittleg teljerate på 294 og 31. I tillegg til at førekomsten av desse elementa truleg er lågare, er skanninga gjort med molybdenrøyr som er mindre følsame for element med låge atomnummer (silisium 14 og svovel 16) (Croudace, 2006). Svovel har berre utslag ved anoksiske lag i eining III, og er ikkje nytta i tolkinga av sediment i andre einingar.

4.2.2 Isolering av hendingar i holosen

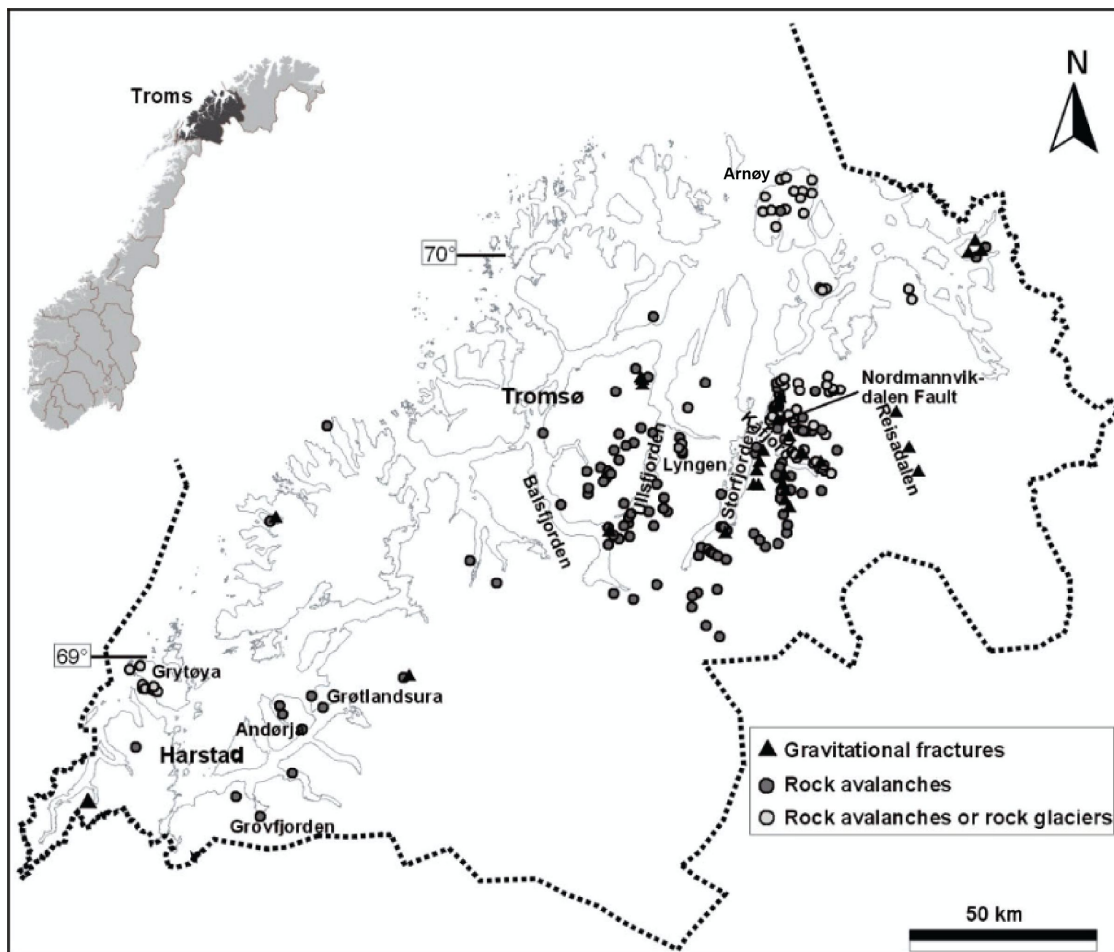
Brå utslag i sedimentparametrane i eining II og I er, som nemnt i underkapittel 4.1, definert som snøskred på grunnlag av den kvartærgeologiske kartlegginga. Identifiseringa av skredlag i LFP-111 er gjort ved ein kvalitativ vurdering basert på at minst to av parametrane i figur 3.10, DBD, titan og inc/coh, har eit brått utslag av ein viss storleik. Sidan bakgrunns-sedimentasjonen i holosen (eining II og I) er gytje med eit høgt organisk innhald og høgt vassinnhald, er desse parametrane rekna som gode til å identifisere lag med auka minerogent innhald avsett av skred. For å gjere identifisering av skredhendingar meir objektiv kunne til dømes ein RoC-analyse eller andre statistiske analysar blitt nytta. RoC (Rate of Change) ser på endringa til ein parameter over endring i tid (Støren et al., 2010). Problemet med ein slik metode er at støy i parameteren lett kan bli oppfatta som eit utslag. I tidleg holosen (mellom 155 og 110 cm) viser parameterane i LFP-111 ei generelt større svinging i verdiar, utan at det er tydelege brå utslag. Slike svingingar ville truleg blitt registrert som hendingar ved bruk av ein RoC-analyse, men blir i denne studien tolka å representere endring i forholda rundt vatnet, til dømes auka overflateavrenning, og ikkje skredhendingar. Skredlag i LFP-211 er, på bakgrunn av korrelasjonsanalysen av forskjellige parametrar i løpet av skredhendingar i LFP-111, identifisert ved brå oppgang i DBD, nedgang i LOI og støtta opp av utslag i overflate-MS. Sidan dei to kjernane ser ut til å registrere snøskred frå forskjellige skredbanar, og med ulik tilgang til laust materiale, burde gjerne ei grundigare identifisering av skredhendingar basert på fleire analyseparametrar blitt gjennomført.

4.2.3 Avsetting av dropstein

Fraksjonar >1 mm er stadvis registrert i LFP-111. Førekomsten samantall i liten grad med skredlag identifisert av andre parametrar. Andre moglege prosessar kan difor forklare korleis desse fraksjonane er avsett midt ute i vatnet. Eit alternativ kan vere at glasifluvialt avsett sand og grus (i hovudsak mellom 1-3 mm i diameter, sjå underkapittel 3.3.5) i nordenden av

vatnet kan ha frose fast under isen inne langs kanten, og drive ut med isflak når isen smelta. Sidan oppsmelting av ein islagt innsjø vanlegvis startar langs vasskanten, vil materialet under isen også bli avsett langs kanten. Denne forklaringa gjer det også vanskeleg å forstå kvifor dette førekjem i nokre periodar, medan det i andre periodar ikkje førekjem. Det er lite truleg at sand over 1 mm i diameter kan ha blitt frakta så langt ut i vatnet av fluviale prosessar, særleg utan at meir minerogent materiale er avsett samstundes. Ei anna forklaring på droppstein ved djup, der andre parametrar ikkje indikerer eit skredlag, kan vere snøskred frå vestsida av vatnet. Denne sida består av bart fjell med lite tilgjengeleg laust materiale. Men dersom droppsteinane hadde vore avsett av snøskred skulle ein forvente å registrere ein mindre homogen kornstorleik. Registrerte skredlag der det ikkje er førekomst av droppstein kan vere avsett av snøskred som har gått om våren etter isen har smelta vekk, eller av snøskred som har slått hol på isen. I tilfeller der skreda går ut i vatnet, vil dei største kornstorleikane søkke til botn så snart snømassen som held på dei smeltar. Ein siste prosess som kan forklare droppsteinførekomsten er bekkar som om våren går oppå isen. Relativt grovt materiale kan bli frakta langt ut på vatnet av små bekkar ved å skli på isen. Kvaliteten på sjølve droppsteinsanalysen ville gjerne vore betre dersom ei større mengd prøvemateriale vart sikta for kvar cm. Dette var siste analyse som vart utført, og det var difor ei avgrensa mengd sediment att. Tørrvekta av dei sikta prøvane var mellom 1,5 g (gytja) og 20 g (minerogen del), og kan i nokre tilfelle har vore for små til å vere representative.

4.3 Daterte fjellskredavsetjingar i Troms



Figur 4.2: Lokalisering av kartlagde fjellskred, steibrear og fjellsprekker i Troms fylke. Modifisert etter Blikra et al. (2006).

Den tidlege deglasiasjonen av Arnøy etter siste istid gjer at Langfjordura er interessant å samanlikne med andre daterte fjellskredavsetjingar i Troms. Lokalitetane til dei til no daterte urane ligg lengre inne i fjordane i fylket (figur 4.2) og har ein alder mellom 11500 og 10500 kal. år BP. Tabell 6 er henta frå Blikra et al. (2006) og listar opp daterte fjellskredavsetjingar i Troms. Fleire av fjellskreda har gått ute i fjordane, men ligg i dag på land grunna landhevinga. Aldersbestemminga er i desse tilfella gjort enten direkte med ^{14}C -datering av rur og skjell funne på blokkavsetjingane, eller ved indirekte datering utifrå havnivåkurvar eller seismisk stratigrafi (Blikra et al., 2006). Stein- og fjellskredavsetjingar som har gjeve opphav til fleire steinbrear er alle lokalisert utanfor innlandsisen sin yngre dryas margin, eller ved nunatakar innanfor marginen. Steinbrear er eit periglasialt fenomen og er avhengig av permafrost for å kunne utviklast. I følge Sollid & Sørbel (1992) har dette difor skjedd, før eller i løpet, av yngre dryas. Aldrane tilseier at fjellskreda inne i fjordane er utløyst i kort tid etter deglasiasjonen i området. Utløysinga kan difor skuldast jordskorperørsløse og –skjelv

grunna stor landheving, trykkavlasting i fjellsider etter isbreane forsvann, eller grunna utsmelting av permafrost. Alderen til Langfjordura, ~14000 kal. år BP, fortel at også dette fjellskredet har gått kort tid etter at innlandsisen trakk seg tilbake frå området, og at dei same utløysingsårsakene kan gjelde her.

Tabell 6: Daterte prehistoriske fjellskredavsetjingar i Troms frå Blikra et al. (2006). Alderen til Langfjordura frå denne studien i kursiv.

Lokalitet	Alder (kal. år BP)	Dateringsmetode	Datert materiale
Grøtura, Salangen	11 000-11 500	¹⁴ C	Mollusk skjell
Fornes, Andørja	11 000-11 500	¹⁴ C	Mollusk skjell
Russeneset, Balsfjord	10 600-11 000	¹⁴ C, seismisk stratigrafi	Mollusk skjell
Storurdi, Ullsfjorden	11 500-10 000	Seismisk stratigrafi	
Kåfjord	11 500-10 500	Havnivå	
Kåfjord	>11 500	Steinbre	
Lyngen	>11 500	Steinbre	
Grytøya	>11 500	Steinbre	
<i>Langfjordura, Arnøy</i>	<i>14 500-13 500</i>	<i>¹⁴C</i>	<i>Terr. makrofossil</i>

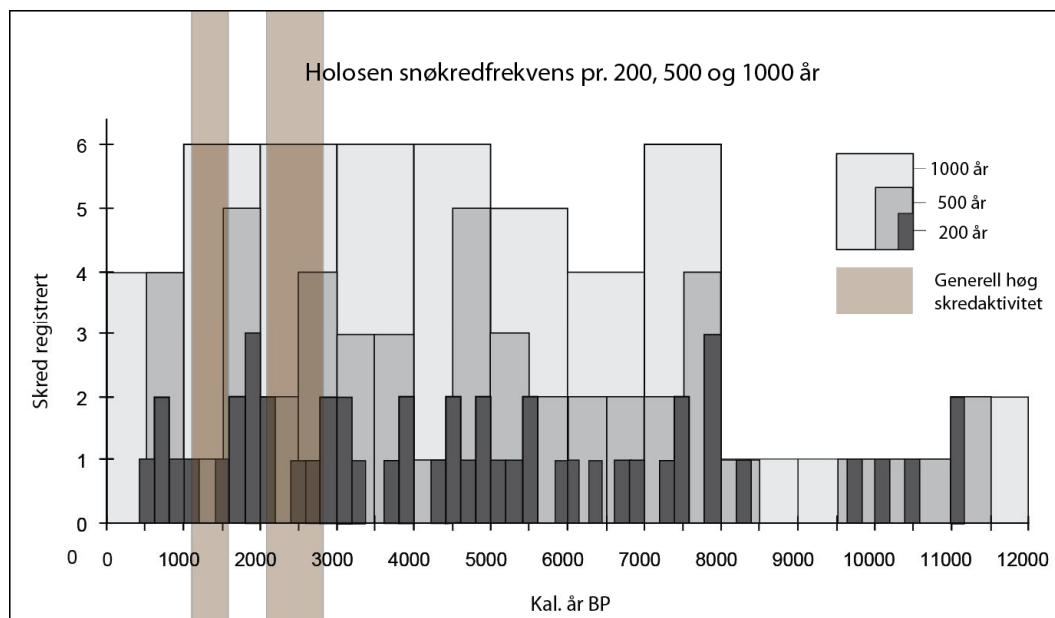
4.4 Snøskred rundt Langfjordvatnet

I løpet av vintermånadane (oktober-april) fell det 563 mm nedbør ved Loppa målestasjon, og 658 mm ved Grunnfjord målestasjon. Begge stasjon ne ligg nært Arnøy, og tala er basert på klimaperioden 1961-90. Høgda over havet ved Loppa og Grunnfjord målestasjon er høvesvis 10 og 7 m. Sidan nedbør aukar eksponensielt med høgde (8 % pr 100 m) blir desse nedbørstala 827 og 897 mm 500 m høgare opp. Dette er rundt den høgda der snø blir akkumulert i fjellsidene rundt Langfjordvatnet. I oktober, november og april er snittemperaturen ved Loppa over 0 °C, medan resten av vinteren er det minusgrader og nedbøren fell som snø. Temperatur har ein lapserate på 0,6 °C per 100 m. Det gjer at det 500 meter høgare oppe er 3 °C kaldare, og nedbør fell som snø også i november og april. Dominerande vindretning om vinteren er i frå sør og sør-sørvest. Kraftig vind med fart mellom 15 og 20 m/s førekjem i liten grad (4%) og berre frå sørvest og vest (sjå vedlegg 2). Ved vind frå sørvest og vest vil austsida av Langfjordvatet vere i le bak Høgtinden, medan vestsida til Svarttindfjellet vil vere eksponert for vind. Snøskred frå vestsida av vatnet kan difor ha vore forårsaka av vindakkumulert snø. Ved moderat vindstyrke (8-14 m/s) kan det akkumuleraast opptil fire gongar så mykje snø i le-områder i forhold til vindblåste parti (Lied&Kristensen, 2003). Høge toppar vest på Arnøy vil likevel avgrense opne drivområder slik at snødriften frå vest truleg ikkje er særleg stor.

Kartlegginga viser spor etter høg snøskredaktivitet på austsida av vatnet, frå Svarttinden. Nedbør er da i desse tilfella den avgjerande faktoren for utløysing av snøskred.

4.4.1 Holosen skredaktivitet

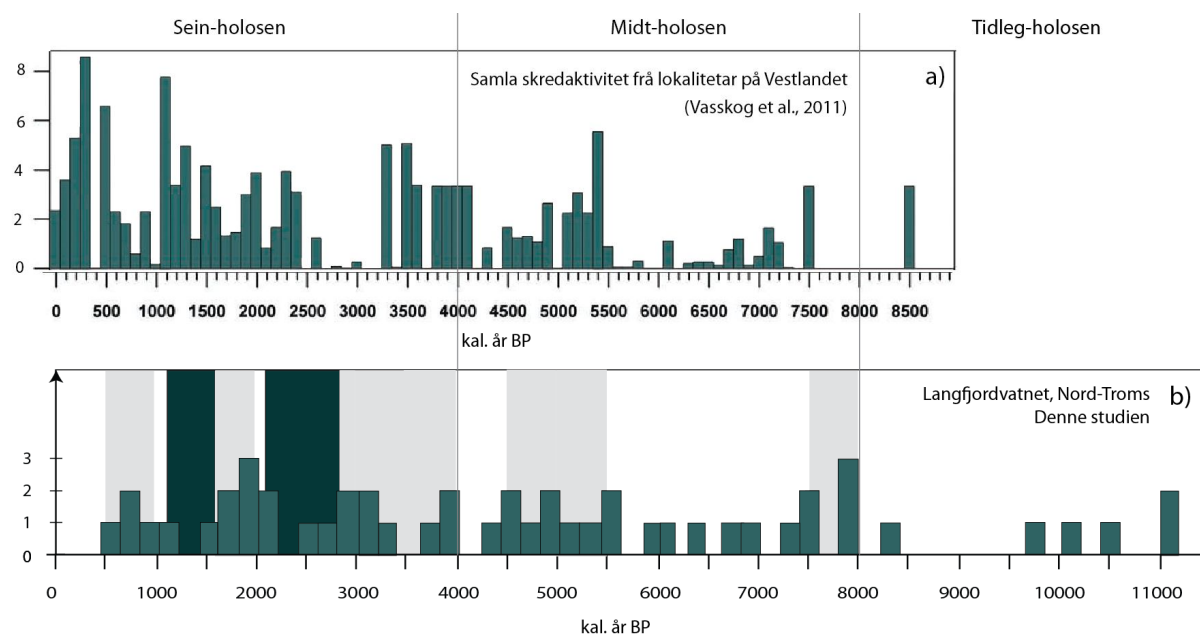
Figur 4.3 syner korleis skredhyppigheita rundt Langfjordvatnet varierer med ein 200-, 500- og 1000-års intervall gjennom holosen. Til saman 50 skredlag, identifisert som enkelthendingar i LFP-111 og LFP-211, er representert i frekvenskurva. Periodane 2800-2100 og 1600-1150 kal. år BP, der samanhengande auka tilførsel av minerogent materiale er registrert i kjernane, er markert med generell høg skredaktivitet, utan nærare kvantifisering. Tidsrom med tre eller fleire registrerte hendingar på eit 500-års intervall er vidare omtalt som periodar med moderat skredaktivitet. Basert på inndelinga i figur 4.3 er dette registrert mellom 8000-7500, 5500-4500, 4000-2500, 2000-1500 og 1000-500 kal. år BP. Skredaktiviteten rundt Langfjordvatnet blir først samanlikna med andre skreddata frå Skandinavia, og deretter diskutert opp mot regionale paleoklimatiske proksydata gjennom tidleg-, midt- og sein holosen. Sistnemnde vil vise om den rekonstruerte skredhyppigheita er styrt av regionale klimaforhold eller om lokale faktorar har sterkare innverknad.



Figur 4.3: Holosen skredfrekvens per 1000, 500, og 200 år. I alt 50 enkelthendingar frå både LFP-111 og LFP-211 er registrert. Periodar med generell høg skredaktivitet (markert brunt) let seg ikkje kvantifisera.

4.4.1 Samanlikning med skredaktivitet på Vestlandet

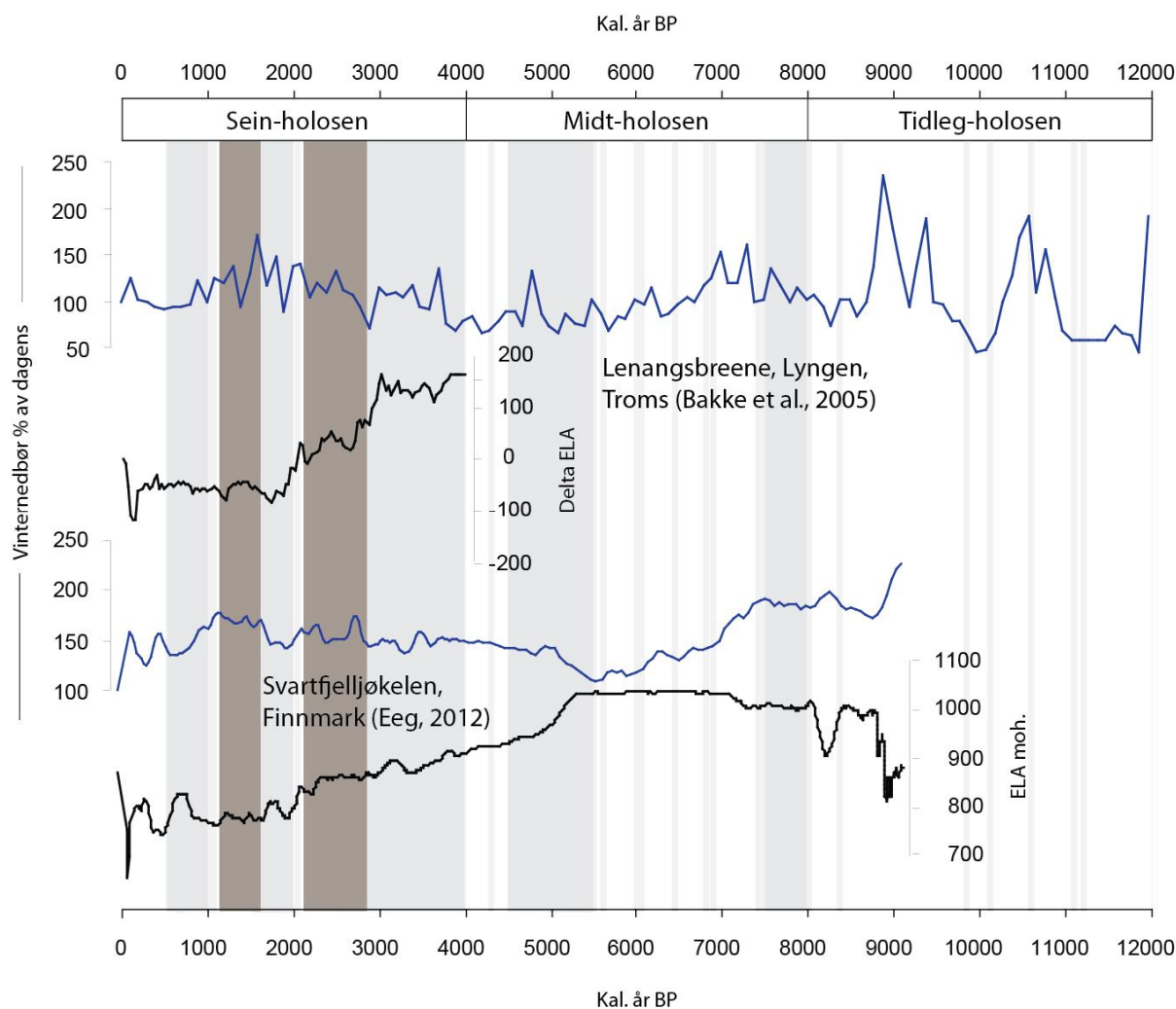
Fordi det ikkje er publisert nokon rekonstruksjonar av holosen snøskredaktivitet i Nord-Noreg, vil funna av skredfrekvensen gjennom holosen i denne studien bli samanlikna med rekonstruksjonar av snøskred på Vestlandet. Vasskog et al. (2011) laga ein oversikt over snøskredaktivitet på Vestlandet basert på data frå fleire lokalitetar (Oldevatnet (Vasskog et al., 2011), Vanndalsvatnet (Nesje et al., 2007) og ved fleire områder på Møre (Blikra&Selvik, 1998; Blikra & Sletten, 2002)). Ved å samle data på denne måten kan ein sjå om det er ein regional samvariasjon i skredfrekvens bakover i tid. I periodar med tydeleg samvariasjon blir auka skredhyppigheit knytt til klima og vinterforhold i regionen og overskuggar såleis effekten av varierende lokale faktorar. I figur 4.4 er skredaktivitet på Vestlandet synt på lik aldersskala som data frå Langfjordvatnet. Felles for observasjonar på Vestlandet og i denne studien, er liten skredaktivitet i tidleg-holosen, og ei auking gjennom midt-, og sein-holosen. På Vestlandet er det registrert ein oppgang i skredaktivitet under vetle istid, mellom ~1460 og 1920 e.kr. I denne kalde perioden er høg skredaktivitet, basert på både historiske data og rekonstruksjonar, sett i samanheng med kraftige vinterstormar og ein generell auke i vinternedbør (Grove, 1972 i Blikra&Nemec, 1998; Blikra&Selvik, 1998; Blikra & Sletten, 2002; Nesje et al., 2008; Vasskog et al., 2011). Blikra og Nemec (1998) har studert stratigrafisk oppbygging av postglasiale talusar (omtalt som 'colluviums' i deira artikkel) på Vestlandet. Tilførselen av snøskredmateriale til desse var særleg stor under yngre dryas, medan første del av holosen, under det klimatiske optimum (9000-7000 kal. år BP), såg ut til å vere ein periode med minimal snøskredaktivitet. Ein markant auke i materialtilførsel til talusane er registrert i samband med klimaforverringa i siste halvdel av holosen. Denne perioden, kalla neoglasialen (frå ~5200 kal. år BP), er dominert av sakteveksande brear på Vestlandet mot dagens utbreiing (Bakke et al., 2008). Også i arbeidet til Blikra og Nemec (1998) vart det identifisert auka snøskredaktivitet i løpet av vetle istid. Dette styrkar påstanden om effekten av vinterklimaforhold i kalde periodar og oppgang i snøskredfrekvens på Vestlandet (t.d. Blikra&Selvik, 1998 og referansar i denne). Samanlikning av skredfrekvensar på Vestlandet og ved Langfjordvatnet i Nord-Troms har lite for seg i seg sjølv, da avstanden nord/sør gjer at vinterklima og vind- og nedbørsmønster har variert ulikt i dei to regionane (Bakke et al., 2008). I tillegg er data frå denne studien frå eitt område, slik at lokale faktorar kan ha ein større innverknad. Vidare blir det undersøkt om mønsteret i forholdet mellom klima og skredfrekvens på Vestlandet også kan observerast i nord, basert på funna i LFP-111 og LFP-211.



Figur 4.4: a) Rekonstruert snøskredfrekvens pr 100 år på Vestlandet dei siste 9000 år (Vasskog et al., 2011). b) Resultat frå denne studien. Snøskredfrekvens ved Langfjordvatnet, Nord-Troms pr 200 år dei siste 11500 år. Mørke søyler markere periodar med generell høg skredaktivitet. Grå søyler markerer periodar med moderat snøskredaktivitet.

4.4.2 Holosen skredaktivitet rundt Langfjordvatnet og andre regionale klimaproksey

Den rekonstruerte skredaktiviteten rundt Langfjordvatet på Arnøy blir i dette underkapittelet diskutert opp mot fluktuasjonar i likevekstlinjer og rekonstruert vinternedbør ved to brear i Troms og Finnmark. Svartfjelljøkelen i Bergsfjord sør i Finnmark ligg om lag 50 km unna Arnøy og feltområdet for denne studien. Nærleiken og den same kystnære plasseringa tilseier at paleoklimaet på Arnøy bør vere godt representert av klimadata frå Svartfjelljøkelen. Lenangsbreen i Lyngenfjella ligg 50 km sør og representerer også kystklima. Denne likevekstlinja går berre tilbake 4000 kal. år BP, da breen før dette i ein lengre periode var vekke. Eit maksimumsestimat av vinternedbøren er derimot rekonstruert tilbake 20000 kal. år BP ved korrelasjon til strandlinjer knytt til Risviktrinet (Bakke et al., 2005a) der dei siste 12000 er synt i figur 4.5.



Figur 4.5: Periodar med moderat og høg skredaktivitet sett opp mot regionale likevekstlinjer og estimert vinternedbør frå Lengangsbreen i Lyngen (Bakke et al., 2005a) og Svartfjelljøkelen i Øksfjord (Eeg, 2012). Mørke søyler markerer høg skredaktivitet, grå markerer moderat skredaktivitet, og tynne lysegrå søyler representar enkelthendingar.

Tidleg-holosen (12 000-8000 kal. år BP)

Skredfrekvensen har vore låg (<3 pr 500 år) gjennom heile tidleg-holosen. Dei i alt seks skreda som er registrert ser ikkje ut til å ha ein samanheng med den rekonstruerte vinternedbøren ved Lenangsbreen, da berre éi hending (10 560 kal. år BP) samanfell med høg vinternedbør. Ved ~9100 kal. år BP byrjar data frå Svartfjelljøkelen. Her er vinternedbøren 190% av dagens der eit skred er registrert ved 8350 kal år BP.

Midt-holosen (8000-4000 kal. år BP)

I byrjinga av midt-holosen er det ein 500-års periode med moderat skredaktivitet rundt Langfjordvatnet. Ved Svartfjelljøkelen er det i same tidsrom høg vinternedbør som søkk frå 7500 kal. år BP da breen i ein periode fram til 5300 kal. år BP er smelta vekk (Eeg, 2012). Neste periode med moderat skredaktivitet er frå 5500-4500 kal. år BP. Ved Lenangsbreen er

vinternedbøren i denne perioden rundt 75 % av dagens, forutan ein stigning til 130% mellom 4900 og 4700 kal. år BP. Svartfjelljøkelen er på veg tilbake i løpet av denne perioden, med ein aukande vinternedbør og ein ELA som blir lågare frå 5300 kal. år BP.

Sein-holosen (4000-0 kal. år BP)

Frå byrjinga av sein-holosen er også Lenangsbreen tilbake og vinternedbøren stig. Ved Svartfjelljøkelen er vinternedbøren om lag 150 % av dagens i perioden med moderat skredaktivitet fram til 2800 kal. år BP. Her byrjar første periode med høg skredaktivitet rund Langfjordvatnet som samantfall med eit markant fall i ELA til Lenangsbreen. ELA til Svartfjelljøkelen ser ut til å vere stabil i løpet av denne perioden, men har ei senking like før den stig og fell att rundt 2000 kal. år BP. 400 år med moderat skredaktivitet følgjer, der ELA både i Lyngen og Finnmark synk, vinternedbøren ved Lenangsbreen fluktuerar, og nedbøren ved Svartfjelljøkelen minkar noko før den stig att til 170% ved 1600 kal. år BP. Dette er starten på neste periode med høg skredaktivitet som held fram til 1150 kal. år BP, etterfølgt av ein kort med låg skredaktivitet før 500 år med moderat skredaktivitet. Lenangsbreen si maksutbreiing under vetle istid er datert til 1910 e.kr. Ved Svartfjelljøkelen var vetle istids maksimum rundt 1880 e.kr. (70 kal. år BP).

Den rekonstruerte skredaktiviteten samsvarar godt med regionale klimadata i midt- og sein-holosen. Auka vinternedbør og kaldare klima indikert av breframvekst ser ut til å ha hatt ein påverknad på skredhyppigheita dei siste 5000 år. Slik som på Vestlandet skjer det ein tydeleg oppgang i skredaktivitet i samband med breframstøt i løpet av sein-holosen. På den andre sida er det ingen registrerte skred etter 500 kal. år BP i kjernane frå Langfjordvatnet. Den markante auka i skredaktivitet som fann stad under vetle istid på Vestlandet er difor ikkje observert i denne studien. Dette kan bety at eventuelle skred ikkje har nådd ned til vatnet, eller at det har gått tørr-snøskred som har frakta lite materiale. LFP-111 har ikkje sediment frå historisk tid etter 830 e.kr., og aldrar yngre enn øvste datering (1637 kal. år BP) er i tillegg er ekstrapolert slik at nøyaktigheita er noko dårleg. Det same gjeld aldrane i LFP-211, som har yngre sediment, men ingen dateringar frå desse. Dette gjer at data frå denne studien har eit redusert samanlikningsgrunnlag frå historisk tid.

5 Konklusjon

1. Feltområdet inneheld i hovudsak tre ulike typar avsetjingar; botnmorene etter innlandsisen, randmorene frå lokalglasiasjon og skredavsetjingar (sjå lausmassekart, vedlegg 1).
2. Innsjøkjernen LFP-111 syner at sediment som mogleg stammar frå deglasiasjonen tek slutt rundt 15800 kal. år BP. Herifrå overtek glasifluviale sediment frå lokalbre ved Høgtinden. Denne drenerer smeltevatn til Langfjordvatnet fram til ~11300 kal. år BP, som markerer slutten på observerte glasiiale sediment i kjernane.
3. Eit grovt sandig sedimentlag knytt til fjellskredet som avsette Langfjordura er identifisert som ein hyperkonsentrert tettleiksstraum, og er avsett over eit finare turbidittlag som ein "linked debrites"-sekvens (Mulder & Alexander, 2001; Haughton et al., 2009). Berre eitt sedimentlag av denne karakteren tilseier at ura er avsett av eitt fjellskred. Skredet er datert til å vere mellom 13500 og 14500 kal. år BP, basert på radiokarbondateringar av makrofossil i turbidittlaget. Denne alderen viser at fjellskredet vart utløyst relativt kort tid etter deglasiasjonen av området, som også er tilfelle for andre daterte fjellskred i Troms.
4. Nedslagsfeltet til Langfjordvatnet er lite (4,5 km²), og ingen innlaup av større elvar gjer vatnet ideelt for rekonstruksjon av skred. Kvartærgeologisk kartlegging vitnar om at snøskred er ein aktiv prosess frå fjellssidene rundt Langfjordvatnet. Ikkje alle skred rekk ned til vatnet, slik at rekonstruksjonen gjort her er av skred med tilstrekkeleg utlaupslengd.
5. Få skred er registrert tidleg i holosen fram til 8000 kal. år BP. Likt som på Vestlandet er det registrert fleire skred i siste halvdel av holosen, frå ~5500 kal. år BP. Det er høgst skredaktivitet rundt Langfjordvatnet mellom 2800-2100 og 1600-1150 kal. år BP.
6. Ei tydeleg kopling mellom auka snøskredaktivitet og senking av ELA til Lenangsbreen og Svartfjelljøkelen kan først sjåast frå 2800 kal. år BP. Dette kan bety at skredaktiviteten og breane i denne perioden er påverka av dei same klimatiske faktorane.
7. Etter 500 kal. år BP er det ikkje registrert nokon skredhendingar. Klimaforverringa i vetle istid er difor ikkje registrert som periode med auka intensitet av snøskred, noko som er påvist i liknande studiar frå Vestlandet.

8. Fleire lange tidsseriar som syner skredfrekvens i eit område er naudsynt for å studere regionale forskjellar. Gode rekonstruksjonar av skredaktivitet samankopla med regionale klimarekonstruksjonar og vêrdata, vil kunne betra datagrunnlaget for prognosar om framtidig skredintensitet.
9. Jordprøver frå kjeldeområder i dreneringsfeltet viste seg, utifrå resultata i dette arbeidet, vanskeleg å kople til sediment i kjernane.

Etterord/vidare arbeid

Alderskontrollen på LFP-111 er god til å inneholde så gamle sediment. Det ville difor vore interessant å undersøke den glasifluviale delen av kjernen grundigare med tanke på deglasiasjon og lokalglasiasjon. Fleire geokjemiske element, blant anna kalsium, kalium, rubidium, strontium, zirkonium, samt magnetiske parameter (MS_{77}/MS_{293}) kan bidra til å undersøke proveniens av dei nedste 20 cm som mogleg er deglasiasjonssediment. Vidare leiting etter daterbare makrofossil i, eller nærare, desse sedimenta kan bidra til ei meir nøyaktig avklaring av deglasiasjonshistoria på Arnøy.

Det bør gjerast fleire undersøkingar for å sjå etter marine sediment i LFP-111. Ei datering i eit eventuelt skilje i kjernen mellom marine og lakustrine sediment vil bidra til rekonstruksjon av den regionale havnivåhistoria, samt tilbaketrekkinga av innladsisen etter siste istid.

Modelleringar av sjølve utrasinga av fjellskredet som avsette Langfjordura kunne vore interessant å studert. Dette for å sjå korleis blokkmassen har bevegde seg, og om utfallslengda er nedkorta grunna motsett dalside. Mogleg kunne ein finne ut om vatn/havnivå eller isrestar i dalen kan ha påverka avsetjinga under utrasing eller i etterkant. Ein føreslått programvare for dette er CLARA-W frå O. Hungr Geotechnical Research, Inc.

Ved å bore sedimentkjernar nærare skredbanane på austsida av vatnet ville gjerne meir materiale blitt fanga og fleire skred registrert. Samstundes er det større sjanse for forstyrre sediment nærare kanten av ein innsjø med nokså bratte sider.

Referansar

- Andersen, B. G. 1968. Glacial geology of western Troms, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 256, 160 sider.
- Andersen, B. G. 1979. The deglaciation of Norway 15,000–10,000 B.P. *Boreas*, 8, 79-87.
- Andreassen, K. M. 1982. *Undersøkelser av Weichsel stratigrafi og deglasiashistorie på Arnøy, Troms*. Doktor, Universitetet i Tromsø.
- Asikainen, C. A., Francus, P. & Brigham-Grette, J. 2006. Sediment fabric, clay mineralogy, and grain size as indicators of climate change since 65 ka at El'gygytgyn Crater Lake, Northeast Siberia. *Journal of Paleolimnology*, 37, 105-122.
- Axelsson, V. 1983. The use of X-ray radiographic methods in studying sedimentary properties and rates of sediment accumulation. *Hydrobiologia*, 103, 65-69.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Løvlie, R. & Nesje, A. 2005a. Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. *The Holocene*, 15, 518-540.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K. & Nesje, A. 2010. A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1246-1262.
- Bakke, J., Lie, O., Heegaard, E., Dokken, T., Haug, G. H., Birks, H. H., Dulski, P. & Nilsen, T. 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geosci*, 2, 202-205.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S. O., Nesje, A. & Bjune, A. E. 2008. Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change*, 60, 28-41.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. & Paasche, Ø. 2005b. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstruction during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway *The Holocene*, 15, 161-176.
- Ballantyne, C. K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. 1998. *Glaciers & Glaciation*, London, Arnold.
- Blaauw, M. 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.
- Blake, G. R. & Hartge, K. H. 1986. Bulk density. In: KLUT, A. (ed.) *Methods of soil analysis*. Madison, WI: American Society of Agronomy-Soil Science, Agronomy Monograph.
- Blikra, L. H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. F. & Stalsberg, K. 2006. Rock Slope Failures in Norwegian Fjord Areas: Examples, Spatial Distribution and Temporal Pattern. In: EVANS, S. G., SCARASCIA MUGNOZZA, G., STROM, A., HERMANN, R.L. (ed.) *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. IV ed.: Springer.
- Blikra, L. H. & Nemeček, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Blikra, L. H. & Selvik, S. F. 1998. Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records. *The Holocene*, 8, 631-658.
- Blikra, L. H. & Sletten, K. 2002. Klimaendringer kan påvirke skredfaren. *Cicerone*, 27-13.
- Bouma, A. H. 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits*, Amsterdam, Elsevier.
- Bradley, R. S. 1999. *Paleoclimatology Reconstructing Climates of the Quaternary*, San Diego, Academic Press.

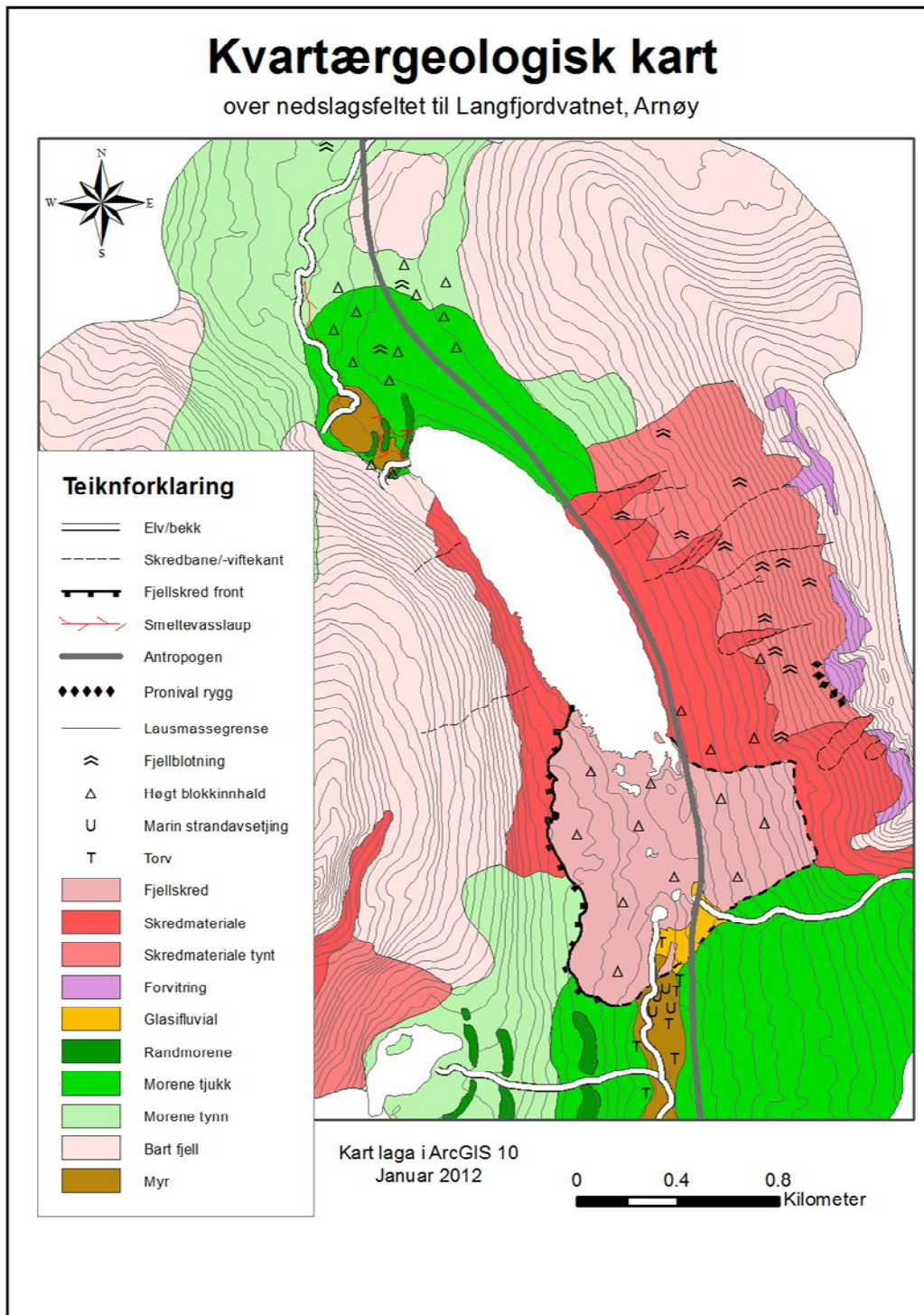
- Brown, E. T., Le Callonnec, L. & German, C. R. 2000. Geochemical cycling of redox-sensitive metals in sediments from Lake Malawi: A diagnostic paleotracer for episodic changes in mixing depth. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 64, 3515-3523.
- Buffle, J., De Vitre, R. R., Perret, D. & Leppard, G. G. 1989. Physico-chemical characteristics of a colloidal iron phosphate species formed at the oxic-anoxic interface of a eutrophic lake. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 399-408.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. 2006. Itrax: Description and Evaluation of a New Multi-Function X-Ray Core Scanner. In: ROTHWELL, R. G. (ed.) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. London: Geological Society Special Publications, 267, 51-63.
- Davis, J. L. & Annan, A. P. 1989. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.
- De Blasio, F. V., Elverhøi, A., Engvik, L.E., Issler, D., Gauer, P. & Harbitz, C. 2006. Understanding the high mobility of subaqueous debris flows. *Norwegian Journal of Geology*, 86, 275-284.
- Dean, W. E. 1974. Determination of Carbonate and Organic-Matter in Calcareous Sediments and Sedimentary-Rocks by Loss on Ignition - Comparison with Other Methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 242-248.
- Eeg, T. T. 2012. *En rekonstruksjon av variasjoner i breutbredelse på Svartfjelljøkelen, Bergsfjordjalvøya*. Masteroppgåve, Universitetet i Bergen.
- Furseth, A. 2006. *Skredulykker i Norge*, Oslo, Tun.
- Førland, E. J., Alfnes E., Amundsen, H., Asvall, R.P., Benestad, R., Debernard, J., Engen-Skaugen, T., Hanssen-Bauer, I., Harstveit, K., Haugen, J.E., Hovelsrud, G.K., Isaksen, K., Jaedicke, C., Kronholm, K., Kvambekk, Å.S., LaCasce, J., Roald, L.A., Sletten, K., Stalsberg, K. 2007. Climate change and natural disasters in Norway. An assessment of possible future changes. . In: MET.NO (ed.). Norwegian Meteorological Institute.
- Gran, J. 2006. Geoextreme: I verste fall - skred og flom. *Cicerone*, 3.
- Greve, M. H., Sperstad, R. & Nyborg, Å. 1999. Retningslinjer for beskrivelse av jordprofil. Ås: Norsk institutt for jord- og skogkartlegging.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P. & Melieres, M. A. 2007. High-Altitude Varve Records of Abrupt Environmental Changes and Mining Activity over the Last 4000 Years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews*, 26, 2644-2660.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C. & Rohl, U. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1308.
- Haughton, P., Davis, C., McCaffrey, W. & Barker, S. 2009. Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1900-1918.
- Hewitt, K. 1999. Quaternary Moraines vs Catastrophic Rock Avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. *Quaternary Research*, 51, 220-237.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J. & Hutchinson, J. N. 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7, 221-238.
- Isaksen, K., Blikra, L. H., Eiken, T. & Sollid, J. L. 2004. Mountain permafrost and instability of rock slopes in western and northern Norway Abstracts Volume, PACE21 Field Workshop, Longyearbyen, Svalbard, 8-13 September 2004, 32.
- Jaedicke, C., A. Solheim, L.H. Blikra, K. Stalsberg, A. Sorteberg, A. Aaheim, K. Kronholm, D. Vikhamar-Schuler, K. Isaksen, K. Sletten, K. Kristensen, I. Barstad, C. Melchiorre, Ø. A. Høydal, H. Mestl 2008. Spatial and temporal variations of geohazards in

- Norway under a changing climate, the GeoExtreme Project. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 893-904.
- Jansen, J. H. F., Van der Gaast, S. J., Koster, B. & Vaars, A. J. 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151, 143-153.
- Jenkins, R. 1984. X-RAY-FLUORESCENCE ANALYSIS. *Analytical Chemistry*, 56.
- Johansen, K. B. 1982a. *Deglaciasjonshistorie, med vekt på studie av strandforskyving og lokalglacijasjon, Arnøy, Nord-Troms*. Universitetet i Tromsø.
- Johansen, K. B. 1982b. *Deglacijasjonshistorie, med vekt på studie av strandforskyving og lokalglacijasjon, Arnøy, Nord-Troms* Doktor, Universitetet i Tromsø.
- Karlén, W. 1976. Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lappland, Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 58, 1-34.
- Karlén, W. 1981. Lacustrine Sediment Studies. A Technique to Obtain a Continuous Record of Holocene Glacier Variations. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 63, 273-281.
- Kirk 1980. Mixed sand and gravel beaches: Morphology, processes and sediments. *Progress in physical geography*, 4, 189.
- Kokryatskaya, N. M., Volkov, I. I., Demidova, T. P. & Murzina, T. S. 2003. Sulfur Compounds in Bottom Sediments of Fresh-Water Basins (Mouth of the Severnaya Dvina River and Rybinsk Water Reservoir). *Lithology and Mineral Resources*, 38, 552-563.
- Kverndal, A.-I. & Sollid, J. L. 1993. Late Weichselian glaciation and deglaciation in northeastern Troms, northern Norway *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 47, 163-177.
- Lanci, L. & Lowrie, W. 1997. Magnetostratigraphic evidence that 'tiny wiggles' in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 581-592.
- Lied, K. & Kristensen, K. 2003. *Snøskred: håndbok om snøskred*, Nesbru, Vett og Viten.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297.
- Luckman, B. H. 1975. DROP STONES RESULTING FROM SNOW-AVALANCHE DEPOSITION IN LAKE ICE. *Journal of Glaciology*, 14.
- Luckman, B. H. 1977. Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geografiska Annaler, Series a - Physical Geography*, 31-48.
- Marthinussen, M. 1960. Coast- and fjord area of Finnmark. With remarks on some other districts. In: HOLTEDAHL, O. (ed.) *Geology of Norway*. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Matthews, J. A., Dahl, S., Nesje, A., Berrisford, M. S. & Andersson, C. 2000. Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1625-1647.
- Mauring, E., Koziel, J., Lauritzen, T. & F., T. J. 1995. Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak. *Datarapport 94.024.*: NGU.
- Mulder, T. & Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Neal, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 261-330.
- Nesje, A. 1992. A Piston Corer for Lacustrine and Marine-Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24, 257-259.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Bøe, A.-G. 2007. A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway. *The Holocene*, 17, 269-277

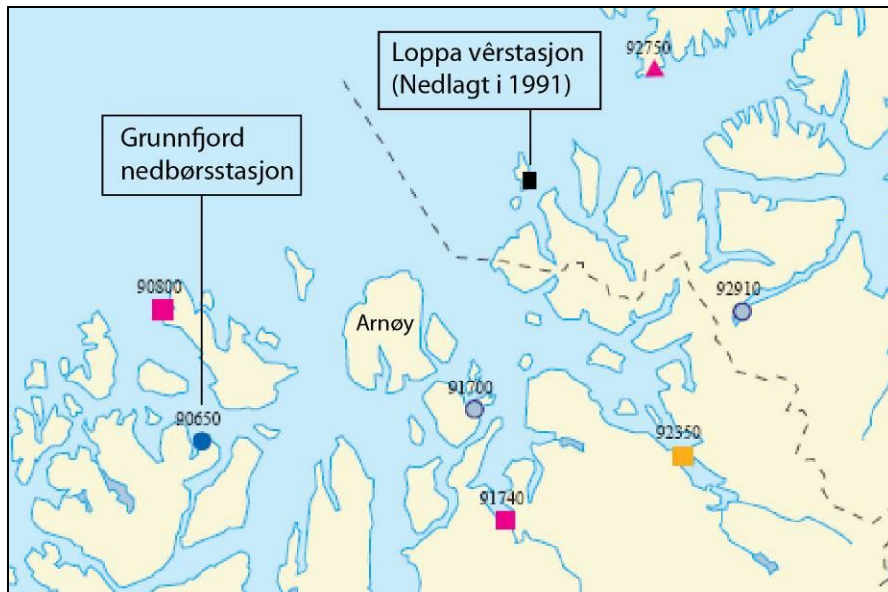
- Nesje, A., Dahl, S., Thun, T. & Nordli, Ø. 2008. The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation? *Climate Dynamics*, 30, 789-801.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Andersson, C. & Matthews, J. A. 2000. The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 19, 1047-1065.
- Nesje, A., Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S. & Andersson, C. 2001. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11, 267-280.
- NVE 2011. Plan for skredfarekartlegging - Status og prioriteringer innen oversiktkartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. Oslo: NVE og NGU.
- Ollier, C. 1984. *Weathering* New York, Longman Inc.
- Paasche, Ø. & Løvlie, R. 2011. Synchronized postglacial colonization by magnetotactic bacteria. *Geology*, 39, 75-78.
- Palstrøm, A. 1974. Karakterisering av oppsprekingsgrad og fjellmassers kvalitet. In: BERDAL, I. A. B. (ed.) *Intern rapport*. Høvik.
- Peinerud, E. K., Ingri, J. & Pontér, C. 2001. Non-detrital Si concentrations as an estimate of diatom concentrations in lake sediments and suspended material. *Chemical Geology*, 177, 229-239.
- Prestvik, O. & Trømborg, D. 1999. *Undervisning om løsmasser* [Online]. Tønsberg: Høgskolen i Vestfold. Available: <http://www-bib.hive.no/tekster/hveskrift/rapport/1999-03/index.html> [Accessed 25.03 2012].
- Renberg, I. & Hansson, H. 2008. The HTH sediment corer. *J Paleolimnol*, 40, 655-659.
- Robert, A. P., Chang, L., Rowan, C. J., Horng, C.-S. & Florindo, F. 2011. Magnetic Property of Sedimentary Greigite (Fe₃S₄): An Update. *Reviews of Geophysics*, 49, 46.
- Roberts, A. & Weaver, R. 2004. Multiple mechanisms of remagnetization involving sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth and Planetary Science Letters* 231, 263-277.
- Rothwell, R. G. 2006a. *New techniques in sediment core analysis*, Oxford, Published for the Geological Society by Blackwell.
- Rothwell, R. G. a. H., B. A. A. and Thomson, J. and Croudace, I. 2006b. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (Western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: An application of XRF scanning of sediment cores in lithostratigraphic analysis. In: ROTHWELL, R. G. (ed.) *New techniques in sediment core analysis*. London: Geological Society of London.
- Rubensdotter, L. & Rosqvist, G. 2003. The effect of geomorphological setting on Holocene lake sediment variability, northern Swedish Lapland. *Journal of Quaternary Science*, 18, 757-767.
- Rubensdotter, L. & Rosqvist, G. 2009. Influence of geomorphological setting, fluvial-, glaciofluvial- and massmovement processes on sedimentation in alpine lakes. *The Holocene*, 19, 665-678.
- Scheidegger, A. E. 1973. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock Mechanics*, 5, 231 - 236.
- Seierstad, J., Nesje, A., Dahl, S. O. og Simonsen, J. R. 2002. Holocene glacier fluctuations of Grovabreen and Holocene snow-avalanche activity reconstructed from lake sediments in Grnningstlsvatnet, western Norway. *Holocene*, 12, 211-222.
- Shanmugam, G. 1996. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? . *Journal of Sedimentary Research*, 66, 2-10.

- Sletten, K. & Blikra, L. H. 2007. Holocene colluvial (debris-flow and water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology and palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 22, 619-635.
- Sletten, K., Blikra, L. H., Ballantyne, C. K., Nesje, A. & Dahl, S. O. 2003. Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. *The Holocene*, 13, 907-920.
- Sletten, K., Blikra, L. H., Dahlgren, S. & Sandersen, F. 2004. Skredfarekartlegging i Vestfjorddalen. NGU.
- Smith, N. D. & Ashley, G. M. 1985. PROGLACIAL EOLIAN ENVIRONMENT. In: ASHLEY, G., SHAW, J. & SMITH, N. D. (eds.) *Glacial Sedimentary Environments*. Tulsa, OK: Society of Paleontologists and Mineralogists.
- Snowball, I. 1993. Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Kårsa valley, Lappland, Sweden, and their relevance to palaeoenvironmental reconstruction. *Terra Nova*, 5, 258-270.
- Snowball, I. A. N. & Thompson, R. O. Y. 1990. A mineral magnetic study of Holocene sedimentation in Lough Catherine, Northern Ireland. *Boreas*, 19, 127-146.
- Sollid, J. L., Andersen, S., Hamre, N., Kjeldsen, O., Salvigsen, O., Stuerød, S., Tveitå, T. & Wilhelmssen, A. 1973. Deglaciation of Finnmark, north Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 27, 233-325.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. 1992. Rock glaciers in Svalbard and Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 215-220.
- Støren, E. N., Dahl, S. O. & Lie, Ø. 2008. Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene*, 18, 1179-1191.
- Støren, E. N., Dahl, S. O., Nesje, A. & Paasche, Ø. 2010. Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3021-3033.
- Thompson, R. & Oldfield, F. 1986. *Environmental Magnetism*, London, Allen & Unwin.
- Thoresen, M. K. 1991. *Kvartærgeologisk kart over Norge : tema: jordarter*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Troels-Smith, J. & Undersøgelse, D. G. 1955. *Karakterisering Af Løse Jordarter*, Reitzel.
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D. 2011. A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*.
- Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J. F. & Birks, H. J. B. 2012. A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. *Quaternary Research*, 77, 192-204.
- Walker, M. 2005. Radiometric Dating 1: Radiocarbon Dating. In: WALKER, M. (ed.) *Quaternary Dating Methods*. West Sussex: John Wiley & Sons.
- Weltje, G. J. & Tjallingii, R. 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 423-438.
- Zhao, Y. Y., Jiang, R. H. & Yan, M. C. 1995. Abundance of chemical elements in continental shelf sediment of China. *Geo-Marine Letters*, 15, 71-76.

Vedlegg 1 Kwartærgeologisk kart:



Vedlegg 2 Vêrdata frå eKlima:

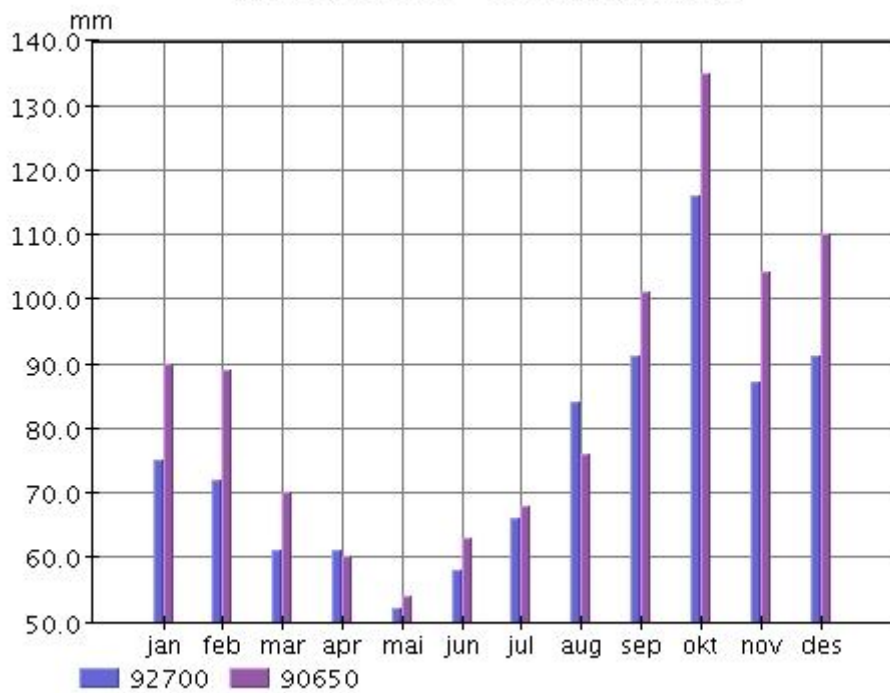


Lokalitet til vêr- og nedbørstasjonar nytta; Loppa og Grunnfjord. Desse har hatt lengst operasjonstid av interessante målestasjonar i området. Modifisert etter Meteorologisk institutt, Observasjonsdivisjonen 2007.

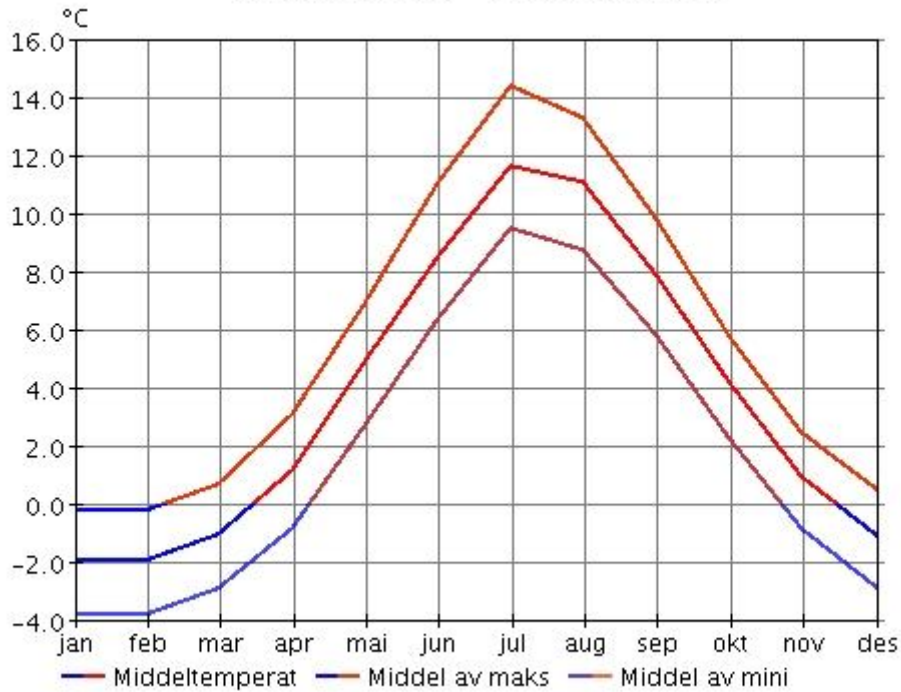
Stasjonar							
Stnr	Namn	I drift frå	I drift til	Hoh	Kommune	Fylke	Region
90650	GRUNNFJORD - STAKKEN	jan 1971		7	KARLSØY	TROMS	NORD-NOREG
92700	LOPPA	jan 1920	jul 1999	10	LOPPA	FINNMARK	NORD-NOREG

Månadsnormalar 1961 - 1990 for nedbør (RR) i mm													
Stnr	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	år
92700	75	72	61	61	52	58	66	84	91	116	87	91	914
90650	90	89	70	60	54	63	68	76	101	135	104	110	1020

Normalar 1961 - 1990 Nedbør (RR)



Normalar 1961 - 1990 for Loppa



Vindrose, frekvensfordeling av vind

Vindretning delt inn i sektorer på 30°

Frekvensfordeling av vindfart i prosent %

Vindfart (m/s)

- > 20.2
- 15.3-20.2
- 10.3-15.2
- 5.3-10.2
- 0.3-5.2

Stille (%)

8

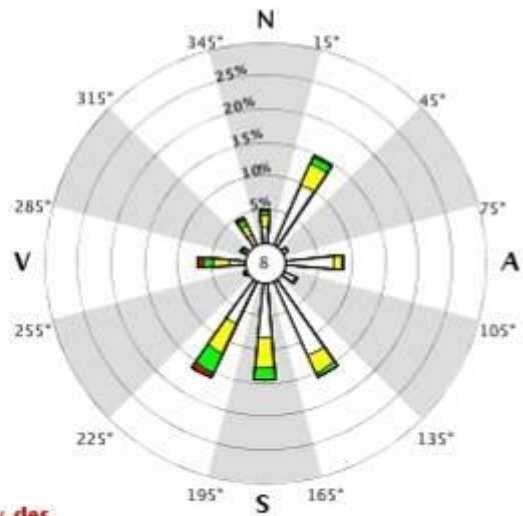


År: 1961 - 1990

jan, feb, mar, apr, mai, jun, jul, aug, sep, okt, nov, des

Tidspunkt: 7, 13, 19 (NMT)

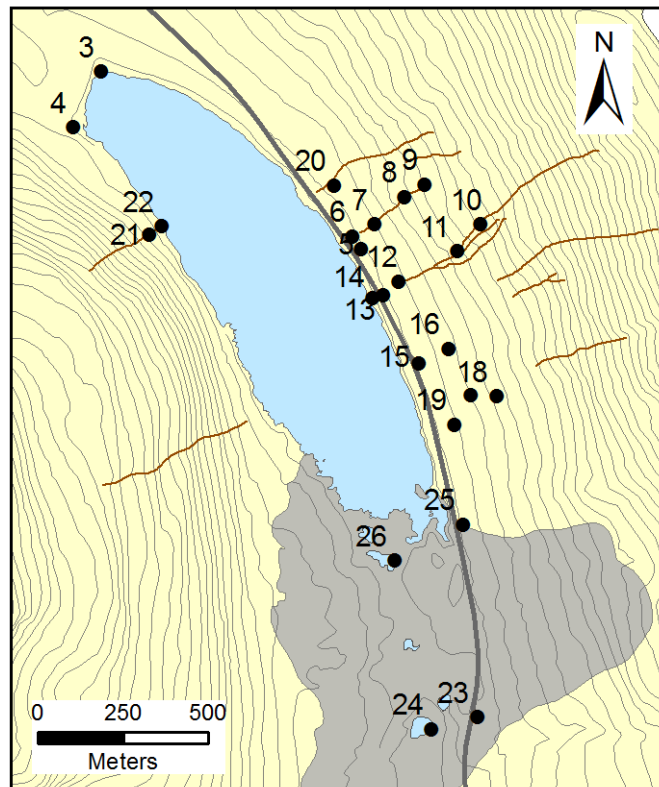
92700 LOPPA



Data er gyldig per 20.03.2012
eKlima@met.no © met.no

Vedlegg 3 Jordprøvelokaliteter:

Jordprøvelokaliteter



- Jordprøve
- Langfjordvatnet
- Langfjordura
- Skredbaner
- Fylkesveg 347

Prøve nr.	UTM WGS 84	Moh.	Kjelde
3	34 W 481993 7783371	67	Flate/botnmorene
4	34 W 481894 7783215	70	Bekk/smeltevassslau
5	34 W 482704 7782774	75	Skredbane aust
6	34 W 482682 7782813	72	Skredbane aust
7	34 W 482749 7782843	94	Skredbane aust
8	34 W 482846 7782915	140	Skredbane aust
9	34 W 482907 7782945	160	Skredbane aust
10	34 W 483060 7782812	220	Skredbane aust
11	34 W 482986 7782739	178	Skredbane aust
12	34 W 482805 7782667	82	Skredbane aust
13	34 W 482756 7782633	70	Skredbane aust
14	34 W 482724 7782625	67	Skredbane aust
15	34 W 482838 7782420	72	Skredbane aust
16	34 W 482930 7782456	110	Skredbane aust
17	34 W 482982 7782314	110	Skredbane aust
18	34 W 483058 7782302	140	Skredbane aust
19	34 W 482927 7782230	97	Skredbane aust
20	34 W 482644 7782968	80	Skredbane aust
21	34 W 482087 7782878	100	Skredvitte vest
22	34 W 482125 7782898	66	Skredvitte vest
23	34 W 482908 7781364	74	Langfjordura
24	34 W 482770 7781343	66	Langfjordura
25	34 W 482924 7781935	76	Langfjordura
26	34 W 482711 7781848	66	Langfjordura

Vedlegg 6 Geokjemiske parametrar eining IV, ekstra:

