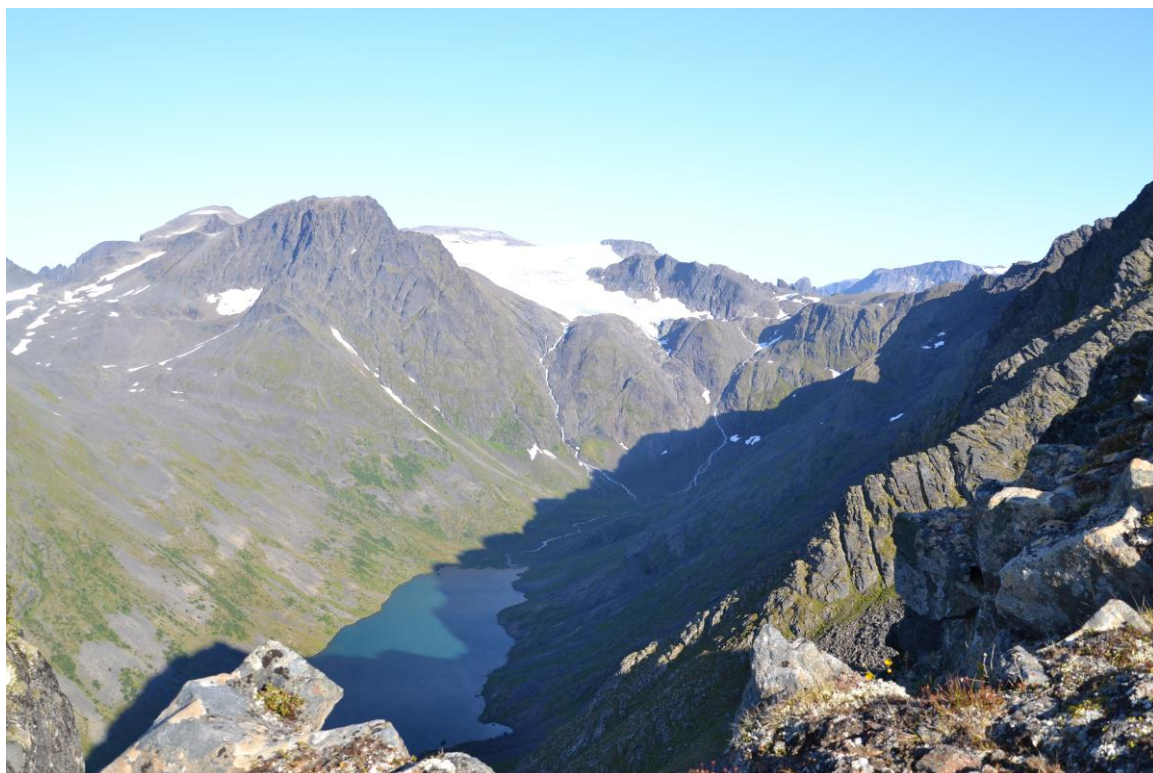


En rekonstruksjon av variasjoner i breutbredelse gjennom holosen på Svartfjelljøkelen, Bergsfjordhalvøya

En studie basert på proglasiale innsjøsedimenter og kvartærgeologisk kartlegging



Av Thea Thingelstad Eeg

Institutt for geovitenskap

Bergen, 1.6.2012

«Ingen kjem til fjells på ein flat veg»

- Ukjent

Forord

Det er mange som har bidratt til arbeidet med denne oppgaven, enten det er med faglige innspill eller motivasjon. En spesielt stor takk til professor Jostein Bakke og Dr. Øyvind Paasche for fremragende veiledning gjennom hele prosessen. Mathias Trachsel og medstudenter Kristina Harila Skjold, Solveig Otterå og Arild Sunde Rinnan må takkes for godt selskap og god hjelp med kjernetaking under feltarbeidet i mars 2011. Bjørn Kvisvik, Hella Wittmeyer og Oliver Queck fortjener takk for veiledning og hjelp med labarbeidet, det samme gjør Dr. Anne Bjune for identifisering av makrofossiler. Takk også til professor Reidar Løvlie for stort engasjement i paleomagnetisk laboratorium og for interessante bidrag under KP-møtene.

Sunniva Solheim Vatle og de nevnte medstudenter takkes for faglige diskusjoner, lange matpauser og for at livet på lesesalen er solfylt – selv bak tykke murvegger.

Tusen takk til pappa for en fantastisk uke i Bergsfjord i august 2011 og for all hjelp med statistiske problemer. Takk også til mamma for språkvask. Mest av alt takkes de for at de er mamma og pappa. Dessuten tusen takk til Miriam Wollan Nilsson for lange morgenkaffer og for de gode samtalene.

Bergen, mai 2012

Thea Thingelstad Eeg

Innholdsfortegnelse

Forord	iii
Innholdsfortegnelse	iv
Abstract	1
1. Innledning.....	2
1.1 Bruk av proglasiale innsjøsedimenter i klimarekonstruksjon	3
1.2 Bruk av likevektslinjen til klimarekonstruksjon	6
1.3 Tidligere arbeider i området	8
2. Studieområdet.....	10
2.1 Generell områdebeskrivelse	11
2.2 Bergsfjordvatnet	13
2.3 Dagens klima.....	14
2.4 Geologi	16
3. Kartlegging av studieområdet	17
3.1 Kwartærgeologisk kartlegging	17
3.1.1 Historiske kilder	18
3.1.2 Lokalteter	19
3.2 Kartlegging av bassenget	35
3.3 Oppsummering	38
3.3.1 Glasiale og glasifluviale prosesser	38
3.3.2 Fluviale prosesser	39
3.3.3 Skredprosesser.....	39
4. Proglasiale innsjøsedimenter – metode	40
4.1 Kjernetaking	40

4.2 Analyser i lab	42
4.2.1 Glødetap	42
4.2.2 Massetetthet og vanninnhold.....	42
4.2.3 Kornfordelingsanalyse	44
4.2.4 Magnetisk susceptibilitet.....	45
4.2.5 X-ray fluorescence (XRF).....	46
4.2.6 Aldersbestemming.....	48
4.3 Høyden til likevektslinjen (ELA).....	49
4.3.1 AAR – accumulation area ratio	50
4.3.2 AABR – area altitude balance ratio.....	51
4.3.3 Rekonstruksjon basert på innsjøsedimenter	51
5. Proglasiale innsjøsedimenter - resultat.....	52
5.1 BGP111	53
5.2 BGP211	55
5.2.1 Sammenstilling av BGS211 og BGP211	55
5.2.2 Beskrivelse av BGS211.....	56
5.2.3 Beskrivelse av BGP211.....	56
5.3 Sedimentprøvene fra nedslagsfeltet	67
5.4 Korrelasjonsanalyse av sedimentparameterne	68
5.5 Identifisering av sedimentasjonsprosesser i en proglasial innsjø.....	71
5.5.1 Glasiale prosesser.....	71
5.5.2 Hurtige sedimentære avsetninger	73
5.6 Tolkning av BGP211.....	75
5.6.1 Generell tolkning av sedimentparameterne.....	75
5.6.2 Tolkning av enhetene	81

5.7 Kronologi	84
5.7.1 ²¹⁰ Pb-dateringer	84
5.7.2 ¹⁴ C-dateringer	85
5.7.3 Alders-dyp-modell	88
5.8 Rekonstruksjon av likevektslinjer og vinterne db ør	89
5.8.1 Rekonstruksjon av likevektslinjen basert på innsjø s edimenter	89
5.8.2 Rekonstruksjon av vinterne db ør	94
5.9 Oppsummering	98
6. Diskusjon	99
6.1 Sedimentparametere	99
6.1.1 Fra innsjø s edimenter til brerekonstruksjon	99
6.1.2 Datakvalitet – feilkilder tilknyttet metodene	101
6.1.3 Diskusjon av sedimentparametere	105
6.2 Klimatiske variasjoner	109
6.2.1 Diskusjon av rekonstruksjonen av likevektslinje og vinterne db ør	109
6.2.2 Klimatiske variasjoner på Svartfjelljø k elen	112
6.3 Klimaforhold gjennom holosen	114
6.3.1 Regionale klimaforhold	114
6.4 Hva styrer klimaet på Svartfjelljø k elen?	116
7. Konklusjon	120
8. Videre arbeid	123
9. Referanser	124

Abstract

Svartfjelljøkelen is a small (5 km²), maritime ice cap situated on a mountain plateau on the Bergsfjord peninsula in Finnmark, Northern Norway, with an average equilibrium line altitude (ELA) close to 870 m altitude. Several prominent moraines are deposited between the present day glacier snout and the downstream lake Bergsfjordvatnet. Photographs show that the glacier has receded substantially during the last 100 years or so. In an effort to reconstruct continuous glacier activity throughout the Holocene (<11 700 year), two piston cores and HTH-cores were retrieved from the downstream lake, which annually receives sediment laden melt water originating from the glacier, for further analysis. The lake was mapped using ground penetrating radar (GPR) prior to coring in order to secure that analysis were carried out on cores that are representative of the general influx of sediments. The lake sediments were analysed by investigating geochemical elements (XRF), rock magnetic properties, dry bulk density (DBD), weight loss-on-ignition (LOI) and grain size distribution. The resolution of the various methods range from 5 cm to 0,005 cm. Sediment samples were collected from the surrounding catchment in order to cross-validate the glacier signal, as observed in the lake. The relationship between MS and titanium proved, together with the MS versus manganese/titanium, to be particular good indicators of glacial and extra-glacial sediment sources. ²¹⁰Pb dating of the uppermost sediments and ¹⁴C dating of macrofossils throughout the piston cores provided a robust age-depth relationship that covers the last 9000 years. Quaternary geological mapping of the area revealed the impact of glaciofluvial, fluvial and colluvial processes. Marginal moraines were indirectly dated using historical records, which again were connected to certain levels in the lake sediments. This was feasible due to successful ²¹⁰Pb dating of the lake sediments. By tying the age of the moraines to the independently dated lake sediments, a regression was constructed that allows for a continuous ELA reconstruction. This reconstruction was used, by means of the Liestøl equation, to calculate variations in winter precipitation for the corresponding time interval. Here it is demonstrated that Svartfjelljøkelen retreated between 9000 and 7000 cal. yr BP, with a brief glacier advance around 8200 years ago. There was arguably little or no glacial input in Bergsfjordvatnet between 7000 and 5200 cal. years BP. After this the glacier advanced throughout the “Neoglacial”, until Svartfjelljøkelen reached its maximum extent during the “Little Ice Age”. This overall trend is coherent compared to other glacier reconstructions from Northern Norway, however variations on multi-decadal time scales are observed that possibly reflect more local climatic changes and/or uncertainties associated with the methods employed in this study.

1. Innledning

Klimaet langs kysten av Norge er sterkt påvirket av de varme vannmassene som føres med Golfstrømsystemet og den nordatlantiske strømmen. Dette fører til at gjennomsnittlige års- og vintertemperaturer her er henholdsvis 10 og 20 °C varmere enn det globale gjennomsnittet på samme breddegrad (Drange et al., 2005). Havet og atmosfæren er nært knyttet sammen, og den atmosfæriske sirkulasjonen på den nordlige halvkule er spesielt sensitiv for endringer havoverflatetemperaturer og sjøisdekke (Deser et al., 2004). Breer er gode klimaindikatorer fordi de er sensitive for endringer i temperatur og nedbør (Benn og Evans, 1998:4). Små breer reagerer raskere på klimaendringer enn store, og maritime breer vil sannsynligvis være ekstra sensitive for endringer i havforhold. Rekonstruksjoner av små, maritime breer langs norskekysten vil derfor kunne gi en god indikasjon på hvordan klimaet og havforholdene i Nord-Atlanteren har fluktuert. Mange studier har vist at proglasiale innsjøsedimenter kan være indirekte indikatorer på variasjoner i brestørrelse (f.eks. Karlén, 1976, Dahl et al., 2003, Bakke et al., 2005a, Bakke et al., 2005b).

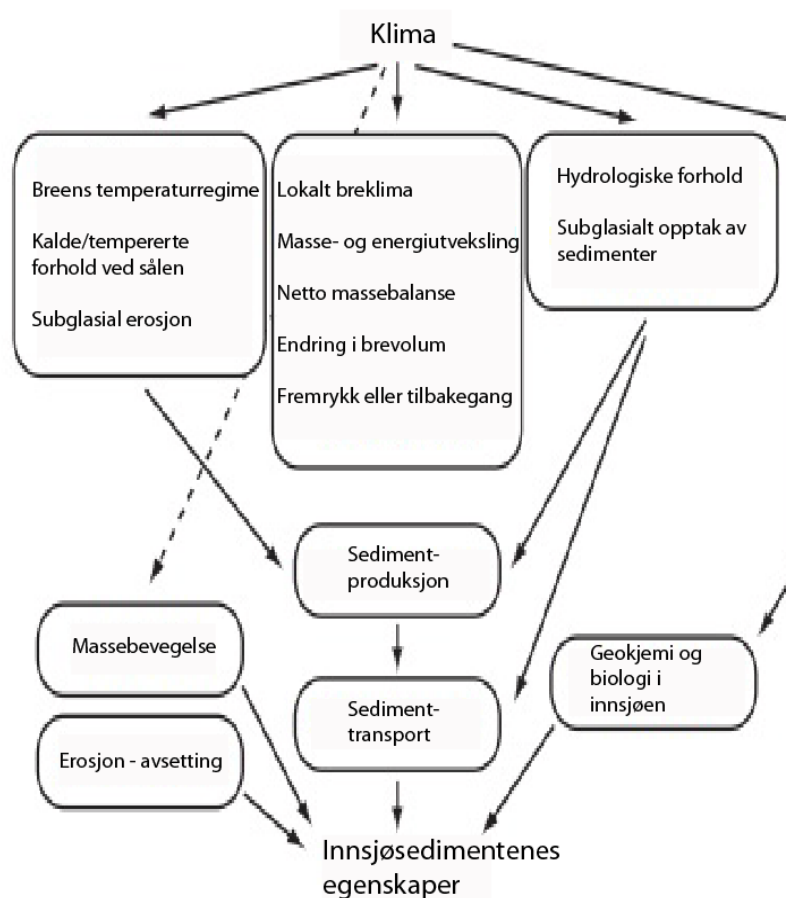
Denne oppgaven tar for seg breen Svartfjelljøkelen som ligger på Bergsfjordhalvøya rett øst for fylkesgrensen mellom Troms og Finnmark. I følge Rea et al. (1996) lå hele Bergsfjordhalvøya dekket av is under siste istids maksimum, mens yngre dryas-marginen til den skandinaviske innlandsisen ligger rundt 13 km sør for Svartfjelljøkelen (Rea og Evans, 2007). Kvartærgeologisk kartlegging skal sammen med analyser av proglasiale innsjøsedimenter danne grunnlaget for rekonstruksjon av Svartfjelljøkelens likevektslinje gjennom holosen. I tillegg vil disse metodene kunne bidra til en forståelse av hvilke prosesser som påvirker sedimentasjonen i Bergsfjordvatnet. Ved bruk av Liestøl-forholdet (Ballantyne, 1989), skal endringer i holosen vinternedbør beregnes basert på rekonstruksjonen av likevektslinjen og uavhengige rekonstruksjoner av sommertemperaturer. En sammenligning vil bli gjort mellom fluktuasjoner i Svartfjelljøkelens likevektslinje og endringer i hav- og atmosfæretemperaturer. Slik vil en kunne få en forståelse av hvilke klimatiske faktorer som har vært styrende for breutbredelsen på Svartfjelljøkelen gjennom holosen. Studien vil forhåpentligvis bidra til bedre innsikt i hvilke klimapådriv som påvirker breer på disse breddegrader.

Problemstillinger

- Hvordan har Svartfjelljøkelens utbredelse endret seg gjennom holosen?
 - På hvilken måte kan innsjøsedimenter si noe om variasjon i brestørrelse?
 - Hvilke sedimentparametere reflekterer best variasjoner i brestørrelse?
 - Hvordan kan endringer i brestørrelse knyttes til endringer i klima?
 - Hvilke klimatiske faktorer styrer variasjoner i Svartfjelljøkelens breutbredelse?
- Hvilke prosesser påvirker sedimentasjonen i Bergsfjordvatnet?

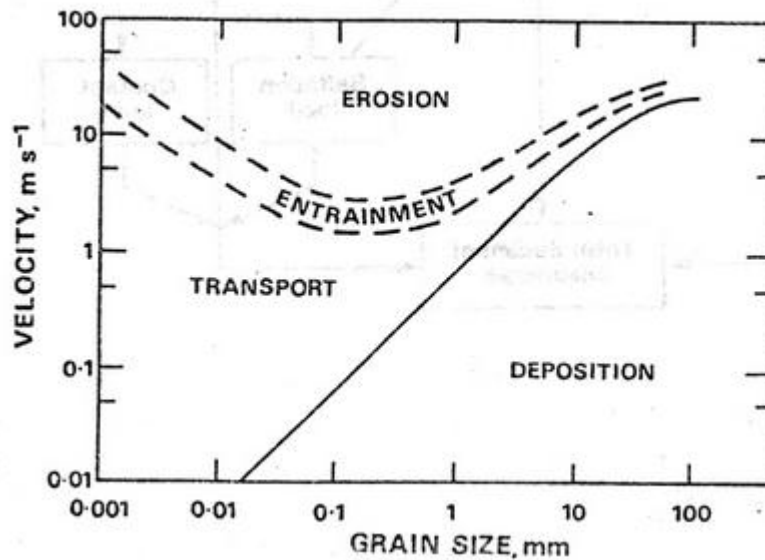
1.1 Bruk av proglasiale innsjøsedimenter i klimarekonstruksjon

En innsjø økosystem avhenger av hvilke meteorologiske, geologiske og biologiske elementer som er i, ankommer og forlater innsjøen. Her skiller en ofte mellom autoktont og alloktont materiale. Autoktont materiale er dannet *i* innsjøen (materiale av blant annet organisk opprinnelse eller et resultat av uorganisk utfelling i vannsøylen), mens alloktont materiale er transportert *til* innsjøen (Bradley, 1999:324). Tilførsel av meteorologiske elementer kommer fra for eksempel nedbør, mens biologiske elementer kommer fra vegetasjon, dyr eller mennesker. De geologiske elementene er som regel dominerende i en innsjø, og disse transporteres inn med for eksempel elver og bekker og som skredmateriale. Elementene kontrolleres i stor grad av klimaet på grunn av klimaets påvirkning på nedbør, forvitring, vindaktivitet og temperatur (figur 1-1) (Evans og Heller, 2003). Dette vil igjen være av stor betydning for eventuell breutbredelse og smeltevannsdannelse. I proglasiale innsjøer synes derfor dette ekstra viktig, da smeltevann fra en eller flere breer ofte er den primære sedimentkilden (Ashley, 1995). Viktige faktorer som påvirker sedimentasjonen i en proglasial innsjø er ifølge Ashley (1995) blant annet om innsjøen er proksimal eller distal (i fysisk kontakt med breen eller ikke), antall sedimentkilder og avstanden til disse, plassering av innløp i innsjøen, bassengets batymetri, stratifisering i vannsøylen, skråningsstabilitet og isdekke. Ved å undersøke ulike fysiske egenskaper i innsjøsedimentene kan en få et sannsynlig bilde av hvilke sedimentasjonsprosesser som er eller har vært effektive i nedslagsfeltet til innsjøen, samt hvilke klimatiske forhold som regjerte da sedimentene ble avsatt (Bakke et al., 2010).



Figur 1-1. Illustrasjon av hvordan klimaet påvirker innsjøsedimentenes egenskaper (modifisert etter Jansson et al., 2005).

Breer produserer sedimenter gjennom transport og erosjonsprosesser ved bresålen. Dette skjer gjennom plukking og abrasjon (Nesje, 1995:59, Benn og Evans, 1998:182). Erosjonsraten er avhengig av breens temperaturregime og størrelse, men også av bresålens hastighet over underlaget. Hastigheten er blant annet avhengig av vanntrykket ved sålen, samt breens overflategradient (Benn og Evans, 1998:166-168). Sedimentene blir transportert videre av breens smeltevann, og dersom smeltevannsstrømmen renner gjennom en proglasial innsjø, vil noe av sedimentene bli avsatt her. Hvordan og hvorvidt sedimentene transporteres avhenger av sedimentenes fysiske egenskaper som størrelse, form og tetthet. Bevegeligheten kontrolleres direkte av kornstørrelse, og denne kan illustreres med Hjulstrøms kurve (figur 1-2).



Figur 1-2. Hjulstrøms kurve (Knighton, 1998) som viser hvordan kornstørrelsen direkte kontrollerer om sedimentene eroderer, transporteres eller avsettes ved ulike vannhastigheter.

Hjulstrøms kurve viser på hvilket tidspunkt sedimentene i transport vil avsettes. Avsetting av sedimenter starter i det øyeblikket strømhastigheten når den terskelverdien partikkelen har for avsetting. Terskelverdien avhenger først og fremst av partikkelens størrelse, og Hjulstrøms kurve viser at de groveste partiklene avsettes ved høyere strømhastighet, mens de finere kornstørrelser avsettes etter hvert som strømhastigheten blir lavere (Knighton, 1998). Dette betyr at grovt materiale som regel blir avsatt før smeltevannet når innsjøen eller tidlig i innsjøen, i nærheten av deltaet. Avhengig av størrelsen på innsjøen og strømhastigheten, vil de finere partiklene enten avsettes i innsjøen eller føres med videre forbi utløpet til innsjøen (Paasche et al., 2007a). Det er funnet at tempererte breer produserer rikelig med sedimenter i silt- og leirfraksjonen (f.eks. Matthews et al., 2000, Nesje et al., 2001). En vil imidlertid ofte se at andelen fine partikler avsatt i en proglacial innsjø varierer med størrelsen til breen. Brestørrelsen kontrollerer energinivået i innsjøen ved at en større bre gir mer smeltevann. Ofte kan dette føre til at det finere materialet forblir i suspensjon gjennom hele innsjøen, slik at grovere materiale dominerer de avsatte sedimentene (Bakke et al., 2010). Den totale mengden sedimenter som avsettes i innsjøen, den romlige fordelingen til sedimentene og partiklenes størrelse avhenger derfor først og fremst av breens størrelse,

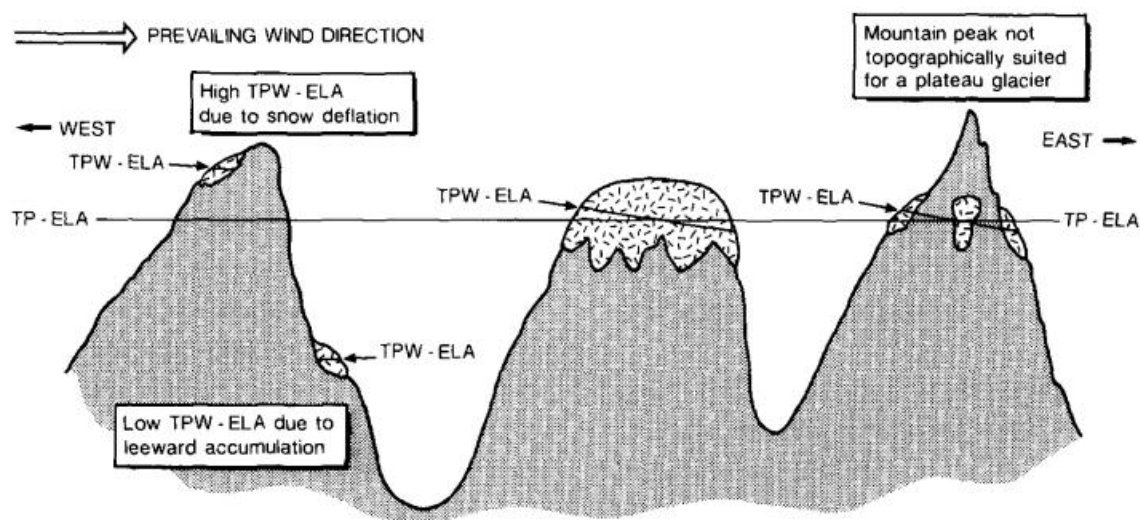
smeltevannsstrømmens hastighet, avstanden mellom bre og innsjø, samt innsjøens størrelse (Jansson et al., 2005, Knighton, 1998).

Glasiale sedimenter er gjerne minerogene, og mengden organisk innhold er derfor en viktig indikator på breaktivitet (Karlén, 1976). I tillegg er blant annet kornstørrelsesfordeling, magnetisk susceptibilitet og massetetthet vanlig å undersøke i studiet av proglasiale innsjøsedimenter (Bakke et al., 2005b). Hvorvidt breene produserer mest sedimenter når de rykker fremover, står stille eller trekker seg tilbake, er det i litteraturen foreløpig ingen tydelig enighet om (Ballantyne, 2002).

1.2 Bruk av likevektslinjen til klimarekonstruksjon

En bres likevektslinje er en teoretisk linje der akkumulasjonen og ablasjonen er lik gjennom et år (Nesje, 1995:26, Benn og Evans, 1998:67). Det betyr at en lavereliggende likevektslinje representerer et større akkumulasjonsområde. Dersom en bre har like mye akkumulasjon som ablasjon i løpet av et år, er breens massebalanse null – den rykker hverken fremover eller trekker seg tilbake. Høyden på likevektslinjen varierer med høyde over havet, breddegrad og klima (Benn og Evans, 1998:39). Klimaforhold som påvirker bredannelse og høyden til likevektslinjen er først og fremst sommertemperatur og vinternedbør (Benn og Evans, 1998:81). De påvirker henholdsvis ablasjons- og akkumulasjonsraten. Gunstige klimaforhold for bredannelse – lave sommertemperaturer og mye vinternedbør – senker likevektslinjen. Høyde over havet kan påvirke breutbredelsen fordi tynnere luft i høyden har vanskeligere for å holde på varmeenergi. Dermed er det dårligere forhold for smelting av snø og is om sommeren. På høyere breddegrader ligger også breer på lavere høyder over havet, dette på grunn den lavere solvinkelens reduserte evne til å smelte is og snø på sommeren (Benn og Evans, 1998:39). Det er imidlertid flere faktorer enn temperatur og nedbør som spiller inn. Lokale forhold som fjellets form, størrelse og beliggenhet kan være viktige (figur 1-3) (Nesje, 1995:33, Benn og Evans, 1998:40). Fjellets form og størrelse bestemmer hvorvidt det er mulig for snø å legge seg. Avstand fra en fuktighetskilde og hvilken retning breen vender kan blant annet påvirke nedbørsmengde og solinnstråling. På den nordlige halvkule har gjerne breer som vender nordøstover de laveste likevektslinjene, der en årsak kan være at breene her

blir liggende i skygge store deler av dagen (Benn og Evans, 1998:40). Hva som er den dominerende vindretningen i området er også av stor betydning, i og med at vinden kan ta med seg snø fra noen områder og legge den igjen i andre. Akkumulasjon kan dessuten komme fra skred (Benn og Evans, 1998:4). Det varierer imidlertid fra bre til bre og mellom ulike områder på samme bre hvilke faktorer som påvirker likevektslinjen og høyden på denne. Enkelte forfattere skiller derfor mellom for eksempel TN-ELA (*temperatur-nedbør-ELA*) og TPV-ELA (*temperatur-nedbør-vind-ELA*) (Dahl og Nesje, 1992). Dette er illustrert i figur 1-3.



Figur 1-3 Et idealisert eksempel for å illustrere hvordan likevektslinjen påvirkes av blant annet topografi og vindretning (Dahl og Nesje, 1992).

Fordi likevektslinjen er tett knyttet til sommertemperatur, vinternedbør og vindretning, vil både årlige variasjoner i vær og endringer i både lokalt og globalt klima, påvirke breenes massebalanse og likevektslinje. Derfor er rekonstruksjoner av likevektslinjer mye brukt i forbindelse med studier av paleoklima. Det er dessuten funnet en klar statistisk sammenheng mellom nedbør og temperatur ved likevektslinjen på en bre. Dersom én av de to variablene er kjent, vil det være mulig å bestemme den andre (Liestøl i Sissons, 1967, i Dahl og Nesje, 1992, Ballantyne, 1989).

Det er flere måter å bestemme likevektslinjen på. Den mest nøyaktige – men også mest arbeidskrevende – metoden er å måle breens massebalanse over minst et år. På denne måten finner en den årlige likevektslinjen (Benn og Evans, 1998:83). En vanligere og mindre arbeidskrevende metode er å se på fordelingen av snø og is på breoverflaten mot slutten av ablasjonssesongen. På tempererte breer er det funnet sammenheng mellom likevektslinjen og laveste punkt på snødekket på dette tidspunktet. Andre metoder for beregning av likevektslinjer er presentert i kapittel 4.3. Disse metodene viser blant annet hvordan beregne tidligere tiders likevektslinjer. Beregningene baserer seg som regel på glasiale avsetninger som randmorener, som kan gi et bilde av breens utbredelse på et gitt tidspunkt. Slik kan en beregne arealet og arealfordelingen til breen, og med ulike utregninger kan en komme frem til en representativ likevektslinje.

1.3 Tidligere arbeider i området

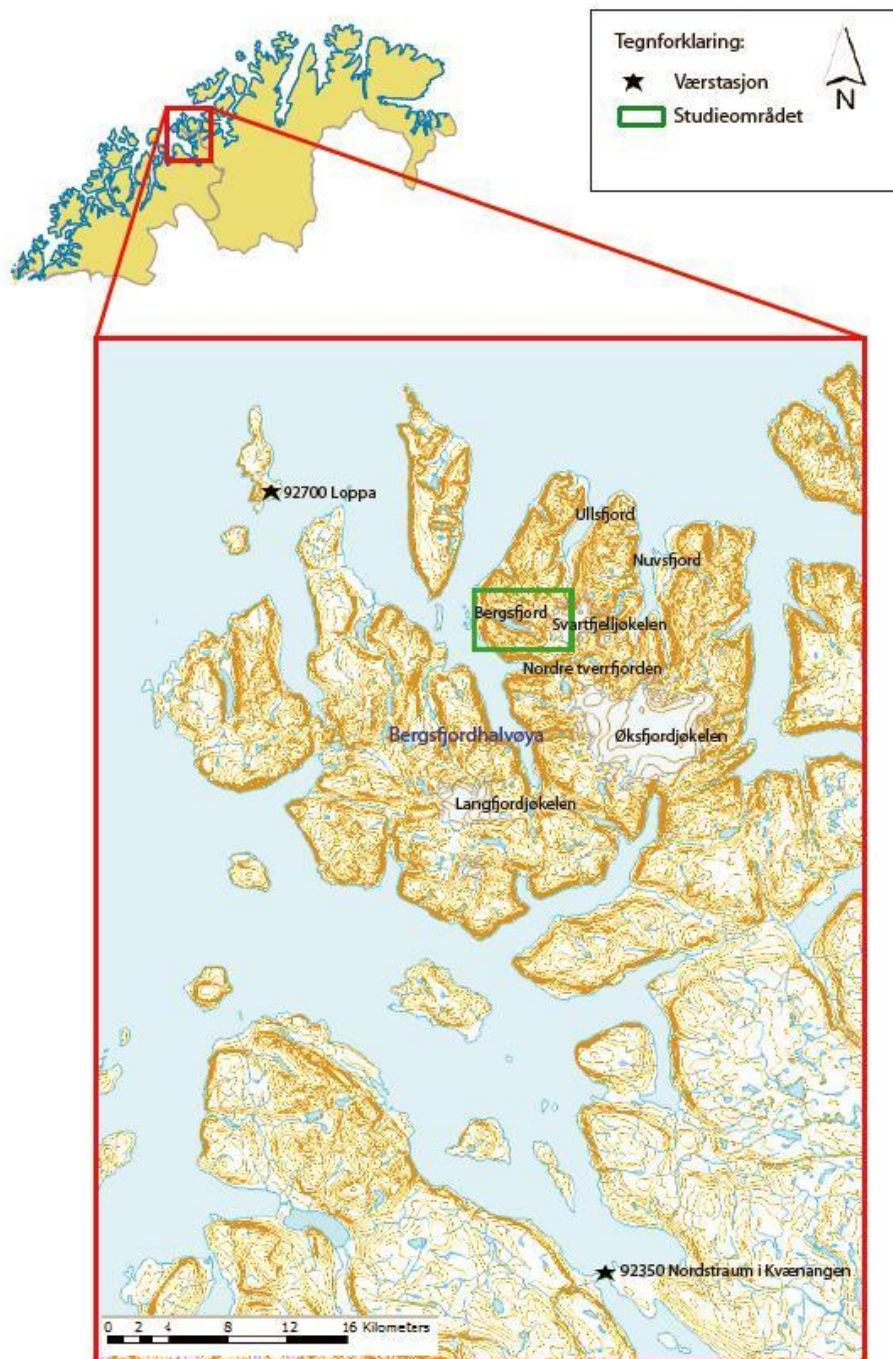
De første beskrivelser av Bergsfjordhalvøya og breene her ble gjort av von Buch i 1810, Everest i 1829 og Forbes i 1853 (Gellatly et al., 1989). Det første kartet over området ble tegnet av Henry Colbourn og presentert i von Buchs reisebeskrivelser gjennom Norge og Lapland i 1813. Området ble i samme tidsrom besøkt og beskrevet av flere andre, men hovedfokuset lå som regel på den større breen Øksfjordjøkelen. Det finnes også nedtegnelser fra Bergsfjordhalvøyas innbyggere med beskrivelser av endringer i brefrontenes posisjon (Helland, 1905 i Gellatly et al., 1989). Det kan imidlertid være vanskelig å bruke kart og beskrivelser fra denne tidsperioden på grunn av inkonsekvent navnebruk i tillegg til endrede stedsnavn. De første topografiske kart over området ble påbegynt i 1891, og disse ble publisert i målestokk 1:100 000 av Norges Geografiske Oppmåling i 1904-07. Det finnes også gradteigskart fra 1895, men breenes posisjon kan være vanskelig å sammenligne med moderne kart på grunn av problemer med georeferering og usikkerhet rundt snødekke og faktisk brefront. Kart i målestokk 1:50 000 kom først i 1940-44, før første versjon av dagens kartserie (M711-serien til Statens kartverk) kom i 1979. Nyeste versjon av dette kartet ble publisert i 2002. Det finnes også flyfotografier over området fra flere perioder, men disse er ikke fullstendige.

Det finnes få studier av selve Svartfjelljøkelen, men mye er gjort ellers på Bergsfjordhalvøya og generelt i Troms og Finnmark. Norsk geografisk tidsskrift har blant annet publisert arbeider av Gellatly et al. (1989) om den glasiale historien på Bergsfjordhalvøya etter siste istid, av Sollid et al. (1973) om deglasiationshistorien i Finnmark, og av Kverndal og Sollid (1993) om deglasiationshistorien i nordøstlige Troms. Worsley (2007) har sammenlignet studier av Øksfjordjøkelen foretatt av Geikie et al. i 1865 med bredata fra 2005. Rea, Evans og Whalley har gjort flere arbeider i Troms og Finnmark med særlig vekt på Bergsfjordhalvøya. Blant annet er det studert blokkfeltutvikling (Rea et al., 1996) deglasiationsmønster (Evans et al., 2002) og yngre dryas-klimaet (Rea og Evans, 2007) i denne regionen.

Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) har periodevis målt massebalansen på breene på Bergsfjordhalvøya. For Svartfjelljøkelen finnes det bare data for 1978, men for Langfjordjøkelen finnes det data for perioden 1989-93 og fra 1996 til dags dato. For Øksfjordjøkelen finnes det ingen data. NVE gir ut årlige rapporter om norske breers tilstand (NVE, 2009), og for eksempel Andreassen et al. (2005) gir en oversikt over flere norske breers fluktasjonsmønstre de siste 100 år. Her presenteres blant annet massebalansedata for Langfjordjøkelen.

I Lyngen i Troms er det foretatt flere studier tilsvarende denne oppgaven. Studier basert på proglasiale innsjøsedimenter er foretatt av blant andre Paasche et al. (2007b) og Bakke et al. (2005a). Spesielt sistnevnte er knyttet til denne oppgaven, da den beskriver hvordan små, maritime breer på Lyngenthalvøya har reagert på endringer i temperatur og nedbør i perioden fra siste glasial og frem til i dag. Både disse og breene på Bergsfjordhalvøya ligger utenfor innlandsisens maksimumsutbredelse under yngre dryas.

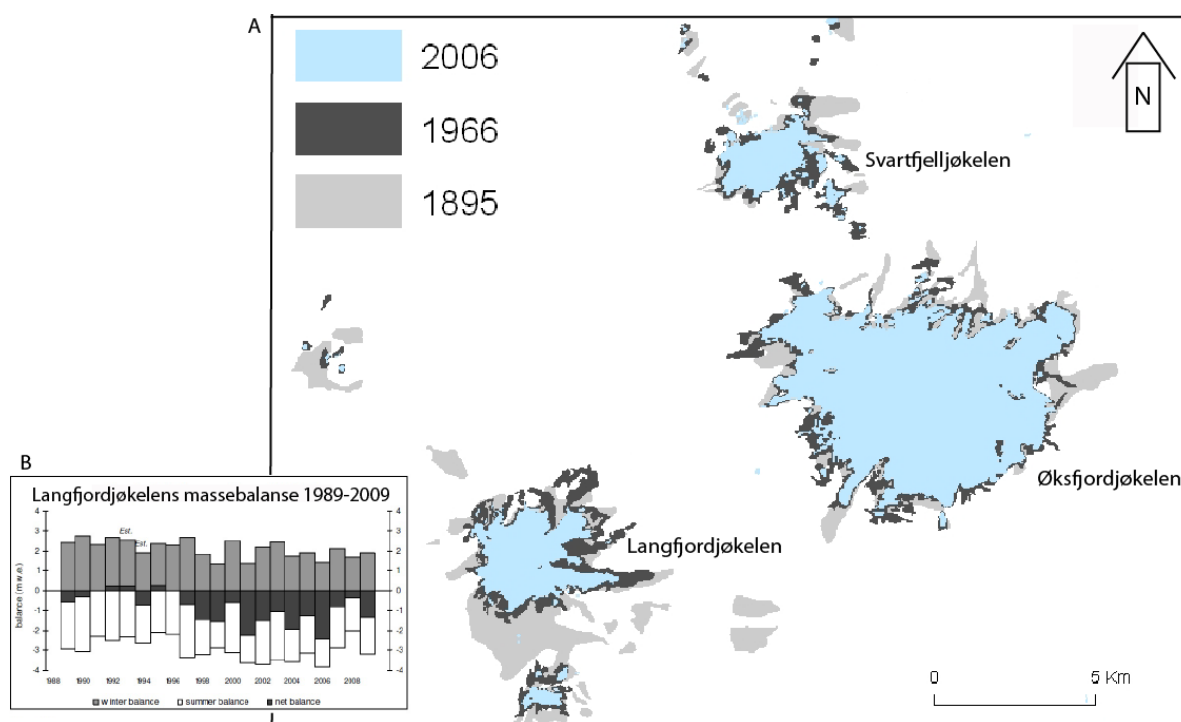
2. Studieområdet



Figur 2-1. Oversiktskart over studieområdet med aktuelle værstasjoner (Statkart, 2010, met.no, 2012). Kartet er hentet fra atlas.nve.no.

2.1 Generell områdebeskrivelse

Studieområdet Bergsfjord ligger på den østlige delen av Bergsfjordhalvøya i Loppa kommune i Finnmark (figur 2-1). Denne delen av halvøya kalles også Øksfjordhalvøya. Øya er preget av høye tinder og glasiale dalførere, med små tjern liggende i botner. På Bergsfjordhalvøya ligger også de tre platabreene Svartfjelljøkelen, Øksfjordjøkelen og Langfjordjøkelen. Til sammen dekker breene omtrent 54 km², der Øksfjordjøkelen er på hele 41 km². Svartfjelljøkelen, som er breen i sentrum for denne oppgaven, er cirka seks km² stor og ligger rundt tre kilometer nord for Øksfjordjøkelen. Det finnes ikke massebalansedata for Svartfjelljøkelen eller Øksfjordjøkelen, men for Langfjordjøkelen finnes slike data for perioden 1988-1993 og fra 1996 frem til i dag (figur 2-2B) (NVE, 2009).



Figur 2-2. A) Variasjoner i Svartfjelljøkelens, Øksfjordjøkelens og Langfjordjøkelens utbredelse i 1895, 1966 og 2006 (Winsvold og Andreassen, 2011). B) Massebalansedata for Langfjordjøkelen for perioden 1989-2009 (Kjøllmoen et al., 2010).

Netto massebalanse for Langfjordjøkelen har vært negativ de siste 12 årene. Målingene viser dessuten at ablasjonsområdet når helt opp til høyeste punkt på breen (1050 moh.), og likevektslinjen må derfor ligge høyere enn dette (Kjøllmoen et al., 2010). Basert på målinger av firnlinjen på Øksfjordjøkelen har Rea og Evans (2007) funnet at likevektslinjen her ligger på cirka 950 moh. Svartfjelljøkelen dekker i dag Svartfjellet som har høyeste punkt på 1162 moh. Brearmen som drenerer mot Bergsfjord har laveste punkt på 590 moh. Det aller laveste punktet på Svartfjelljøkelen ligger imidlertid på østsiden av breen, i Braftnesdalen, på 320 moh. Egne bilder tatt av Svartfjelljøkelen medio august 2011 viser et skille mellom blåis og snø ved 880 moh. Dette er på omtrent samme høyde som breens form endrer seg fra konveks til konkav (860 moh.). Disse to faktorene tyder på at likevektslinjen ligger på omtrent denne høyden i dag, og et gjennomsnitt mellom de to høydene gir en likevektslinje på 870 moh.

Basert på gamle bilder og kommentarer fra innbyggere i Bergsfjord, er det tydelig at Svartfjelljøkelen har trukket seg godt tilbake siden begynnelsen av forrige århundre. Ved bruk av gradteigskart fra 1895 og flyfoto fra 1966 og 2006 har NVE beregnet Svartfjelljøkelen til å være redusert med 35,7 prosent fra 1895 til 2006 (figur 2-2A) (Winsvold og Andreassen, 2011). I 1907, i forbindelse med den første topografiske undersøkelsen av regionen, ble snødomen over Svartfjell målt til å ligge på 1218 moh. Dersom denne målingen er korrekt, har det høyeste punktet på Svartfjelljøkelen sunket med hele 56 meter på rundt 100 år (Gellatly et al., 1989). Det er gjort flere studier av havnivåhistorien i området, og disse er sammenfattet av Evans et al. (2002). Det er funnet marine terrasser i området vest for Bergsfjordvatnet på mellom 30 og 60 moh., og arbeidene viser at havnivået i området lå på 40-55 m over dagens havnivå under yngre dryas (Evans et al., 2002).

Svartfjelljøkelen drenerer mot Ullsfjorden i nord, Nuvsfjorden i øst, nordre Tverrfjorden i sør og mot Bergsfjord i vest. Smeltevann fra breen blir her fanget i Bergsfjordvatnet, før det til slutt renner ut i havet. Det er nedslagsfeltet til denne innsjøen som har vært gjenstand for undersøkelse her. Bergsfjordvatnets dreneringsområde er omkring 15 km² stort og dekkes av kartblad 1735 I (Silda) og 1735 II (Øksfjordjøkelen) i M711-serien til Statens kartverk.

2.2 Bergsfjordvatnet



Figur 2-3: Nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet (nve.atlas.no).

Bergsfjordvatnet ligger 100 moh., omkring 1,2 km vest for Svartfjelljøkelens front. Høydeforskjellen mellom breen og innsjøen er rundt 700 m. Vannet er cirka 3 km langt og 400 m bredt på det bredeste, med et areal på omtrent 0,9 km². Innsjøens dreneringsområde strekker seg fra Svartfjelljøkelen i øst, til innsjøens demning i vest. Rett nord for innsjøen ligger to vannfylte botner, Svartvatnet i nordvest og Markusdalen i nordøst. Innsjøen er omringet av høye tinder: Gullmundstinden på 945 moh. i nord-nordvest, Tverrfjellet med breen i øst, og Kollaren i syd, med topper på 777 og 850 moh. Foruten smeltevann fra breen får Bergsfjordvatnet tilskudd fra de to små tjernene nord for innsjøen, ellers er dreneringsområdet stort sett preget av små bekker som fører vann ned langs fjellsidene når det regner. Fjellsidene nord og sør for innsjøen er på 30-40° (norgeskart.no, 2012). Utløpet til Bergsfjordvatnet er som nevnt kontrollert av en demning. Mellom 1959 og 2007 var

kraftstasjonen Haugfoss kraftverk i drift her. Det er lite vegetasjon i området rundt vannet, og den vegetasjonen som finnes er preget av fjellplanter og fjellbjørk.

2.3 Dagens klima

Klimaet i Bergsfjord er preget av at det ligger langt nord og kystnært. Klimaet her er maritimt, og på Köppens klimaklassifikasjonskart kan området klassifiseres med et *c-klima*, et fuktig klima med milde vintre. Underkategorien *Cfc* indikerer at årets kaldeste måned er varmere enn -3 °C og årets varmeste er over 10 °C. Nedbøren er noenlunde jevnt fordelt gjennom året, men gjerne med noe tørrere somre enn vintre (Strahler og Strahler, 2006:251).

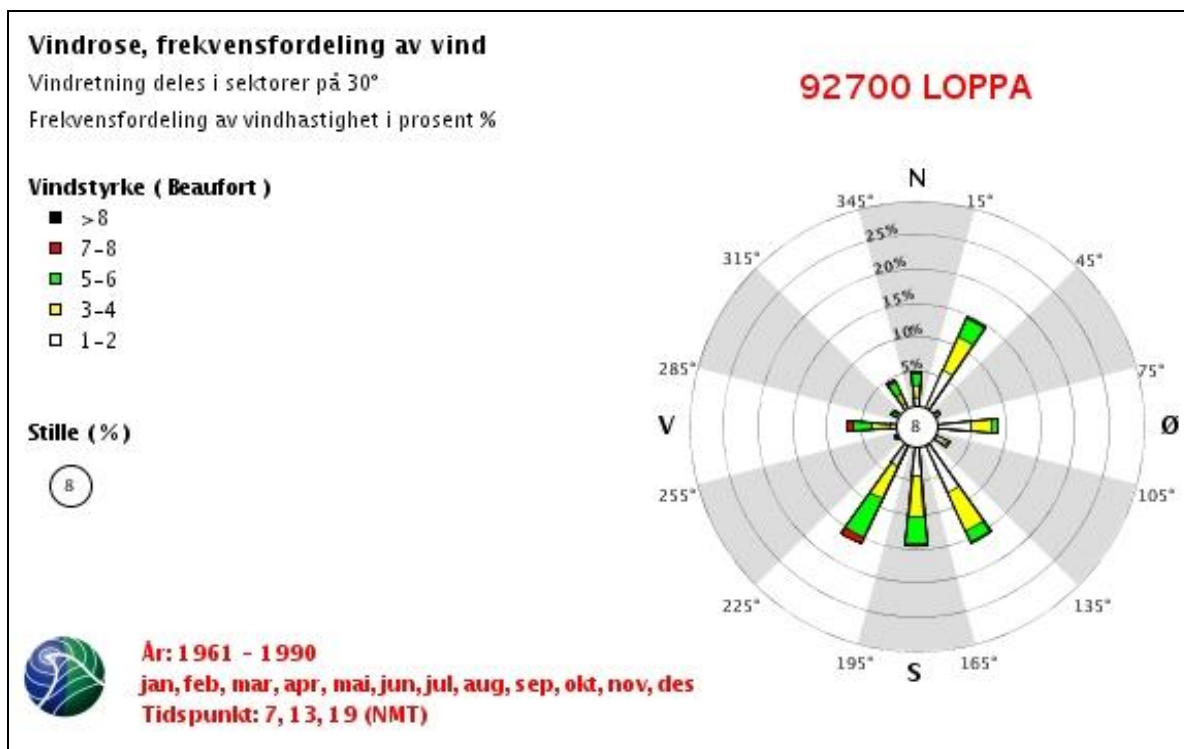
Tabell 2-1: Klimadata for værstasjonene 92700 Loppa og 92350 Nordstraum i Kvænangen (met.no, 2012). Dataene er for siste normalperiode (1961-1990). For temperaturdataene viser «ablasjonssesong» til gjennomsnittet av månedene mai-september og «akkumulasjonssesong» viser til gjennomsnittet for månedene oktober-april. Nedbørsdataene viser total nedbør i samme periode.

Temperatur (°C)															
Stasjon	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	abl. ses.	akk. ses.	års-gj.snitt
92700	-2	-2	-1,1	1,1	4,8	8,5	11,6	11	7,8	4,1	0,9	-1,1	8,7	0	3,6
92350	-4,6	-4,5	-3	0,4	4,8	9	12,1	11,3	7,5	3,2	-0,8	-3,3	8,9	-1,8	2,-7

Nedbør (mm)															
Stasjon	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	abl. ses.	akk. ses.	årlig
92700	75	72	61	61	52	58	66	84	91	116	87	91	351	563	914
92350	36	32	32	23	24	31	52	51	44	54	40	41	202	258	460

Tabell 2-1 viser klimadata fra de to værstasjonene nærmest Bergsfjord, nummer 92700 Loppa i Finnmark og 92350 Nordstraum i Kvænangen i Troms (met.no, 2012). Loppa-stasjonen var i drift fra 1920 til 1999, mens Nordstraum har vært i drift siden 1965. Både Loppa- og Nordstraum-stasjonen ligger ved havnivå, henholdsvis ti og seks meter over havet. Værstasjonen på Loppa ligger cirka 20 km nordvest for Bergsfjord, mens den på Nordstraum ligger rundt 45 km lenger sør. Loppastasjonen har gjennomgående mer nedbør enn Nordstraum og har også noe høyere temperaturer. I og med at denne værstasjonen ligger nærmere Bergsfjord og har likere naturforhold med Bergsfjord enn Nordstraum har, blir det

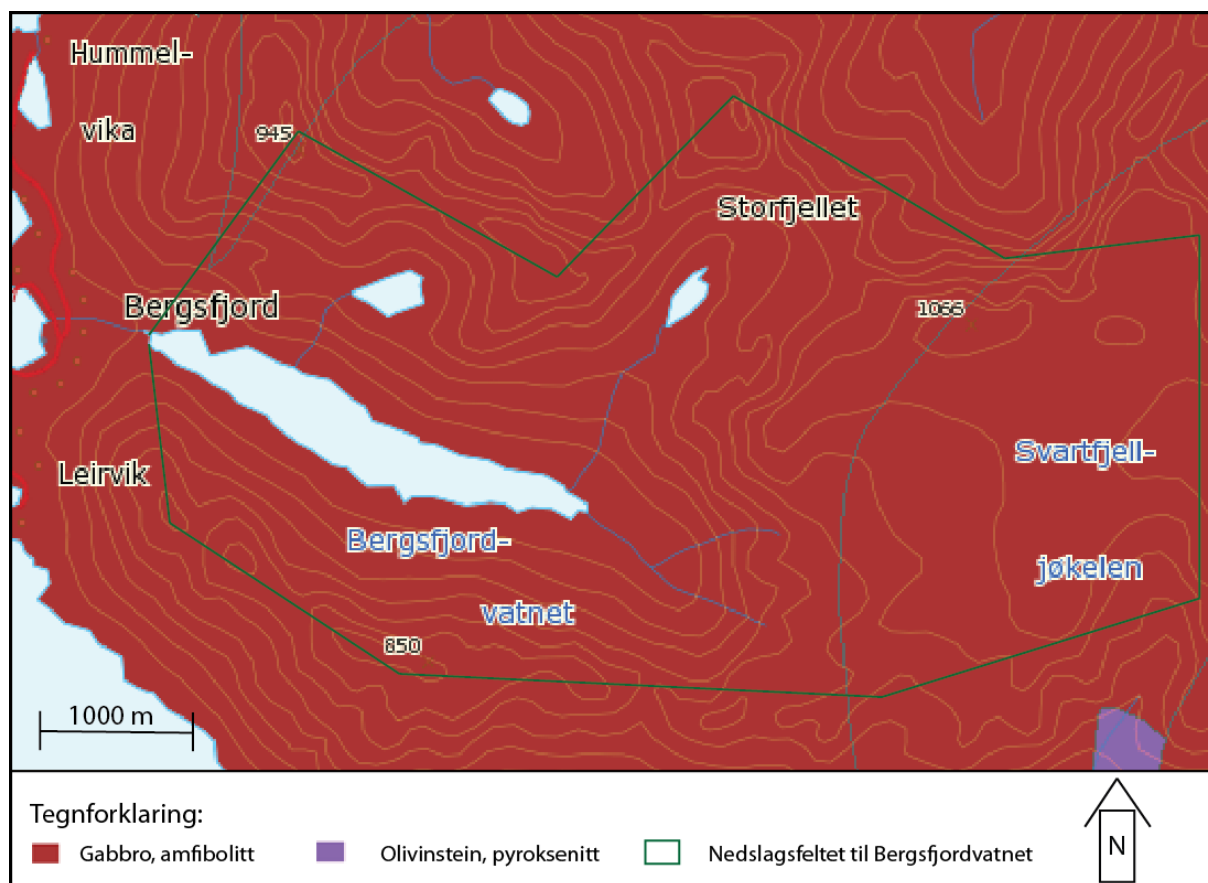
her tatt utgangspunkt i Loppa-stasjonens verdier som aktuelle for Bergsfjord. Ved å bruke en lapserate på 0,6 °C/100m (Sutherland, 1984 i Bakke et al., 2005a) får en en gjennomsnittlig sommertemperatur på 3,52 °C ved dagens likevektslinje (870 moh.) og på 1,77 °C på breens høyeste punkt (1162 moh.). Det er funnet en eksponentiell økning i nedbør med høyde over havet på 8 prosent per 100 m i sørlige Norge (Haakensen 1989 i Dahl og Nesje, 1992), og en slik økning gir en vinternedbørsmengde på 1083 mm ved dagens likevektslinje og på 1364 mm ved breens høyeste punkt. Med Liestøl-forholdet (Ballantyne, 1989) mellom sommertemperatur og vinternedbør ved likevektslinjen (en mer utfyllende beskrivelse av forholdet finnes i kapittel 5.8), beregnes akkumulasjonen ved likevektslinjen på Svartfjelljøkelen til 3018 mm. Dette er nesten tre ganger mer enn nedbøren beregnet på tallene ved havnivå. Vindretningen (figur 2-4) kommer hovedsakelig fra sør, og vindbåren snø ser ut til å være av stor betydning for akkumulasjonen på Svartfjelljøkelen.



Figur 2-4. Vindrosen for 92700 Loppa viser at vinden hovedsakelig kommer fra sør (met.no).

2.4 Geologi

Berggrunnsgeologisk er feltområdet en del av det større området Seiland eruptivprovins, som i helhet består av hele Bergsfjordhalvøya, Stjerneøya og store deler av øyene Seiland og Sørøy. Området består av flere magmatiske bergarter samt en lagpakke med metamorfe sedimentære bergarter (figur 2-5). Sistnevnte er av proterozoisk alder, og intrusjonen foregikk for mellom 830 og 520 millioner år siden. Øksfjordhalvøya generelt og nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet spesielt er preget av gabbroide bergarter (Bøe, 2011, NGU, 2011).



Figur 2-5: Berggrunnen i nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet (NGU, 2011).

3. Kartlegging av studieområdet

Dette kapittelet tar for seg kartlegging av Bergsfjordvatnets nedslagsfelt (kapittel 3.1) og basseng (kapittel 3.2). Førstnevnte er basert på kvartærgeologisk kartlegging, mens sistnevnte er basert på ground penetrating radar (GPR) (Mauring et al., 1995) som ble innhentet under feltarbeid i mars 2011. Alle foto er, om ikke annet er oppgitt, private.

3.1 Kvartærgeologisk kartlegging

For å identifisere løsmassene i feltområdet og bestemme hvordan de er blitt formet, er kvartærgeologisk kartlegging brukt. Kartlegging i felt og analyse av egne bilder og satellittbilder fra «Norge i 3D» (Norkart, 2006) har ført frem til et kvartærgeologisk kart over Bergsfjordvatnets nedslagsfelt. I forbindelse med tolkning av innsjøsedimenter er kartlegging av innsjøens nedslagsfelt viktig (f.eks. Dahl et al., 2003, Rubensdotter og Rosqvist, 2009). Det er avgjørende med en god forståelse av de ulike prosessene i nedslagsfeltet for å kunne knytte signaler i innsjøsedimentene til glasiøle og terrestriske prosesser. Ved å identifisere glasiøle og glasiøle avsetninger kan en få en indikasjon på tidligere breutbredelse og dreneringsmønster. Endringer i breens dreneringsmønster vil kunne påvirke sedimentasjonen av innsjøen, og det er også avgjørende å få et bilde av hvilke andre prosesser som virker i området. Kvartærgeologisk kartlegging vil kunne fortelle om flom- og massebevegelse er eller har vært vanlig i nedslagsfeltet, og videre om slike prosesser er eller har vært viktige sedimentkilder til innsjøen. Kartleggingen er basert på NGU sine retningslinjer for kvartærgeologisk kartlegging (NGU, 2010).

Løsmassenes form og sammensetning kan gi en god indikasjon på avsetningsmiljø og hvilke prosesser som har virket. Her er hovedsakelig avsetningens form, i tillegg til kornstørrelse, kornenes form og sorteringsgrad, brukt for å definere løsmassene. For å lokalisere avsetningene er det brukt Garmin GPSmap 60CSx (Garmin, 2005) i felt og «Norge i 3D» i etterkant. For orientering i felt er det brukt kartblad 1735 I (Silda) og 1735 II (Øksfjordjøkelen) fra M-711-serien til Statens kartverk. For kart med høyere målestokk ble

det brukt N50-kart fra Norge digitalt med ekvidistanse på 20 m. Dataene er til slutt presentert i ArcGIS 10 (Esri, 2011).

3.1.1 Historiske kilder



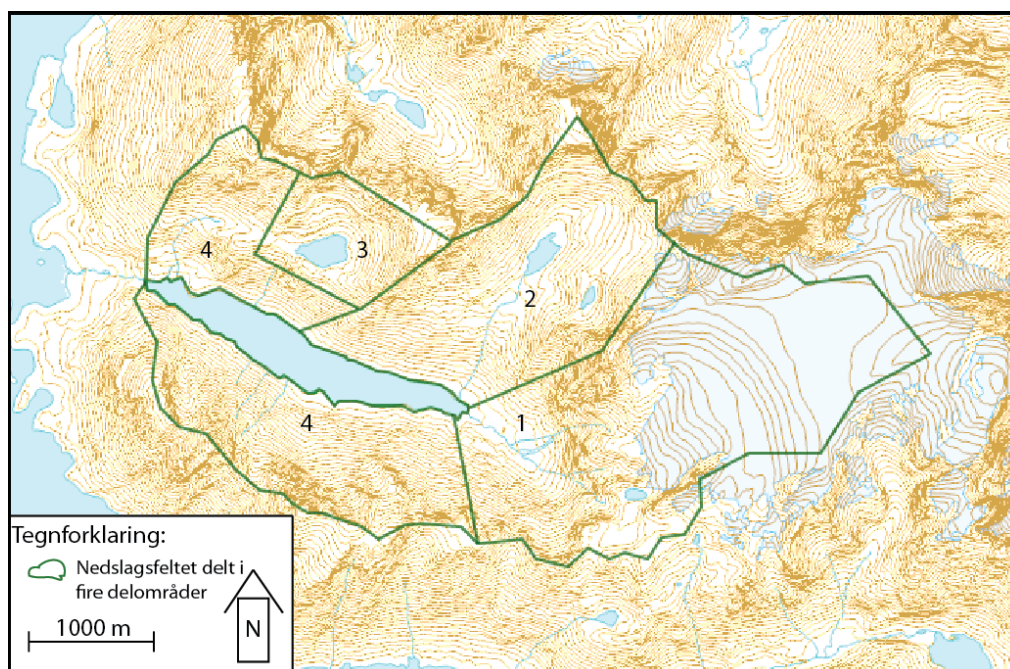
Figur 3-2. Bilder hentet fra biblioteket i Bergsfjord, fotograf er ukjent. Øverst til venstre: Svartfjelljøkelen anno 1908. Øverst til høyre: Bergsfjordvatnet før 1944. Nederst: Svartfjelljøkelen anno 1916.

Fra biblioteket i Bergsfjord er det funnet bilder av Svartfjelljøkelen tilbake til 1908. Kvaliteten på bildene er varierende, og ikke alle er daterte, men enkelte kan brukes til å få et

inntrykk av breens størrelse mot slutten av lille istid (1530-1900 e.Kr.). Bildene viser dessuten innsjøen fra perioden før den ble demmet opp. Gradteigskart fra 1895 gir en oversikt over omtrentlig utbredelse fra samme tidspunkt. Til tross for vanskelighetene med å bruke gradteigskartet som en direkte kilde til brefrontens plassering (jf. kapittel 2.1), gir kartet likevel en indikasjon på at spesielt de vestgående og østgående brearmene var betydelig lengre mot slutten av det nittende århundret enn noen sinne senere (figur 2-2 i kapittel 2.1). Helland (1905, i Gellatly et al., 1989) beskrev Svartfjelljøkelens vestgående brearmer på slutten av 1800-tallet, og bestemte brefrontens posisjon da til rundt 135 moh. Fronten skal ha stoppet i en 12 m høy isklippe. Fra 1890-1895 skal brearmen ha trukket seg tilbake med 20-25 m.

3.1.2 Lokalteter

Nedslagsfeltet er delt inn i fire delområder for å kunne beskrive området på en mer oversiktlig måte (figur 3-2). Hvert delområde vil først bli beskrevet objektivt og deretter tolket. Det kvartærgeologiske kartet blir presentert i slutten av delkapittelet.



Figur 3-3. Nedslagsfeltet delt inn i fire delområder.

Delområde 1



Figur 4-3. Oversiktsbilde over dalen Jogavåggi, med rygg- og vifteformer markert med henholdsvis røde og svarte stiplede linjer.

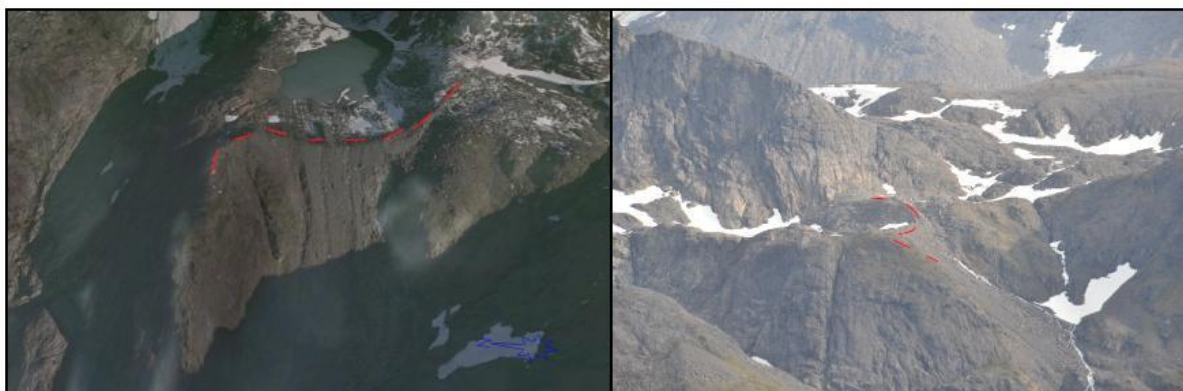
Delområdet ligger lengst øst i nedslagsfeltet, nærmest Svartfjelljøkelen. Området strekker seg fra den østlige enden av Bergsfjordvatnet, gjennom dalen Jogavåggi og opp på breen. Hovedfokuset i dette delområdet er de tre ryggformene som finnes nede i dalen, i tillegg til en ryggform vest for det lille tjernet foran brefronten. Ryggformene ble ikke besøkt direkte i felt, men observert på avstand. Formene er beskrevet på bakgrunn av egne bilder tatt i felt og satellittbilder fra «Norge i 3D». Ryggformene er kalt M1, M2, M3 og M4, fra øst mot vest.

Dalsidene heller mellom 30° og 40° (norgeskart.no, 2012). Innerst i dalen er dalsidene preget av vifteformede avsetninger med finere materiale. På grunn av den lange avstanden er det vanskelig å si noe om sorteringsgrad. Dalsidene nærmere innsjøen er preget av vifteformede avsetninger bestående av grovere materiale. Det ser ut til at blokker og større steiner (>20 cm i diameter) preger de nedre delene av de sistnevnte vifteformene, mens det blir finere

materiale mot toppen. Det ser ikke ut til at noen av avsetningene i dalen er dekket av vegetasjon. Dalbunnen er dekket av vegetasjon, først og fremst lyng, men også noe busker.

M1

UTM 534344 7791562, 603-630 moh., 250 m lang



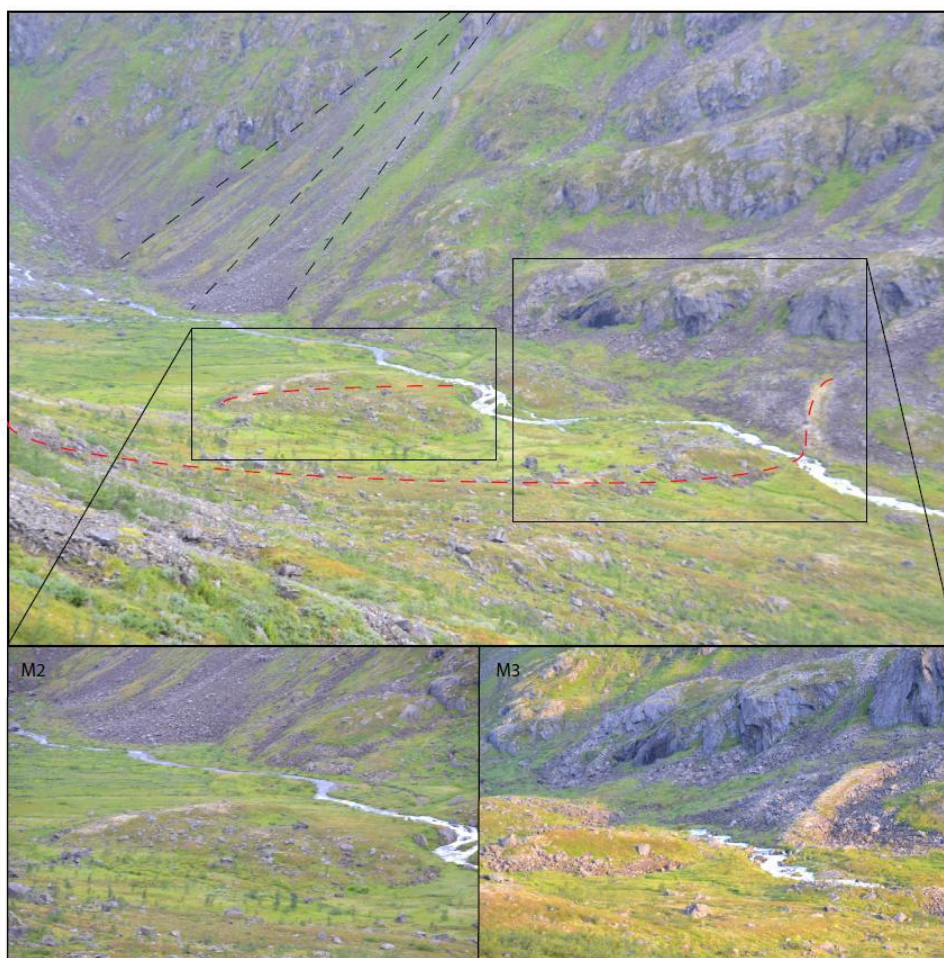
Figur 3-5. Bildet til venstre: M1 sett ovenfra mot øst (hentet fra Norge i 3D). Bildet til høyre: M1 sett fra nord.

M1 ligger omtrent 40 m foran tjernet. Ryggen er bratt på østsiden (mot breen), men slaker ut mot vest. Basert på målinger i «Norge i 3D» er høyden på ryggen 1-3 m. Ryggen er ikke dekket av vegetasjon, og den ser ut til å bestå av steiner i alle størrelser, men lite blokker. Det er vanskelig å si noe om mengden finmateriale og materialets sorteringsgrad.

M2 og M3

M2: UTM 533405 7792202, 140 moh., 70 m lang

M3: UTM 533300 7792235, 130 moh., 180 m lang



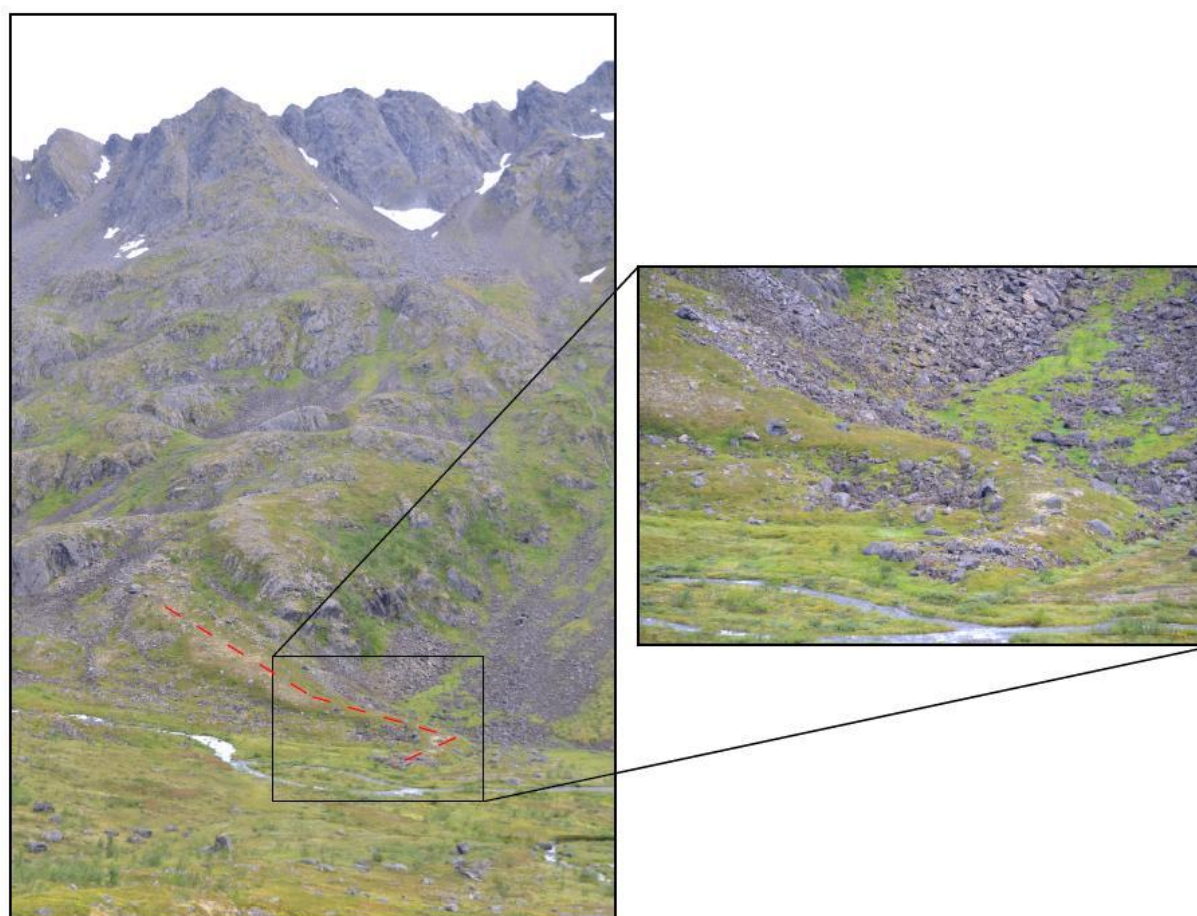
Figur 3-6. Bilder av M2 og M3, begge tatt fra nordvest.

Ryggene ligger på tvers av dalen. Elva som renner gjennom dalen har skåret gjennom begge ryggene på sørsiden, og M2 er også nedskåret på nordsiden. M2 ligger midt i dalbunnen, og er på grunn av nedskjæringene kortere enn M3. M3 er mer sammenhengende og strekker seg fra den ene dalsiden til den andre. Det er vanskelig å beregne høyden på ryggene da det ikke finnes noe med kjent målestokk å måle dem mot. En mer eller mindre kvalifisert gjetning, basert på høyden til busker i nærheten, vil være at de er 1,5-2 meter høye. Ryggene er dekket

av vegetasjon, samt en del blokker. På bilder ser det ut til at M2 har en avrundet form der både den østlige og vestlige siden er relativt slake. M3 har derimot en bratt østvendt side, mens den vestvendte er slak.

M4

UTM 533082 7792308, 125 moh., 120 m lang



Figur 3-7. Bilde av M4 tatt fra nordvest.

M4 ligger, i motsetning til de andre ryggformene i delområdet, hovedsakelig langsmed dalen. Den vestlige enden krummer imidlertid innover mot dalen. Ryggen har samme høyde som M2 og M3 og den vestvendte siden av ryggen er brattere enn den østvendte. Langs denne siden ligger det også flere store blokker (0,5-1,5 m i diameter), spesielt i den delen som krummer

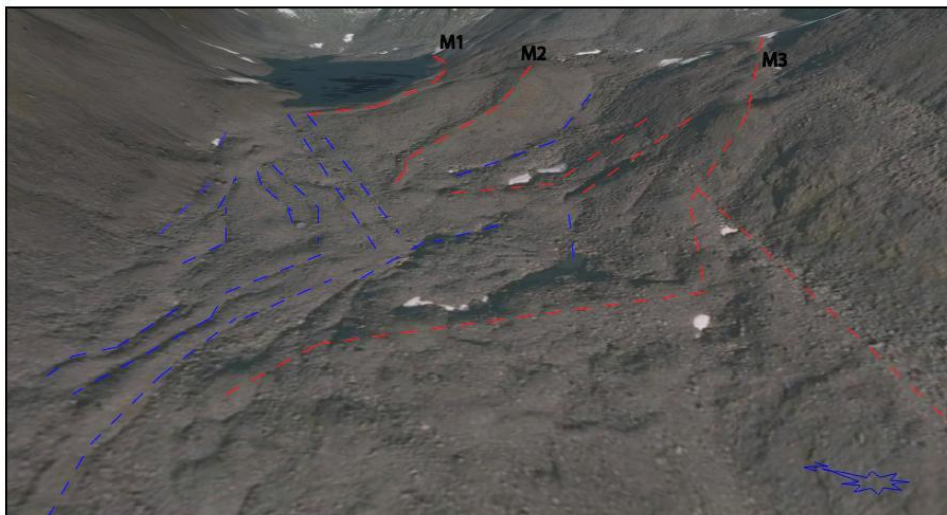
innover mot dalen. Ryggen har en relativt flat overflate som er dekket av vegetasjon og enkelte blokker.

Tolkning av delområde 1

På bakgrunn av ryggenes form er de tolket å være randmorener fra Svartfjelljøkelens vestgående brearm. Morenen nærmest dagens brefront, M1, er tolket å være yngst, mens morenen lengst unna dagens brefront, M4 er tolket å være eldst. Formen til M4 avviker noe fra de andre morenene ved at den først og fremst ligger langsmed dalen. Den er derfor tolket å være en del av et side- endemorenekompleks, mens M1-M3 er tolket som endemorener. De finkornede vifteformede avsetningene innerst i dalen er tolket å være fluviale eller glasifluviale avsetninger. Avsetningene ligger i underkant av elve- og bekkenedskjæringer i berggrunnen. Det finkornede materialet indikerer at materialet er avsatt fluvialt, og avsetningenes plassering tilsier at de er avsatt av smelte vann fra breen. De grovkornede vifteformede avsetningene er, på bakgrunn av materialets størrelse, sorteringsgrad, avsetningsform og dalsidenes helning, tolket å være skredvifter. Annet løsmateriale i fjellsidene er tolket å være forvittringsmateriale.

Delområde 2

UTM 533794 7793635, 440 moh



Figur 3-7. Oversiktsbilde over Markusdalen med ryggformer og nedskjæringer markert med henholdsvis røde og blå stiplede linjer. Bildet er tatt fra sørvest og er hentet fra «Norge i 3D».

Markusdalen ligger nordøst for Bergsfjordvatnet, og består av et tjern liggende i en botn omringet av grovkornet løsmateriale. Det ble ikke observert finere materiale enn stein (6-25 cm i diameter), og de største blokkene er opp til tre meter i diameter. Materialet er kantet og kantrundet og ligger tilsynelatende usortert. I området sør for tjernet strekker det seg lange, markante ryggformer, cirka 8-10 m høye, i nettverk på tvers av dalen. Også disse består først og fremst av blokker. Fire av ryggformene er spesielt tydelige, og er kalt M1-M4 fra nord mot sør. M1-M3 er markert på figur 3-7. M4 er markert på figur 3-8.

M1: UTM 533754 7793490, 440-450 moh., 300 m lang

M2: UTM 533751 7793404, 420-477 moh., 280 m lang

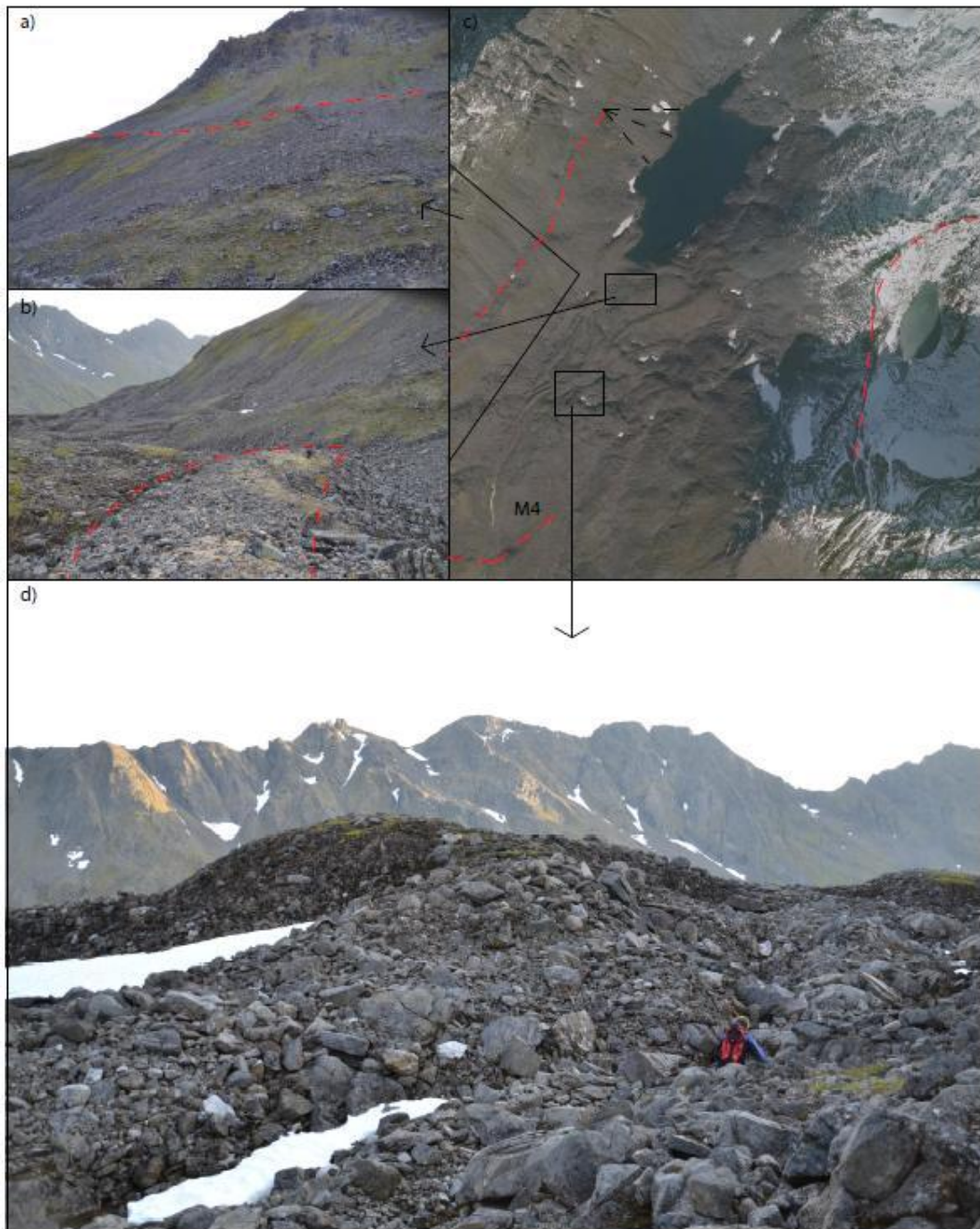
M3: UTM 533699 7793291, 421-490 moh., 420 m lang

M4: UTM 533311 7792981, 295-350 moh., 295 m lang

Vann fra tjernet drenerer sørover til Bergsfjordvatnet, men dette skjer under løsmaterialet. En kan derfor ikke se noen elveløp på overflaten. Først ved 370 moh. renner vann i det fri. I tillegg til ryggene kan en se lange forsenkninger i lengderetningen fra tjernet mot Bergsfjordvatnet. Disse er 3-6 meter dype, og bunnene består også av store steiner og blokker. I fjellsiden på vestsiden av vannet ligger en horisontal, smal ryggform som heller svakt nedover langs fjellsiden mot Bergsfjordvatnet (figur 3-8A). Denne kan følges fra 540 moh. ved midten av tjernet og nedover i 1400 m til 300 moh. Ryggen består av grovkornet materiale med blokker på opp til 1-2 meter i diameter. En tilsvarende ryggform finnes i den østlige fjellsiden. Den kan følges fra 430 til 315 moh., og er 300 m lang (nederst til høyre i figur 3-7). I denne fjellsiden ligger enda et lite tjern (*UTM 534260 7793287, 598 moh*) (til høyre i figur 3-8C). Langs den vestlige kanten av dette tjernet ligger en ryggform. Vann fra tjernet drenerer mot nordvest ned i det større tjernet i Markusdalen. Alt løsmateriale rundt det lille tjernet ser ut til å være grovkornet og dette gjelder også ryggen.

Tolkning av delområde 2

Markusdalens form indikerer en tidligere botnbre her, og tjernet innerst i dalen støtter denne teorien. Relikte botner er ofte overfordypet innerst langs fjellsidene, og slike overfordypninger inneholder ofte vann (Benn og Evans, 1998:19). En slik tolkning kan overføres til det mindre tjernet i den østlige fjellsiden. Ryggformene i forkant av tjernene er derfor tolket å være randmorener. Som i delområde 1 er randmorenen nærmest tjernet (M1) tolket som den yngste. Ryggformene i den vestlige og østlige dalsiden er tolket å være sidemorener fra breen i Markusdalen. På grunn av størrelsen og formen på blokkene er formene tolket å være glasiiale avsetninger. Avsetningene er usorterte og materialet kantet og kantrundet, hvilket støtter en slik tolkning. Nedskjæringene i løsmassene er tolket som nedskjæringene av smeltevann fra breen. Eventuelt finmateriale i avsetningene kan være fjernet av dette smeltevannet.



Figur 3-8. A) Ryggform i vestlig fjellside, bilde tatt fra øst. B) M1 sett fra øst med person i midten av bildet som skala. C) Oversiktsbilde av Markusdalen sett ovenfra mot nord-nordvest (fra «Norge i 3D»). D) M3 sett fra nord med person som skala.

Delområde 3

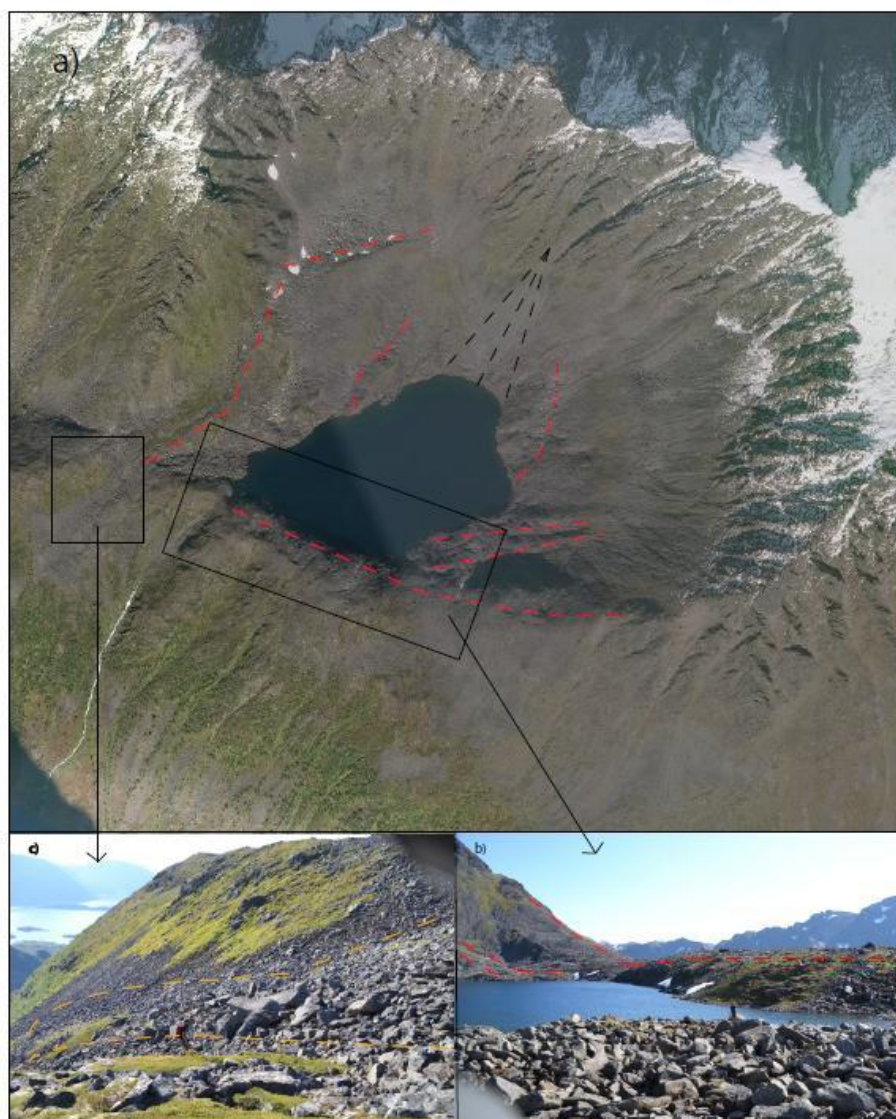
UTM 532060 7793911, 430 moh.

Svartvatnet er et lite tjern liggende i en botn nord for Bergsfjordvatnet, vest for Markusdalen (figur 3-9A). Området rundt tjernet er preget av blokker i alle størrelser, i tillegg til noe stein (6-25 cm) og grus (2-6 cm). Materialet er kantet og ligger usortert. På sørsiden av tjernet, på kanten av plataået, ligger en ryggform (figur 3-9B). Den slynger seg nedover langs fjellsiden sørøst for tjernet og ender langs den sørlige plataåkanten. Den er stedvis dekket av noe vegetasjon. Det ble forsøkt å grave i ryggen, men det var for hardt. Ved 540 moh. synes en mer eller mindre kontinuerlig ryggform i den nordøstlige fjellsiden over tjernet. Ryggformen består av større steiner (20-25 cm) og ender på 430 moh. rett vest for tjernet. Fire andre ryggformer er også observert rundt Svartvatnet (figur 3-9A). Mellom de to nordligste ryggformene ligger en vifteformet avsetning. Den består av fint materiale, men på avstand er det vanskelig å si noe om sortering. På bilder fra «Norge i 3D» kan en tydelig se forsenkninger i løsmaterialet som går fra Svartvatnet og i sørvestlig retning mot Bergsfjordvatnet. Vann fra Svartvatnet drenerer i dag under løsmaterialet i området, først ved 320 moh. drenerer vannet oppe i dagen.

Tolkning av delområde 3

Som i Markusdalen er også dette tjernet tolket å ligge i en tidligere glasial botn. Dette på bakgrunn av hvordan vannet ligger i forhold til fjellsidene rundt. Ryggformen som krummer seg rundt sørsiden av vannet er tolket å være en randmorene til botnbreen som på et tidspunkt har ligget her. Den er tolket slik først og fremst på grunn av form og plassering i forhold til botnen. Randmorenen slynger seg rundt botnen på en måte som antyder at det er en sidemorene. Stripen som ligger i den nordøstlige fjellsiden er av samme grunn tolket som det samme. Fjellenes plassering i forhold til botnen, og den generelle helningen til plataået indikerer at breen har drenert i sørvestlig retning. Ryggformene innerst i botnen er tolket å være stadig yngre sidemorener. Dette kommer av at de er lavere og ligger nærmere den innerste delen av botnen. Det blokkrike området vest i delområdet er tolket å være både

morenemateriale og skredavsetninger som breen har flyttet på og posisjonert i etterkant. Eventuelt finmateriale som fantes i området tidligere kan være fraktet bort av smeltevann fra breen. De lange forsenkningene som beveger seg i sørvestlig retning mot Bergsfjordvatnet er tolket å være nedskjæringer laget av smeltevann fra breen. Det kantrundede materialet støtter en slik tolkning, og størrelsen på kanalene indikerer tidvis svært stor vannføring. Nedskjæringene som er vist på figur 3-9C er derfor tolket å bestå av glasifluvialt materiale.



Figur 3-9. A) Oversiktsbilde av Svartvatnet sett fra sørøst. Rygg- og vifteformer er markert med henholdsvis røde og svarte stiplede linjer (hentet fra «Norge i 3D»). B) Ryggformer langs sør- og sørøstsiden av Svartvatnet. Person i midten av bildet som skala. C) Nedskjæringer fra Svartvatnet mot Bergsfjordvatnet sett fra øst.

Delområde 4

Delområde 4 består av fjellssidene nord og sør for innsjøen. Spesielt den nordlige fjellsiden er preget av smale, men tydelige forsenkninger i berggrunnen. Begge fjellssidene har vifteformede avsetninger av løsmasser. Forsenkningene går nærmest loddrett ned fjellssidene, og de fører tidvis vann. Avsetningene i den sørlige fjellsiden består først og fremst av grovkornet materiale, fra stein (6-25 cm) til blokker (>25 cm) (figur 3-10). De største blokkene er opp til 7-8 m i diameter. Det grovste materialet ligger nærmest innsjøen, med gradvis finere materiale oppover i fjellsiden. Stedvis er avsetningene dekket av vegetasjon som lyng, busker og trær. Enkelte av de vifteformede avsetningene har også vegetasjonsdekke.



Figur 3-10. Løsmateriale langs sørlig fjellside. Forfatteren i oransje genser for skala.

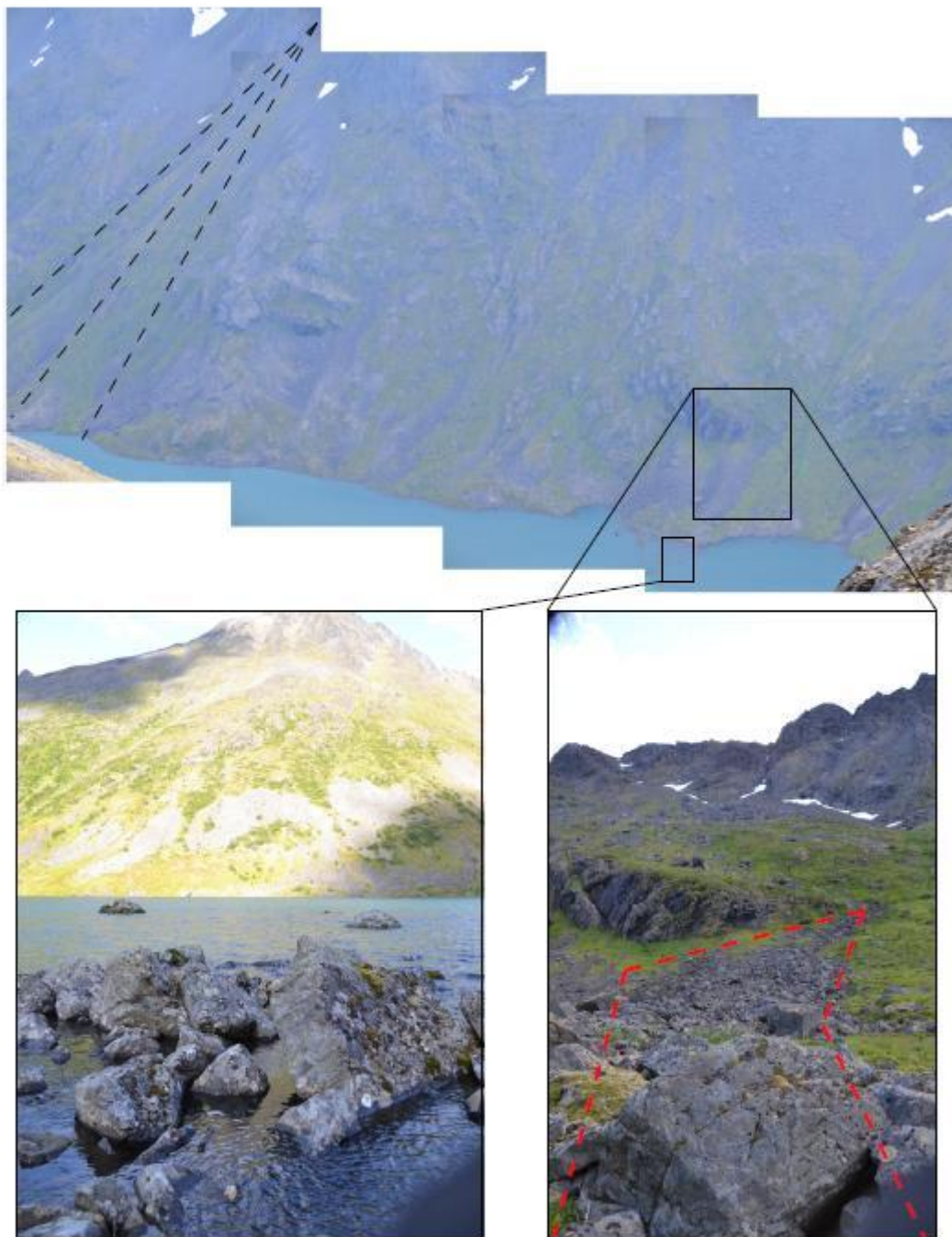
En spesielt tydelig vifteform ligger nordvest for innsjøen (UTM 0530846 7793703, 130 moh.) (nederst til venstre i figur 3-11). Denne er rundt fire km² i utstrekning og er fullstendig dekket

av vegetasjon. På avsetningen finnes en ryggform (*UTM 0530845 7793798*, 265 moh.) som ligger i nordøstlig-sørvestlig retning der den sørvestlige enden bøyer av mot nord (figur 3-11). Ryggformen i helhet er 246 meter lang og 1-3 m høy. Ryggen ble ikke observert i felt, men på egne bilder og fra «Norge i 3D». På grunn av kvaliteten på bildene er det vanskelig å si noe mer om form, kornstørrelsessammensetning og sorteringsgrad. Nord for viften med ryggformen på finnes to mindre vifter. Disse inneholder materiale på 6-25 cm i diameter. Det groveste materiale ligger nederst i avsetningene.



Figur 3-11. Oversiktsbilde av nordlig fjellside. Rygg- og vifteformer er markert med henholdsvis røde og svarte stiplede linjer.

Langs den sørlige kanten av innsjøen synes spesielt én ryggform bestående av store steiner og blokker (diameter på mellom 0,2 og 4 m) (*UTM 531844 7792667*, 100-140 moh., 163 m lang) (figur 3-12). Det finnes lite finmateriale, og materialet er kantet og ligger usortert. Stripen ligger på tvers av dalen, og det ligger også store blokker ute i innsjøen.



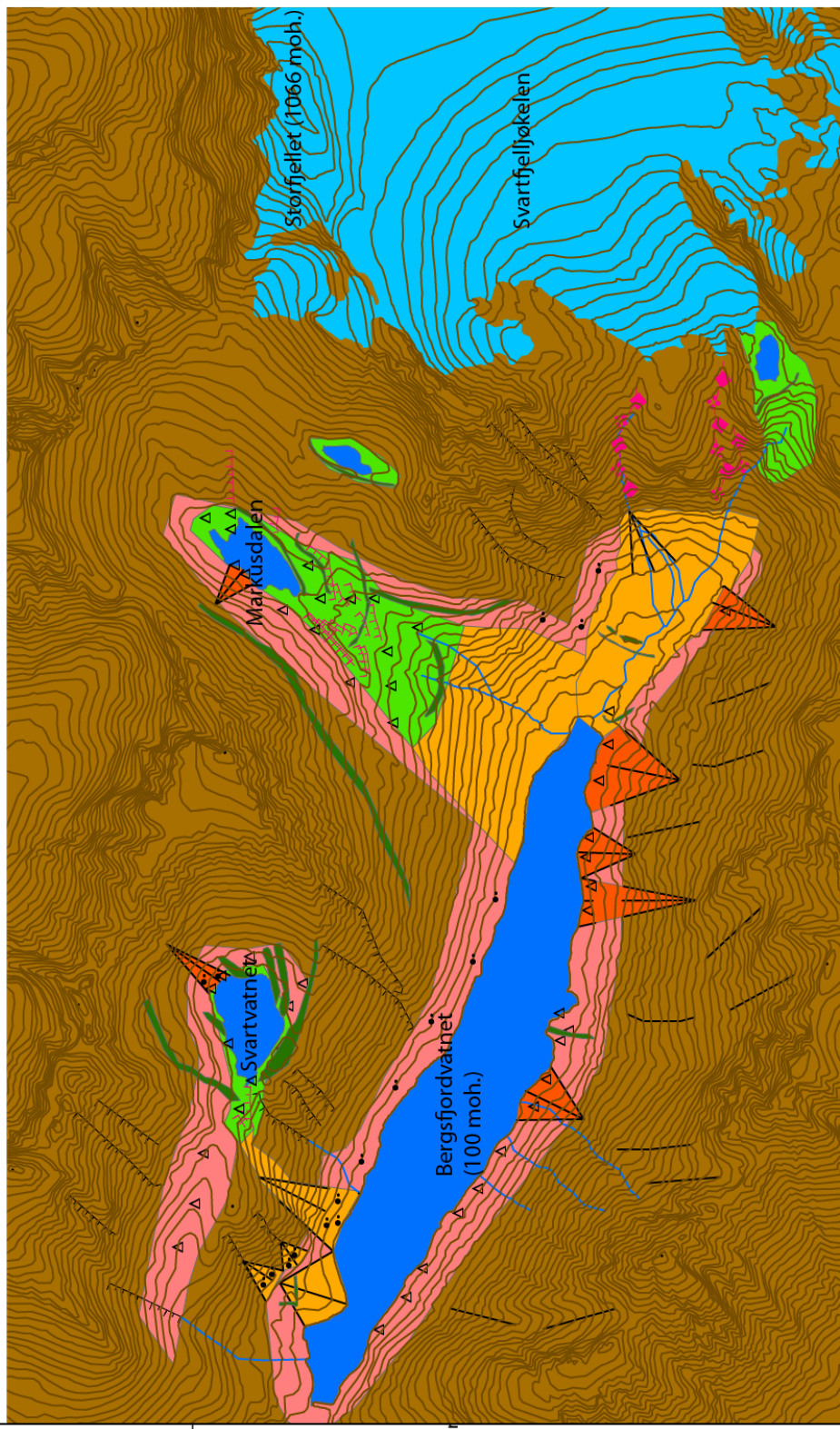
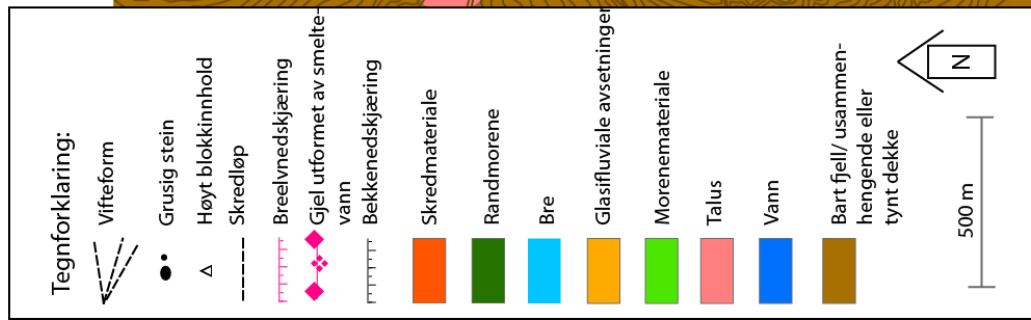
Figur 3-12. Øverst: Oversiktsbilde av sørlig fjellside Vifteform markert med svarte stiplede linjer. Nederst til høyre: Ryggform markert med røde stiplede linjer. Bildet er tatt fra nord. Nederst til venstre: Løsmateriale ute i Bergsfjordvatnet, rett nord for ryggformen. Bildet er tatt fra sør.

Tolkning av delområde 4

Viften som er avsatt ut i Bergsfjordvatnet (i nordøst) er tolket, i likhet med og på bakgrunn av plassering og kornstørrelsene i de to viftene i bakkant, som bestående av glasifluvialt materiale. Den er tolket å være relativt gammel, med tanke på det kraftige vegetasjonsdekket og ryggformen som ligger oppå. Ryggformen må være avsatt etter skredet og er tolket å være en randmorene. At ryggen krummer nordover indikerer at en bre fra nordøst har avsatt morenen. De vifteformede avsetningene langs den sørlige fjellsiden er tolket å være skredvifter. Kornstørrelsene, sorteringsgrad og fjellsidenes helningsvinkel indikerer dette. De resterende løsmassene i fjellsidene – som ikke er avsatt i vifteform – er tolket å være forvittringsmateriale.

Ryggformen som ligger på tvers av dalbunnen ved den sørlige bredden av innsjøen er tolket som randmorene fra når Svartfjelljøkelen nådde helt ut i dagens innsjø. Måten ryggformen ligger på tvers av dalbunnen indikerer at den avsatt i forkant av breen. Det kan ha ligget finmateriale i ryggformen tidligere som har blitt vasket ut av vann som jevnlig drenerer nedover fjellsidene. Nedskjæringene i fjellsidene er tolket som elve- og bekkenedskjæringer.

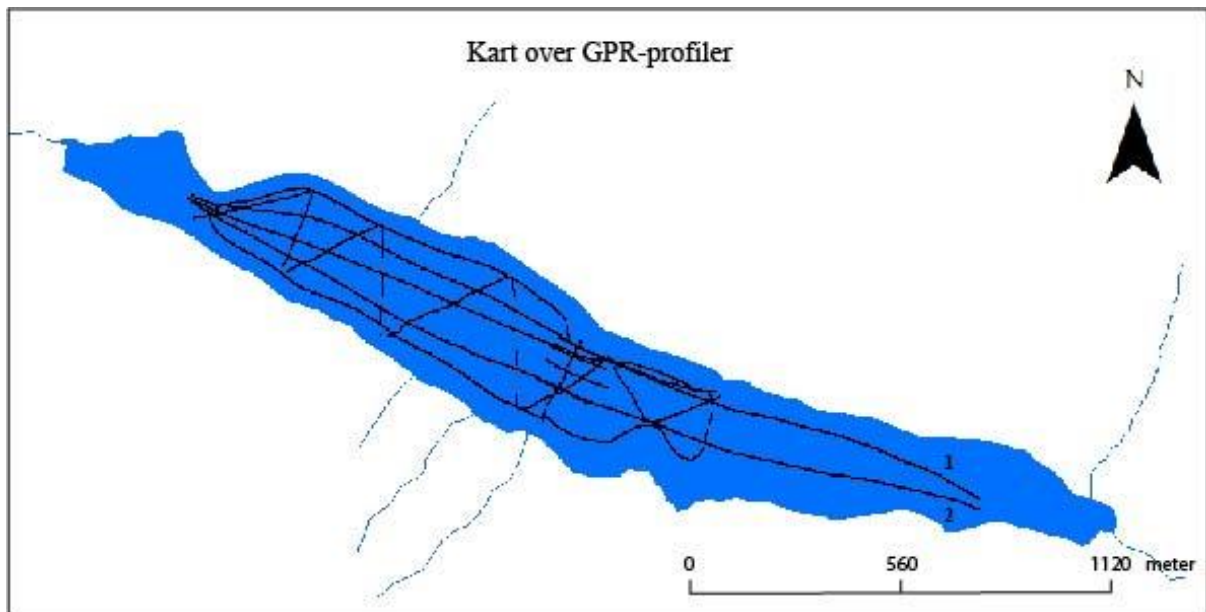
Kvartærgeologisk kart over nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet



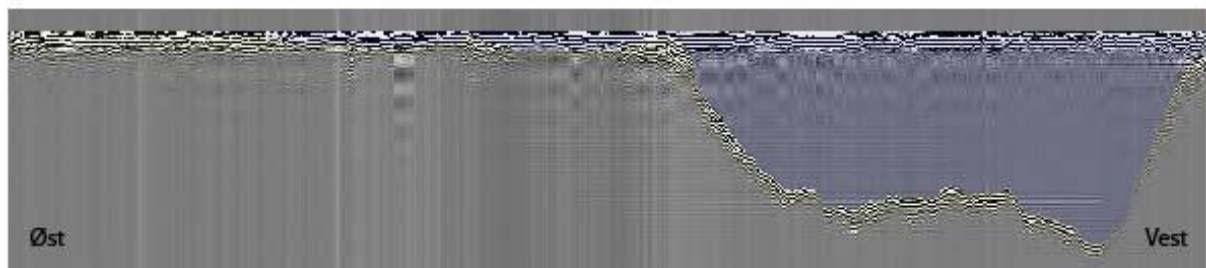
3.2 Kartlegging av bassenget

Et dybdekart vil gi et bilde av formen og størrelsen til bassenget. Slik kan en oppdage eventuelle former langs innsjøbunnen, for videre å identifisere hvilke prosesser som har dannet disse. Kartet kan også gi en indikasjon på hvor det er best å hente opp sedimentkjerner. Ifølge Dahl et al. (2003) er en god lokasjon for kjernetaking et sted i bassenget der det er slake skråninger, bunnen er flat og der det er liten risiko for miksing av vannsøylen. Miksing av vannsøylen kan føre til forstyrrelse av allerede avsatte sedimenter. Av denne grunn er det hensiktsmessig å ha en oversikt over bassenget før en tar opp sedimentkjernene.

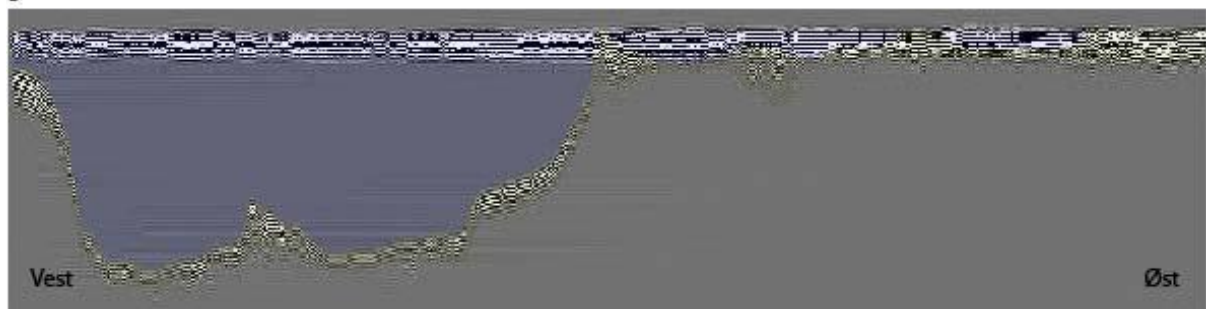
GPR er et ikke-ødeleggende geofysisk verktøy, som ved å sende ut elektromagnetiske bølger oppdager endringer i de elektriske egenskapene i grunnen. Refleksjonene fra de elektromagnetiske bølgene brukes til å analysere grunnen, og metoden kan gi et detaljert bilde av strukturer og laggrenser (Mauring et al., 1995). GPR-profiler er derfor brukt til å identifisere subakvatiske former i Bergsfjordvatnet. Under feltarbeid i mars 2011 ble det innhentet 18 GPR-profiler over innsjøen (figur 3-14). Det ble brukt en RAMAC GPR fra Malå, med antenne på 25 MHz over hele vannet, i tillegg til 50 MHz-antenne over den grunnere, østlige halvdel av innsjøen. Lavere frekvens når dypere enn høyere frekvens, mens den høyere frekvensen gir et mer detaljert bilde av strukturene i grunnen. Dette er årsaken til at det ble besluttet å bruke forskjellige antennefrekvenser over de ulike delene av innsjøen. For tekniske spesifikasjoner knyttet til utstyret, se www.malags.com/Products/MALA-ProEx-System. Profilene er i ettertid bearbeidet i Malås prosesseringsprogram RadExplorer v. 1.41 (Malå, 2012). Eksempler på profiler er vist i figur 3-14. GPR-profilene er vedlagt (appendiks 4), i tillegg til feltrapport og GPS-data.



1



2



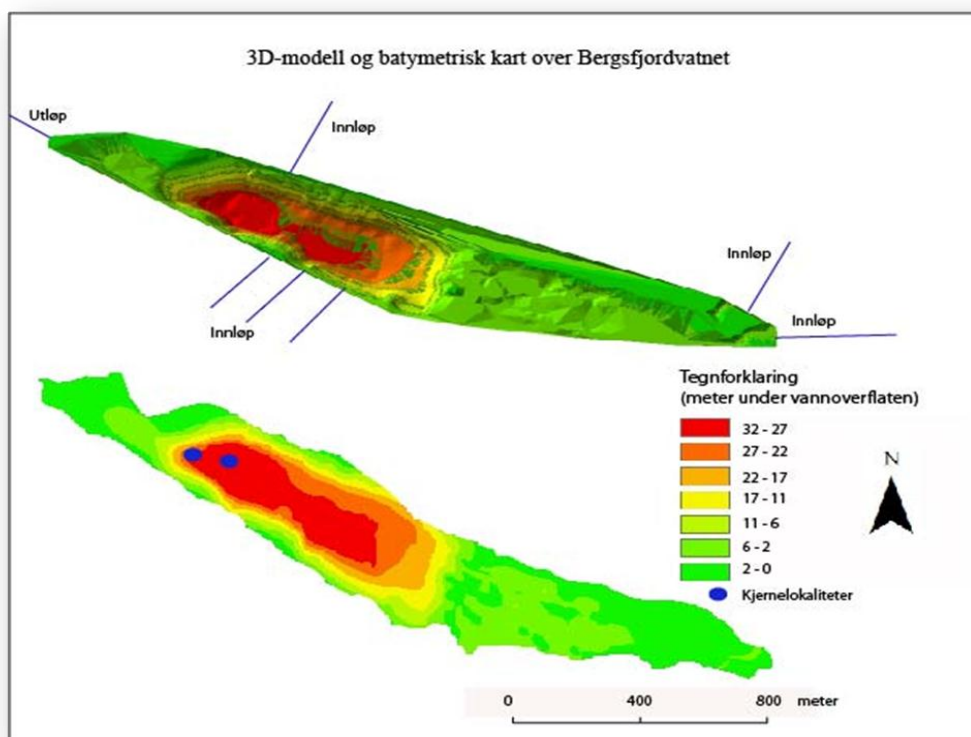
Figur 3-14. Øverst: Oversikt over hvor profilene er tatt. Midten: Profilet som er markert med tallet 1 på kartet over. Merk at vest og øst er motsatt av kartet. Nederst: Profilet som er markert med tallet 2. Begge de viste profilene er tatt med 25 MHz antenne.

Beskrivelse av bassenget

Innsjøen er dypest i området sør for Svartvatnet og er 32 m dyp på det dypeste (figur 3-15). I den østlige delen av Bergsfjordvatnet er det svært grunt, en dybde tilnærmet null meter på vinteren. Denne dybden vil være ulik mellom sommer og vinter, da demningen gjør at

innsjøen har høyere vannstand på sommeren. På kartene ser en at det er vanskelig å få noe skikkelig bilde av det grunne området øst i innsjøen, til tross for høyere antennefrekvens her. Det er likevel mulig å skjelve en ryggform på tvers av bassenget mellom det dype og det grunne partiet (UTM 531904 7792849).

På bildene fra 1908 og før 1944 (figur 3-1) ser en ryggformer som stikker opp av Bergsfjordvatnet. Disse er ikke synlige i felt i dag på grunn av oppdemmingen av innsjøen. På bildet ser det ut som ryggene ligger mellom M1 i delområde 4 og innløpet til innsjøen. På oversikten over hvor profilene er tatt (figur 3-14) ser en at det bare er tatt to profiler med antennefrekvens på 25 MHz i den østligste delen av innsjøen, og at dybden ikke er målt i det hele tatt for det helt innerste området. Dette fordi det ble ansett som for usikkert med tanke på snøskredaktivitet i dette området. På bildene ser det ut som at ryggformene strekker seg på tvers av innsjøen over tre nivåer fra M1 frem til dalen Jogavaggi.



Figur 3-15. Dybdekart over bassenget til Bergsfjordvatnet og 3D-modell av dette. Begge kartene er laget i ArcGIS 10. Kartene viser at innsjøen er dypest i området sør for Svartvatnet, og at den østlige halvdelen av innsjøen er svært grunn. En kan skjelve enkelte ryggformer på tvers av dalen.

Tolkning av bassenget

Ryggformen er lokalisert slik at den er tolket å være en fortsettelse av M1 i delområde 4. Den er derfor tolket å være en randmorene. På dybdekartet ser det ut som at den østligste delen av Bergsfjordvatnet har en dybde nær null meter under vannoverflaten. Som beskrevet innledningsvis er dette fordi dybden her bare ble målt med 25 MHz-antenne, og det er svært vanskelig å skille støy fra signal i dette partiet (figur 3-14). Ryggformene som er synlige på bildene fra 1908 og fra før 1944 er vanskelige å lokalisere, men spesielt bildet fra før 1944 gir en god indikasjon på at de ligger øst for M1 i delområde 4. På grunn av formen og plasseringen til ryggformene er de tolket som randmorener fra når Svartfjelljøkelen har trukket seg tilbake gjennom dalen. Den vestligste er tolket å være den eldste. Alle disse randmorenene må være yngre enn M1.

3.3 Oppsummering

Det kvartærgeologiske kartet gir en oversikt over hvilke prosesser som er eller har vært aktive i nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet. Disse prosessene kan deles inn i tre grupper:

1. Glasiale og glasifluviale prosesser
2. Fluviale prosesser
3. Skredprosesser

3.3.1 Glasiale og glasifluviale prosesser

Med en relativt stor bre i nedslagsfeltet, er det naturlig å regne denne som den viktigste bidragsyteren til sedimentasjonen av Bergsfjordvatnet. I dag ligger fronten en drøy km øst for innsjøen, men randmorener viser at breen tidligere har ligget betydelig nærmere. M2 i delområde 1 (Jogavaggi) regnes som lille istids maksimum, og denne ligger bare 350 m fra innsjøkanten. M1 fra delområde 4 (i den sørlige fjellsiden) som også strekker seg på tvers av innsjøbassenget, indikerer ytterligere at breen på et tidspunkt har nådd helt ut i det som i dag er innsjø.

Både i Markusdalen og i området rundt Svartvatnet finnes tydelige randmorener som viser at det på et tidspunkt har ligget betydelige sedimentkilder her. På grunn av formen til områdene er disse kildene tolket som botnbreer. Det er imidlertid usikkert på hvilket tidspunkt disse var aktive.

3.3.2 Fluviale prosesser

De viktigste fluviale sedimentasjonskildene i nedslagsfeltet i dag, synes å være Svartvatnet og tjernet i Markusdalen. Disse er, foruten Bergsfjordvatnet, de eneste oppdemmingene av vann i feltområdet og begge drenerer kontinuerlig ned i Bergsfjordvatnet. Langs de bratte fjellsidene i nedslagsfeltet strekker det seg også lange nedskjæringer. Under tiden i felt var det et fåtall av disse som førte vann. Det er derfor naturlig å tenke at de fleste av disse fluviale erosjonskanalene bare er aktive i nedbørsperioder, og derfor ikke bidrar betydelig til sedimentasjonen i Bergsfjordvatnet.

3.3.3 Skredprosesser

På begge sider av Bergsfjordvatnet er det observert flere vifteformede avsetninger som er tolket som skredvifter. Hele feltområdet er dessuten preget av store mengder forvittringsmateriale. Skredprosesser har sannsynligvis bidratt med grovkornede sedimenter til innsjøen i flere perioder.

4. Proglasiale innsjøsedimenter – metode

4.1 Kjernetaking



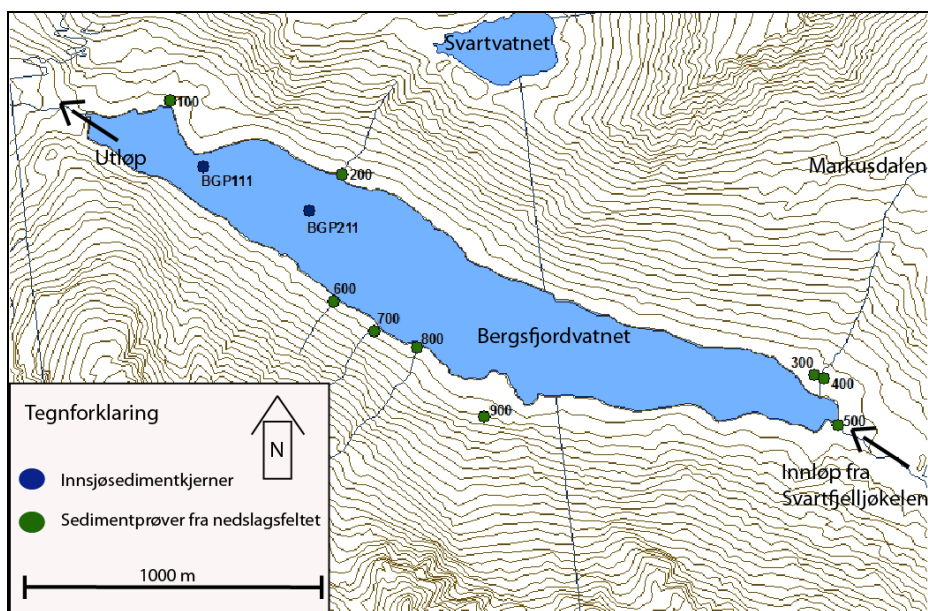
Figur 4-1. Veileder Jostein Bakke og medstudent Arild Sunde Rinnan gjør klart kjernetakingsutstyret før kjernetaking på Bergsfjordvatnet i mars 2011.

I mars 2011, mens Bergsfjordvatnet fortsatt var dekket av is, ble to sedimentkjerner hentet opp ved hjelp av en modifisert stempelkjernetaker (figur 4-1) (Nesje, 1992). Som nevnt i kapittel 3.3, ble det samtidig innhentet GPR-profiler av innsjøbassenget. Profilene ble overfladisk analysert i RadExplorer v.1.41 (Malå, 2012) på stedet, og de antydte at valg av borelokalitet var gjort på et optimalt sted med hensyn til sedimenttykkelse og generell representativitet. En stempelkjernetaker kan ta kjerner på opp til seks meter og har en diameter på 11 cm. Pistonkjernene, som her også refereres til som BGP111 og BGP211, ble tatt med 235 meters avstand (figur 4-2). BGP111 er tatt nærmest innsjøens utløp og er 375 cm lang. Den er tatt på 32,0 meters dyp. Til sammenligning er BGP211 421 cm lang og tatt på

27,7 meters dyp. I tillegg til pistonkjernene ble det på hver borelokaltet også tatt kjerner med HTH-prøvetaker som i større grad enn stempelkjernetakeren gir uforstyrrede sedimentprøver av de øverste 50 cm av innsjøsedimentene (Renberg og Hansson, 2008). HTH-kjernene BGS111 og BGS211 er henholdsvis 12 og 18 cm lange, med diameter på seks cm.

Kjernene ble oppbevart stående for å unngå forstyrrelser etter selve boringen. De ble deretter fraktet til Bergen hvor de har blitt lagret i et kjølerom som holder cirka 4 °C. Siden ble kjernene delt i to på langs (hvorav den ene delen ble tatt vare på som referansedel), innpakket i plast og lufttette bokser. De ble også logget og fotografert før videre analyser ble utført. Fotografier av BGP111 og BGP211 ligger vedlagt (appendiks 1).

I august 2011 ble feltområdet besøkt på ny, og det ble hentet ni sedimentprøver fra nedslagsfeltet til innsjøen. Det ble tatt én prøve i hver bekk som fører inn i innsjøen, inkludert smeltevannselven fra Svartfjelljøkelen (figur 4-2). Sedimentprøvene bestod av finmateriale og var omtrent en håndfull store. I sedimentlaboratoriet ble prøvene våtsiktet på 63 µm, 250 µm og 1 mm før videre analyser ble utført.



Figur 4-2. Oversikt over hvor sedimentkjernene (markert med blå prikker) og prøvene fra nedslagsfeltet (markert med grønne prikker) er tatt.

4.2 Analyser i lab

I dette delkapittelet er metodene som er brukt for å undersøke innsjøsedimentene fra Bergsfjordvatnet og prøvene fra nedslagsfeltet beskrevet. Her blir det også redegjort for hvordan innsjøsedimentene er datert.

4.2.1 Glødetap

En regner med at den minerogene (uorganiske) delen av sedimentene i en innsjø i stor grad er relatert til forekomsten av en bre i innsjøens nedslagsfelt. Minerogene komponenter i sedimentene kan imidlertid også komme fra uorganisk nedbør og være produsert av diatomeer i bassenget (Bradley, 1999:325). Glødetap (*loss-on-ignition - LOI*) er en metode som angir mengde organisk innhold i sedimentene (Dean, 1974), og kan derfor være en invers indikator på glacial aktivitet i nedslagsfeltet (Karlén, 1976). Snowball og Sandgren (1996) viser at det er visse feilkilder forbundet med denne metoden. Dette gjelder spesielt når glødetapsverdiene er svært lave (under fem prosent), da det kan være vanskelig å skille signal fra støy. Organisk materiale begynner å gløde ved 200 °C, og er fullstendig brent bort etter en time i smelteovnen ved 550 °C. En feilkilde tilknyttet prøvevekten etter brenning kan være at også andre faktorer styrer denne. Dette kan for eksempel være brenning av ustabile salter og av uorganisk karbonat, samt dehydrering av leirmineraler og metalloksider (Heiri et al., 2001). Heiri et al. (2001) demonstrerer at også prøvestørrelsen, prøvens eksponeringstid i luft og prøvens plassering i smelteovnen kan påvirke resultatet.

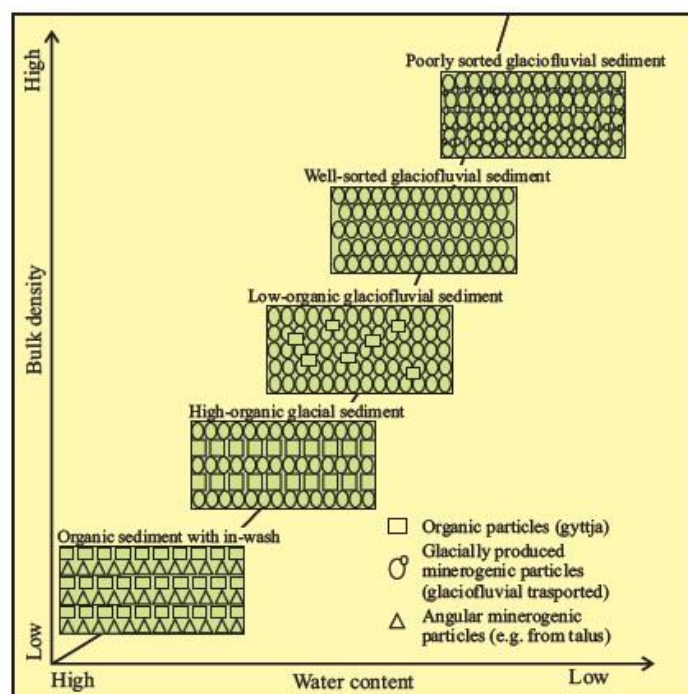
Det ble tatt volumspesifikke prøver à 1 cm³ fra hver halve cm gjennom kjernene BGP111, BGP211 og BGS211, og disse ble veid både før og etter 1,5 time i ovn med maksimumstemperatur på 550 °C. Slik kan en finne andelen organisk materiale som var i prøven, og som nå er borte (Dean, 1974). Glødetapet blir beskrevet i prosent.

4.2.2 Massetetthet og vanninnhold

Massetetthet er forholdet mellom vekten og volumet på sedimentprøven, og denne kan måles på våt eller tørr prøve (*dry bulk density - DBD*). Denne parameteren viser hvordan ulike

partikler pakkes eller konsolideres under forskjellige forhold (Blake og Hartge, 1986 i Bakke et al., 2005b). Bakke et al. (2005b) viser at organiske sedimenter gjenspeiles av lave tetthetsverdier, mens prøver som består av finkornete, dårlig sorterte minerogene sedimenter gir høye verdier (figur 4-3). En ser at vanninnholdet i prøven er sterkt knyttet til DBD, der høyt vanninnhold korresponderer med lave DBD-verdier. I organisk materiale er vann en del av matriksen, og i minerogene sedimenter vil vann fylle porene i prøven (Bakke et al., 2005b). Massetettheten er også avhengig av mineralsammensetningen i sedimentene, da ulike mineraler har ulik tetthet (Nesse, 2000:97). Bakke et al. (2005a) viser at det er et nært forhold mellom endringer i massetettheten til proglasiale innsjøsedimenter og endringer i breens likevektslinje.

De samme prøvene som ble tatt for å bestemme glødetapet ble brukt for å finne DBD og vanninnhold. Prøvene ble veid to ganger i forkant av antenningen: før og etter de var ovnstørket over natten ved 105 °C. Tørrvekten og volumet ble brukt for å bestemme DBD, mens våtvekt minus tørrvekt gir vanninnhold i prøven.



Figur 4-3. Skjematisk beskrivelse av sammenhengen mellom tørr massetetthet og vanninnhold for ulike typer sedimenter (Bakke et al., 2005b).

4.2.3 Kornfordelingsanalyse

Kornstørrelse er en grunnleggende egenskap til sedimentpartikler og påvirker blant annet hvordan disse tas med i transport, hvordan de transporteres og hvordan de avsettes (jf. kapittel 1.1). Kornstørrelsesanalyse er derfor et viktig verktøy for å finne ut hvor sedimentene kommer fra, transporthistorie og avsetningsforhold (Blott og Pye, 2001). Kapasiteten og kompetansen til en elv som fører inn i en proglasial innsjø, i tillegg til innsjøens batymetri og vannmassenes egenskaper, bestemmer hvor, hvordan og hvor mye av sedimentene som avsettes (Bakke et al., 2010). Kornstørrelsesanalyse av proglasiale innsjøsedimenter kan indikere variasjoner i brestørrelse. En hovedantakelse er at en større bre gir mer smeltevann enn en mindre bre, og det er dokumentert et positivt forhold mellom størrelsen på smeltevannsstrøm og sedimenttransport i glasiale nedslagsfelt (Jansson et al., 2005, Paasche et al., 2007a). En regner med at forholdet mellom minerogene sedimenter i silt- og leirfraksjonen og organiske sedimenter reflekterer hvor aktiv breen er eller har vært (Jansson et al., 2005). Som nevnt i kapittel 1.1 er dette også avhengig av breens temperaturregime, da bresålen må være ved trykksmeltepunktet for å kunne gli over og erodere underlaget (Benn og Evans, 1998:312). En underliggende antagelse er at en bre vil produsere så mye sedimenter i silt- og leir-fraksjonen at det vil dominere over andre sedimentkilder til en proglasial innsjø (Dahl et al., 2003, Jansson et al., 2005, Bakke et al., 2010). Analyse av kornstørrelsesfordeling i innsjøsedimenter kan også gi en indikasjon på hurtige sedimentære avsetninger av for eksempel skred og flom. Slike hendelser er ofte knyttet til plutselige endringer i sorteringsgrad og gjennomsnittlig kornstørrelse, med dårligere sortering og større gjennomsnittsfraksjon som kjennetegn (Bakke et al., 2005a).

Det ble tatt prøver à 10 gram fra hver femte cm av BGP211. Før analysene ble prøvene ristet en time i 0,05 % calgon-oppløsning. Deretter ble de siktet med en 125 µm sikt. Analysene ble utført med en *Micromeritics Sedigraph III 5120* sammen med en *Mastertech 052 Automatic Sample Feeder* på sedimentlaboratoriet til Institutt for Geovitenskap, UiB. Sedigrafen måler kornstørrelsene etter prinsippet bak Stokes lov, og informasjonen som kommer ut gir den relative andelen av de ulike kornstørrelsene i en prøve. Stokes lov angir hvordan og hvor fort sfæriske partikler av samme tetthet synker i en væske med en gitt temperatur, avhengig av

størrelsen på partikkelen. Sedigrafen måler dette ved hjelp av røntgentråler. Rådataene ble bearbeidet med programvaren GRADISTAT v4.0 (Blott og Pye, 2001). Dataene viser prosentvis andel av hver fraksjon i prøven, i tillegg til gjennomsnittlig kornstørrelse, sorteringsgrad, symmetri og kurtose. Skalaer for kornstørrelser og sorteringsgrad (ett standardavvik) er presentert i tabell 4-1.

Tabell 4-1: Inndeling av kornstørrelser og sorteringsgrad og skjevhet. De to siste er regnet ut med geometrisk method of moments (Blott og Pye, 2001)

Kornstørrelse (μm)		Sorteringsgrad (σ)	
125-63	Veldig fin sand (VF sand)	<1,27	Veldig godt sortert
63-31	Veldig grov silt (VG silt)	0,27-0,41	Godt sortert
31-16	Grov silt (G silt)	0,41-0,62	Moderat godt sortert
16-8	Medium silt (M silt)	0,62-2,00	Moderat sortert
8-4	Fin silt (F silt)	2,00-4,00	Dårlig sortert
4-2	Veldig fin silt (VF silt)	4,00-16,00	Veldig dårlig sortert
< 2	Leir	>16,00	Ekstremt dårlig sortert

4.2.4 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (κ) er definert som hvor disponert et materiale er for magnetisering når det utsettes for et svakt magnetfelt (Evans og Heller, 2003:9). Fordi denne er dimensjonsløs er det også vanlig å regne om til massesusceptibiliteten (χ_{bulk}), som er angitt i m^3/kg . κ blir også kalt MS eller overflatesusceptibilitet her. Den magnetiske susceptibiliteten til sedimentene reflekterer vanligvis konsentrasjonen av magnetiske mineraler i sedimentene (Snowball og Sandgren, 1996). Denne konsentrasjonen kan korrelere positivt med mengde minerogent materiale i en prøve. I antakelsen om at store breer produserer mer sedimenter enn små breer, vil derfor flere magnetiske partikler reflektere en større bre og omvendt. Magnetiske mineraler kan ha forskjellige egenskaper og forholdet mellom susceptibiliteten til prøven målt ved 77K og 293K, kan vise om mineralene i prøven er para- eller ferromagnetiske (Lanci og Lowrie, 1997). Dette skillet går ved 3,8. Det kan være nyttig å

måle den magnetiske susceptibiliteten i både innsjøsedimentene og i prøvene fra nedslagsfeltet for å kunne identifisere sedimentkilder.

På alle fire kjernene (BGP111, BGP211, BGS111 og BGS211) ble det analysert overflatesusceptibiliteten med en Bartlington MS2E i Paleomagnetisk laboriatorium ved Institutt for geovitenskap, UiB. Metoden er ikke-destruktiv, og dette var derfor den første analysen som ble gjort av kjernene. Fremgangsmåten går ut på å plassere kjernen på et motorisert rullebånd tilknyttet Bartlington-sensoren som driver kjernene fremover i angitte intervaller. Det ble her målt MS for hver halve cm. Det er dessuten viktig å dekke til kjernen med plastfolie for å unngå tilgrising av sensoren.

På BGP211 ble det også målt massesusceptibilitet (χ_{bulk}). For hver andre cm ble materiale fylt i kubiske plastikkbokser à 2*2*1,8 cm. De nederste 130 cm av kjernen ble samlet for hver cm. Det samme ble materiale i områdene rundt der makrofossiler ble tatt ut for datering. Totalt antall bokser var 303. Boksene ble så veid og frysetørret i flytende nitrogen. χ_{Bulk} -målingene ble utført med en KLY-2 induksjonsbro (200m) ved både romtemperatur (293K) og ved 77K. Dette ble også gjort i Paleomagnetisk laboriatorium ved Geofysisk institutt. Hver fraksjon av sedimentprøvene fra nedslagsfeltet ble puttet i plastikkbokser (som ovenfor). Deretter ble boksene veid og massesusceptibiliteten ble målt med KLY-2-induksjonsbroen, på både våte og frysetørrede prøver. Alle prøvene ble korrigert for vekten.

4.2.5 X-ray fluorescence (XRF)

ITRAX-skanner

XRF er en ikke-ødeleggende metode som påviser geokjemiske variasjoner i sedimentene, mellom grunnstoffene aluminium og uran. ITRAX-skanneren kan også vise optiske og radiografiske variasjoner i sedimentene. Metoden går ut på at røntgenstråler sendes mot prøven, hvorpå de ulike grunnstoffene i prøven returnerer fluorescensstråling som maskinen registrerer (Croudace et al., 2006). Målingene oppgis i tellerater, det vil si antall tellinger per tidsenhet, for eksempel *counts per second* (cps) (Weltje og Tjallingii, 2008).

XRF-målingen kvantifiserer mengden av de ulike grunnstoffene i sedimentene. Dette avhenger av mineralsammensetningen i den aktuelle berggrunnen. Vanlige grunnstoffer i jordskorpa er blant annet aluminium, silisium, jern og titan (Marshak, 2008:52). I innsjøsedimentene kan endringer i mengden av for eksempel disse grunnstoffene knyttes til variasjoner i erosjon i nedslagsfeltet (Croudace et al., 2006). Haug et al. (2001) påviste en sammenheng mellom terrestrisk erosjon og mengden titan og jern i marine sedimenter utenfor Venezuela. Også zirkonium, kalsium, kalium og rubidium er funnet å indikere terrestrisk erosjon (Croudace et al., 2006). Bakke et al. (2009) viser at titan også kan reflektere glacial erosjon. Croudace et al. (2006) og Rothwell et al. (2006) beskriver hvordan forhold mellom elementer kan brukes til å analysere sedimentene og å identifisere sedimentkildene. Redoksprosesser kan påvirke de geokjemiske elementene, og noen elementer er mer sensitive for slike prosesser enn andre. Dette gjelder blant annet jern og mangan, mens titan og rubidium er insensitive (Brown et al., 2000, Guyard et al., 2007, Bakke et al., 2009). Forholdet mellom sensitive og insensitive elementer kan vise om sedimentene har vært utsatt for redoksprosesser. Peinerud et al. (2001) og Balacio et al. (2011) bruker forholdet mellom silisium og titan (eller aluminium) til å skille mellom detrital og biogen silica (kvarter) i sedimentene. Biogen silica kan være et tegn på diatomeer i bassenget, og kan derfor tyde på lite tilførsel av minerogent materiale (Peinerud, 2000).

Kjernene BGP211 og BGS111 ble rensset, fikk overflatene glattet ut og ble dekket med en tynn plastfilm i forkant av scanningen. Begge kjernene hadde oppnådd romtemperatur. Det ble brukt en ITRAX-skanner ved Institutt for geovitenskap, UiB. ITRAX-skannere kan måle en splittet kjerne på opp til 1,8 m, med en diameter på mellom 2 og 12 cm. Oppløsningen kan være ned til 200 μm (Croudace et al., 2006). Prøvene trenger ikke være tørre, slik som med enkelte andre XRF-skannere. BGP211 og BGS111 ble målt med en oppløsning på 0,5 mm. Det ble også tatt røntgenbilder av begge kjernene.

Philips PW 1404/10-skanner

De siktede prøvene fra nedslagsfeltet ble tørket og så knust med en *Retsch PM 100*. De knuste prøvene ble så brent på 950 °C i 2 timer for å fjerne alt organisk materiale i sedimentene.

Etter å ha blitt veid før og etter antenningen ble 0,96 gram fra hver prøve blandet med 6,72 gram *Spectromelt A10* (*di-litiumtetraborat*) i titandigler, før blandingen ble smeltet med propan i en *Claisse fluxy*. Dette gjaldt bare fraksjonene <63 µm og 63-250 µm. Tablettene ble til slutt analysert med en *Philips PW 1404/10*. Resultatene fra denne målingen viser prosentandel av hvert element i hver prøve. Elementene som blir målt er silisium, titan, aluminium, jern, mangan, kalsium, kalium, magnesium og natrium. Noen av prøvene hadde svært lite materiale igjen etter antenningen, og for <63 µm-fraksjonen måtte 200-, 400- og 800-prøven fjernes. For 63-250 µm-fraksjonen måtte 200-, 300- og 400-prøvene fjernes. Dette betyr at 200- og 400-prøvene ikke fikk noe materiale analysert med XRF.

4.2.6 Aldersbestemming

¹⁴C

Radiokarbondatering er blant de viktigste dateringsmetodene for brerekonstruksjoner som bygger på innsjøsedimenter (Dahl et al., 2003). Denne metoden baserer seg på at alle organismer inneholder ¹⁴C, og at innholdet av ¹⁴C begynner å reduseres når organismen dør. ¹⁴C har en halveringstid på 5730 ± 40 år, og er egnet til å datere organismer som er opp til om lag ti slike halv-liv gamle. Produksjonen av ¹⁴C i atmosfæren er ikke konstant, og dette er en av årsakene til at ¹⁴C-år må kalibreres manuelt til kalenderår (Evans og Heller, 2003). For en grundigere beskrivelse av metoden, se Walker (2005).

Utvalgte områder i kjernen (basert på data fra glødetap og magnetisk susceptibilitet) ble siktet for å finne makrofossiler. Etter veiing ble de sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen for akseleratormassespektrometrisk (AMS) måling. Det ble brukt plante- og tremateriale. Det ble tatt ut til sammen 12 prøver fra BGP111 (1 prøve) og BGP211 (11 prøver). På grunn av høyt minerogent innhold i sedimentene var det vanskelig å finne tilstrekkelig materiale for datering, og enkelte av prøvene var svært små. ¹⁴C-årene er i ettertid kalibrert til kalenderår før nåtid (år 1950 e.Kr.) med programvaren Clam 2.0 (Blaauw, 2010), og de kalibrerte alderne er i oppgaven skrevet som «kal. år BP».

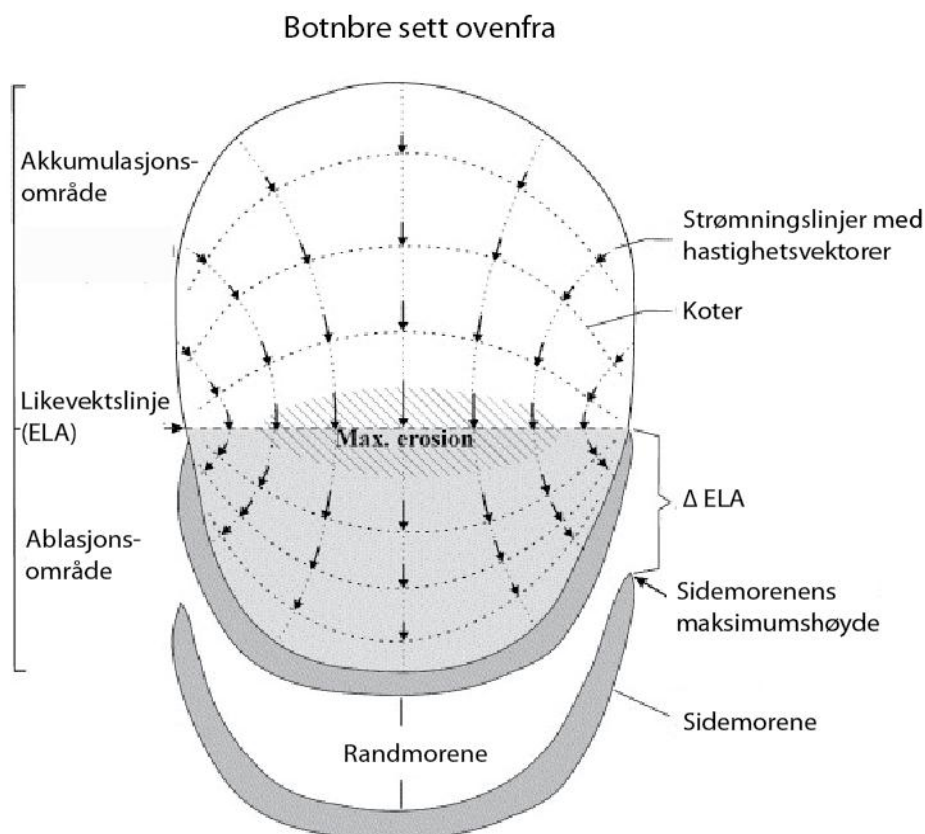
²¹⁰Pb

Blydatering (²¹⁰Pb) komplementerer ¹⁴C-metoden og anvendes ofte til å aldersbestemme sedimenter av nyere alder, det vil si omtrent fra begynnelsen av det attende århundret. ²¹⁰Pb har en halveringstid på rundt 22 år. For en nærmere beskrivelse av prinsippet rundt dateringsmetoden og prosedyren, se <http://geo.ku.dk/english/gdc/> (Andersen, 2012b).

Fra HTH-kjernen BGS211 ble det tatt ut sedimentprøver à 10 gram fra hver centimeter fra de øverste 15 cm. Sedimentprøvene ble tørket i ovn ved 51 °C og siden oppbevart i plastposer til de ble sendt til Universitetet i København for datering. I tillegg ble informasjon om tørrmassetettheten til prøvene lagt ved. En videre utgreiing om dateringene og aldersmodell for kjernene finnes i kapittel 5.7.

4.3 Høyden til likevektslinjen (ELA)

Som nevnt innledningsvis er endringer i likevektslinjen til en bre en viktig prokxy for klimavariasjoner (f.eks. Benn og Evans, 1998:81). Rekonstruksjon av tidligere tiders likevektslinjer kan derfor være et praktisk verktøy i studiet av paleoklima. Det er flere måter å gjøre dette på (f.eks. Nesje, 1995:35, Benn og Evans, 1998:83, Osmaston, 2005, Rea, 2009). Kvaliteten og reliabiliteten til de ulike fremgangsmåtene varierer, og bare metodene som er regnet som aktuelle for Svartfjelljøkelen blir diskutert her. Et utgangspunkt for beregning av likevektslinjen er at en kjenner utbredelsen til breen. Randmorener er i så måte mye brukt for å estimere arealet til tidligere breutbredelse. Fordi brebevegelsen er forskjellig over og under likevektslinjen, der bevegelsen er mot midten av breen *over* likevektslinjen og ut mot sidene *under* likevektslinjen (figur 4-4), dannes randmorener bare nedenfor likevektslinjen. Disse er derfor spesielt nyttige i beregning av ablasjonsområdet (Benn og Evans, 1998:85).



Figur 4-4. En idealisert botnbre med randmorener. Figuren er modifisert etter Dahl et al. (2003).

4.3.1 AAR – accumulation area ratio

Denne metoden er basert på antakelsen om at breer i likevekt har et fast forhold mellom breens akkumulasjonsområde og dens totale areal (Benn og Evans, 1998:83). AAR er en funksjon av massebalansen til breen og varierer derfor deretter. Verdier under 0,5 tyder på negativ massebalanse, 0,5-0,8 reflekterer nær klimatisk likevekt, mens verdier over 0,8 antyder at breen opplever positiv massebalanse (Nesje, 1995:35). Dal- og botnbreer i dynamisk og klimatisk likevekt har ofte en AAR på $0,65 \pm 0,05$ (f.eks. Porter, 1975). Denne metoden tar ikke hensyn til brearealets fordeling over ulike høyder, det vil si breens hypsometri.

4.3.2 AABR – area altitude balance ratio

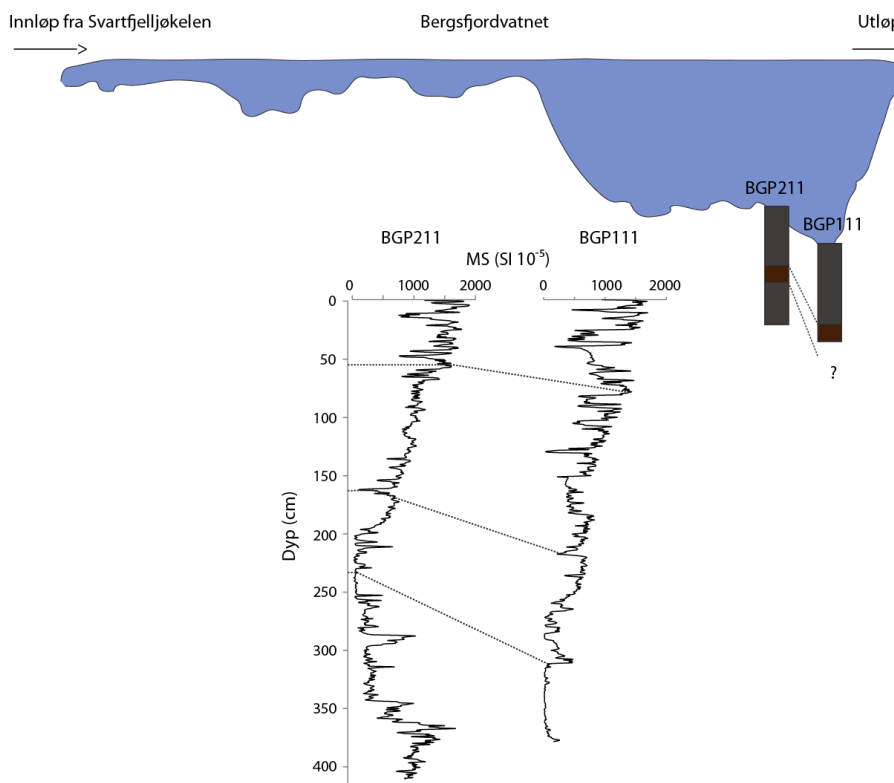
Denne metoden er en videreutvikling av AAR-metoden, og tar hensyn til breens hypsometri i tillegg til formen til massebalansekurven (Rea og Evans, 2007, Rea, 2009). Utgangspunktet for denne metoden er tanken om at deler av breen som er langt over eller under likevektslinjen har mer å si for breens massebalanse enn deler som er nærme likevektslinjen (Osmaston, 2005). Metoden baserer seg på teorien om at for breer i likevekt akkumuleres det like mye *over* likevektslinjen i løpet av et år som det smelter *under* likevektslinjen. Metoden tar utgangspunkt i at akkumulasjons- og ablasjonsgradientene er noenlunde lineære, at forholdet mellom de to er kjent, samt at hypsometrien til breen er kjent (Benn og Evans, 1998:84). Metoden er derfor begrenset til områder der en har gode og detaljerte topografiske kart. Det er funnet balanseforhold mellom 1,8 og 2,2 (Meier og Tangborn, 1965, Furbish og Andrews, 1984, begge i Rea og Evans, 2007), der et vanlig balanseforhold for maritime breer på midlere breddegrader synes å være 2,0 (Benn og Gemmel, 1997 i Rea og Evans, 2007). En forutsetning for denne metoden er at balanseforholdet er konstant selv om brearealet endres. Det er utviklet formelark for AABR-metoden i Excel, slik at en lettere kan fylle inn informasjon og få regnet ut på hvilken høyde likevektslinjen ligger (Osmaston, 2005).

4.3.3 Rekonstruksjon basert på innsjøsedimenter

I tillegg til massebalansedata er det utviklet metoder som tar utgangspunkt i daterte innsjøsedimenter. Utslag i parametere som er knyttet til glasial aktivitet kan kobles til daterte morenerygger, og en regresjon mellom disse kan gi en kontinuerlig rekonstruksjon av likevektslinjen tilbake i tid (f.eks. Bakke et al., 2005a, Bakke et al., 2010). Jamfør sedimentparameterne som er beskrevet ovenfor, kan relevante parametere være for eksempel magnetisk susceptibilitet, DBD, grunnstoffer som er knyttet til glasial erosjon (for eksempel titan), og glødetap.

5. Proglasiale innsjøsedimenter - resultat

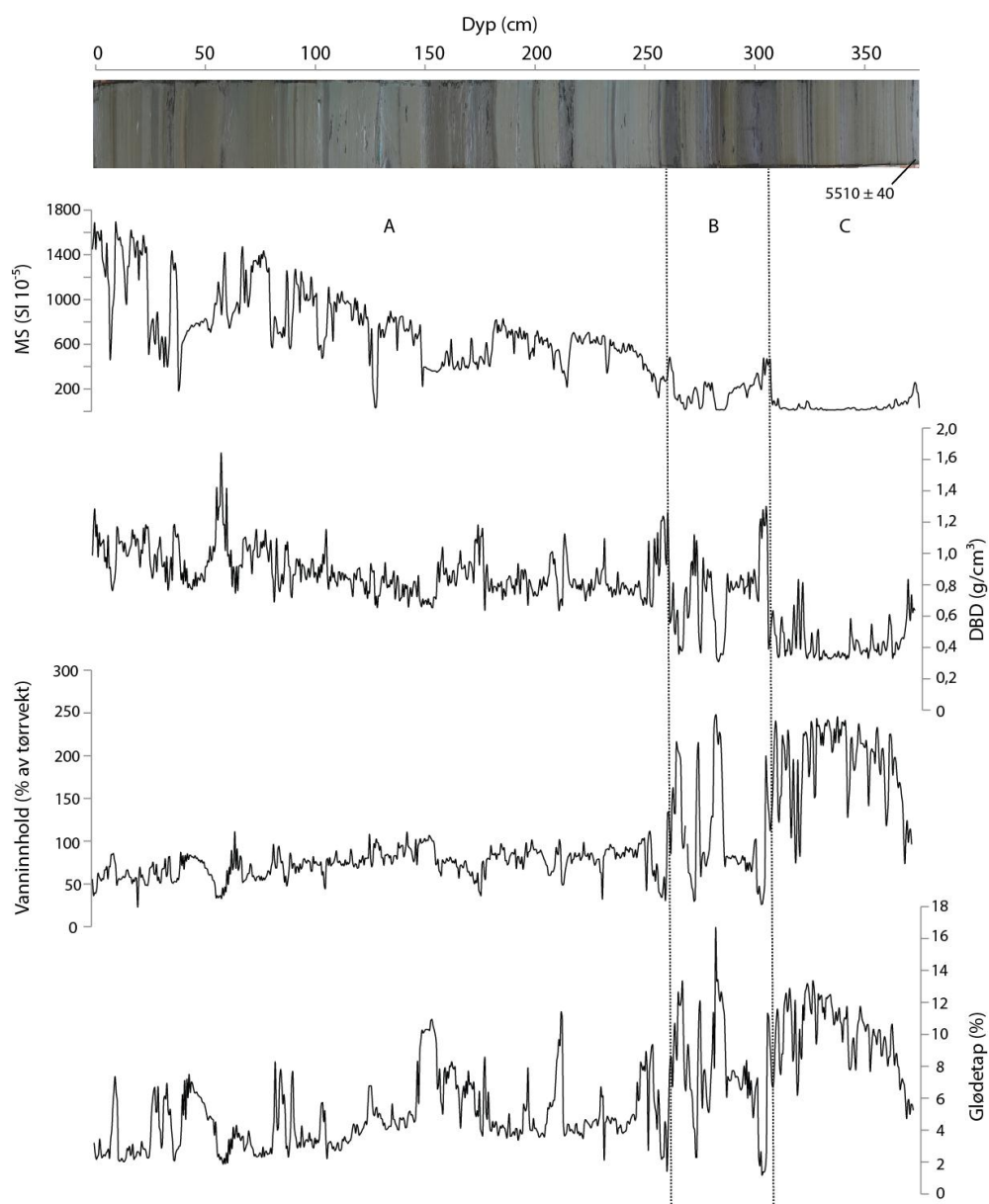
I dette kapitlet vil kjernene tatt med stempel- og HTH-prøvetaker beskrives og tolkes på bakgrunn av litologien og de ulike fysiske parametrene. BGP111 og BGP211 er delt opp i enheter for lettere å kunne beskrive trendene. Figur 5-1 viser hvor i bassenget kjernene er tatt, samt hvordan de to kjernene korrelerer basert på MS-verdier og visuelle strukturer. BGP211 er lengre enn BGP111 og korrelasjonen mellom de to kjernene viser at BGP211 går lenger tilbake i tid. BGP211 er gitt prioritet fordi denne dekker det lengste tidsrommet, og følgelig vil BGP111 kun bli overfladisk beskrevet. Figur 5-1 viser hvordan den nederste delen av BGP111 korresponderer med det midterste partiet i BGP211. Dette er tydelig både visuelt og i de fysiske egenskapene som er undersøkt for begge kjernene. På grunn av de like trendene i BGP111 og BGP211, vil det ikke bli gjort en separat tolkning av BGP111. Alle rådata ligger vedlagt (appendiks 2).



Figur 5-8. Vertikalt profil av Bergsfjordvatnet med kjernelokaliteter. Øst er mot venstre, og vest mot høyre. Grafene viser MS for de to kjernene, og prikkede linjer viser områder som korresponderer.

5.1 BGP111

BGP111 vil bli beskrevet i enheter på bakgrunn av litostratigrafi, overflatesusceptibilitet, DBD, vanninnhold og glødetap (figur 5-2).



Figur 5-9. Bilde av hele BGP111 med parameterne magnetisk susceptibilitet, DBD, vanninnhold og glødetap. Figuren viser også ^{14}C -dateringen av kjernen, samt hvordan kjernen er delt opp i enheter.

Enhet C: 375-309 cm

Enheten er brungrå i fargen, laminert og inneholder enkelte svært mørke, tynne lag (0,5-1 cm tykke). Disse nederste 66 cm av kjernen har gjennomgående lave MS-verdier på mellom 10 og 40 SI 10^{-5} . Dette gjenspeiles av relativt høyt glødetap på mellom 7 og 13,5 prosent. Vanninnholdet følger glødetapet. DBD-verdiene er lavere i denne enheten enn i resten av kjernen og ligger på mellom 0,3 og 0,5 g/cm³. Det ble tatt ut makrofossiler til datering nederst i kjernen, og disse er datert til 5510 ± 40 ¹⁴C-år BP (en mer utfyllende beskrivelse av dateringene er presentert i tabell 5-7 i kapittel 5.8).

Enhet B: 309-254 cm

Fargene varierer mellom lyse og mørke brungrå lag. Parameterne fluktuerer mer i denne enheten enn i enhet C. Glødetapet og vanninnholdet er i antifase med DBD-verdiene, mens MS-verdiene stort sett er i fase med DBD. Glødetapet har maksimumsverdier på rundt 16 prosent, og minimumsverdier på rundt 1,5 prosent. DBD-verdiene varierer mellom 0,35 og 1,3 g/cm³, mens MS varierer mellom 16 og 477 SI 10^{-5} .

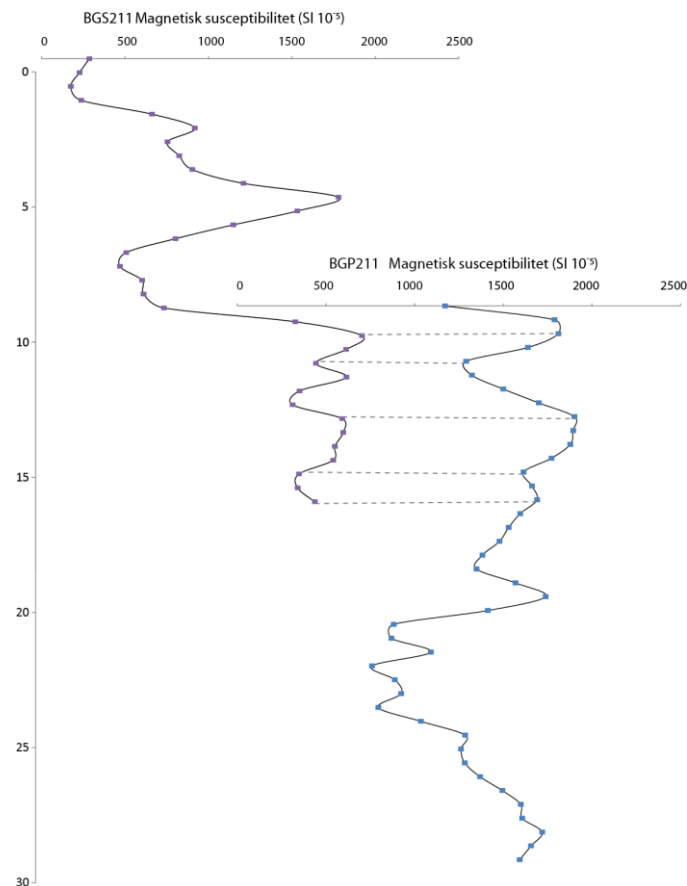
Enhet A: 254-0 cm

Fra 254 cm består kjernen av grått, finkornet materiale. Enheten er lagdelt, og lagene varierer mellom bruntoner og mørke gråtoner. Her stiger MS-verdiene jevnt oppover mot toppen av kjernen, fra 265 SI 10^{-5} ved 254 cm til 1550 SI 10^{-5} ved 1 cm. Glødetapet synker i takt med at MS stiger, og synker fra 9,2 prosent ved 253 cm til 1,2 prosent ved 1 cm. DBD-verdiene stiger svakt gjennom hele enheten, fra 0,7 ved 250 cm til 1,2 ved 1 cm. Enheten er preget av store svingninger i alle parameterne. De fleste utslagene markeres av økning i glødetap og nedgang i MS og DBD. Et avvik fra denne trenden er et spesielt tydelig hopp i DBD-verdiene ved 58,5 cm til 1,6 g/cm³. Her synker glødetapet til 2,1 prosent.

5.2 BGP211

5.2.1 Sammenstilling av BGS211 og BGP211

Fordi det ofte kan bli forstyrrelser i den øverste delen av kjerner tatt med stempelprøvetaker (Renberg og Hansson, 2008), er toppen av kjernen BGP211 korrelert HTH-kjernen BGS211. Dette er viktig blant annet for å kunne bruke ^{210}Pb -dateringene fra HTH-kjernen sammen med ^{14}C -dateringene fra pistonkjernen i alder-dyp-modellen (kapittel 5.7). Korrelasjonen mellom de to kjernene er gjort på variasjoner i MS og resultatet av sammenstillingen er vist i figur 5-3. Figuren viser at BGP211 starter ved BGS211s niende cm. 211-kjernenes samlede lengde er derfor 430 cm. Merk at i beskrivelsen og tolkningen av BGP211 er den opprinnelige dybdeskalaen anvendt.



Figur 5-10. Sammenstilling og korrelasjon av BGP211 og BGS211 basert på magnetisk susceptibilitet. BGP211 begynner ved BGS211s niende cm.

5.2.2 Beskrivelse av BGS211

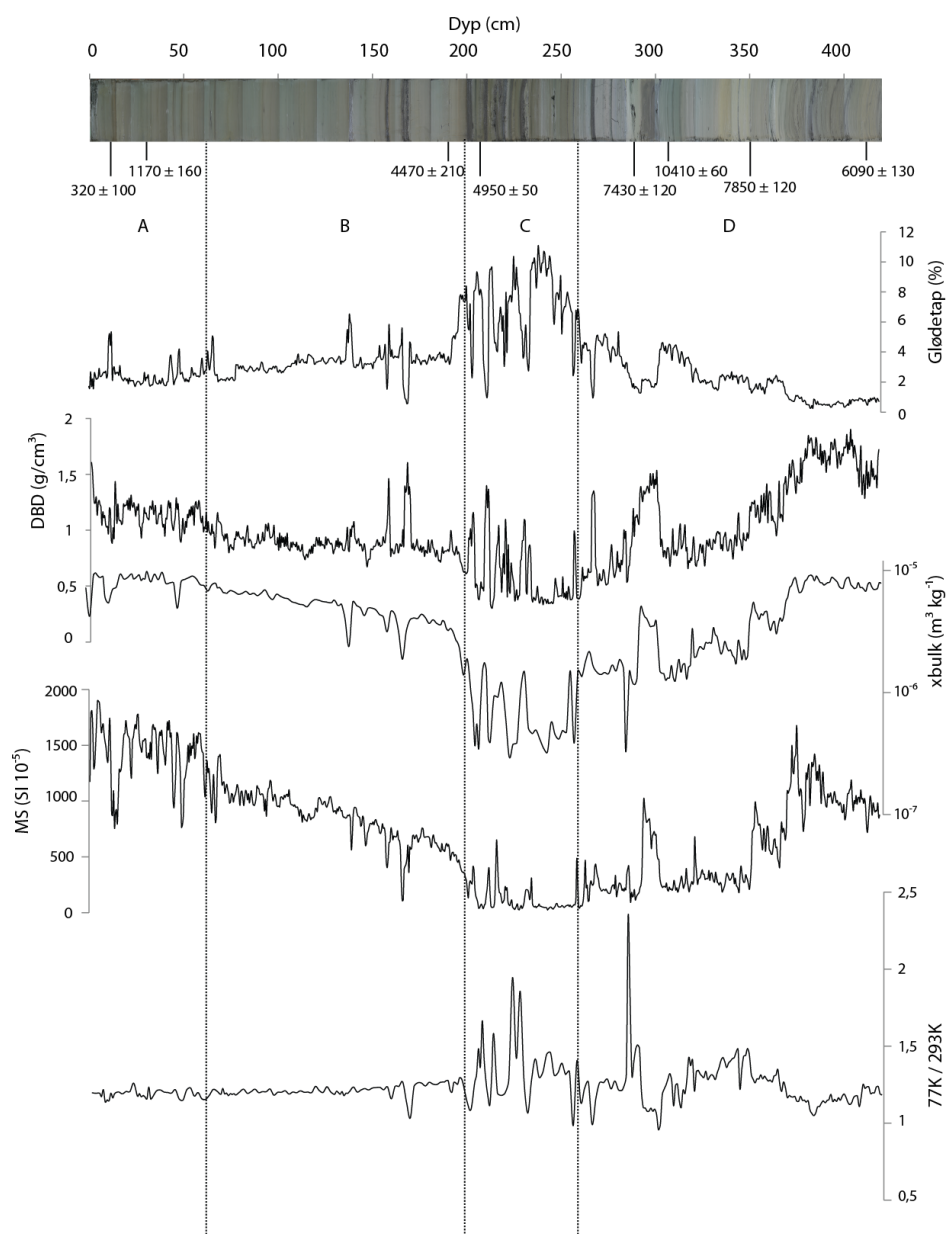
I tillegg til MS er det målt glødetap og DBD for denne kjernen. MS stiger kraftig i nederste del av kjernen, fra 375 til 1637 SI 10^{-5} på bare to cm. Ved de neste seks cm stiger verdiene svakt med noe svingninger, til et toppunkt ved 10 cm med 1919 SI 10^{-5} . Deretter synker susceptibiliteten nesten til startnivået, før verdiene igjen stiger. Et nytt toppunkt opptrer ved 5 cm med 1779 SI 10^{-5} , og susceptibiliteten faller så mot toppen av kjernen. DBD-verdiene svinger en del fra bunnen av kjernen opp til 6 cm, deretter synker verdiene brått frem til toppen. Glødetapet ligger på godt under fem prosent de nederste 12,5 cm, men stiger brått til over 12 prosent ved 1,5 cm. Glødetapet holder seg på rundt 10 prosent i toppen av kjernen.

5.2.3 Beskrivelse av BGP211

Enhetene i BGP211 er beskrevet på bakgrunn av litostratigrafi (figur 5-4), magnetiske egenskaper (figur 5-4), kornstørrelsesfordeling (figur 5-5) og XRF-resultater (figur 5-6). Av elementene fra XRF-analysen er bare elementer med gjennomsnittlig tellerate over 1000 inkludert. For elementer med tellerate under dette oppleves det vanskelig å skille signal fra støy. Resultatene inkluderer derfor silisium (Si), kalium, kalsium, titan (Ti), jern og mangan (Mn). Forholdene Mn/Ti og Si/Ti blir også beskrevet, men er ikke vist i de beskrivende figurene.

Generell beskrivelse

Bakgrunnsedimentene i kjernen er olivengrå og finkornede. Innimellom finnes grovere og mørkere lag. Gjennomsnittlig kornstørrelse og sorteringsgrad for hele kjernen er henholdsvis 5,5 μm og 3,0 σ . Kjernen har stort sett unimodal kornfordeling bortsett fra i tre partier der fordelingen er bimodal. Dette gjelder de nederste 50 cm (421-371 cm), området 301-291 cm og 211 cm.



Figur 5-11. Figuren viser bilde over BGP211 og parameterne glødetap, DBD, χ bulk, MS og χ bulk77K/ χ bulk293K. Figuren viser også ^{14}C -dateringene av kjernen og oppdeling i enheter. Merk at bruntonene som ser ut som lamineringer i den øverste halvdel av kjernen bare er et resultat av lysforskjeller i de sammenstilte enkeltbildene av kjernen.

Enhet D: 421-260 cm

Litostratigrafi

Nederste del av kjernen er dominert av mørk grått, minerogent materiale. Sedimentene er laminerte med mørke og lyse lag, og lagene glir over i hverandre med uskarpe grenser.

Enkelte av lagene er grovere og mørkere i fargen. Mellom 350 og 330 cm er fargen på sedimentene brunere enn nederst i enheten, før de igjen blir grå. DBD stiger først fra et gjennomsnitt på 1,4 g/cm³ mellom 421 og 407 cm, til et gjennomsnitt på 1,7 g/cm³ mellom 406 og 380 cm. Deretter synker verdiene gradvis oppover i enheten, til 0,82 g/cm³ ved 305 cm. Et avvik fra den synkende trenden skjer mellom 303 og 290 cm, der DBD stiger til et toppunkt på 1,53 ved 301 cm. Dette skjer også fra 268-266,5 cm, med verdier på 1,3 g/cm³. Utenom disse avvikene synker verdiene gradvis oppover i enheten, frem til 0,39 g/cm³ ved 260 cm. Den nederste delen av kjernen (opp til 370 cm) har det laveste glødetapet gjennom hele kjernen, verdier på mellom 0,26 og 0,87 prosent. Fra 370 cm begynner glødetapsverdiene å stige, opp til 4,6 prosent ved 304 cm. Glødetapet synker så brått til 1,27 prosent ved 292,5 cm, og stiger derfra gradvis. Glødetapet har, i likhet med DBD, i tillegg et utslag ved 268-266,5 cm, der det synker til 0,94 prosent. Makrofossiler ble tatt ut til datering fra flere steder i enheten. På grunn av den lille mengden organisk materiale ble det hentet makrofossiler fra hele partiet mellom 409 og 419 cm, og disse er datert til 6090 ± 130 ¹⁴C-år BP. Prøver fra mellom 346 og 350 cm er datert til 7850 ± 120 ¹⁴C-år BP, fra 302-303 cm til 10410 ± 60 ¹⁴C-år BP, og fra 287-288 er datert til 7430 ± 120 ¹⁴C-år. Merk at kjernen er delt ved 284 cm.

Magnetiske egenskaper

χ Bulk er i antifase med glødetapet, og susceptibiliteten stiger svakt frem til 372 cm, med et fall i verdiene ved 378 cm. Ved 371 cm ligger verdiene på $7,2 \text{ SI } 10^{-6}$. De synker deretter til et nytt platå mellom 368 og 350 cm, der gjennomsnittssusceptibiliteten er på rundt $4,0 \text{ SI } 10^{-6}$. Mellom 349 og 262 cm synker verdiene til enda et platå, med et gjennomsnitt på rundt $1,7 \text{ SI } 10^{-6}$. Dette er foruten et hopp i verdiene mellom 303 og 290 cm. I dette partiet stiger den magnetiske susceptibiliteten til hele $5,1 \text{ SI } 10^{-6}$. $\chi_{\text{bulk77K}}/\chi_{\text{bulk293K}}$ ligger stabilt på mellom 1,1 og 1,2 frem til 370 cm, stiger så noe, og ligger relativt stabilt på mellom 1,3 og 1,4 mellom 370 og 350 cm. Heretter svinger verdiene mer, varierer mellom 0,7 og 2,0 ut enheten, bortsett fra mellom 300 og 294 cm der verdiene ligger stabilt på 1,2. Et hopp i verdiene skjer ved 285 cm, der ratioen stiger til 2,3.

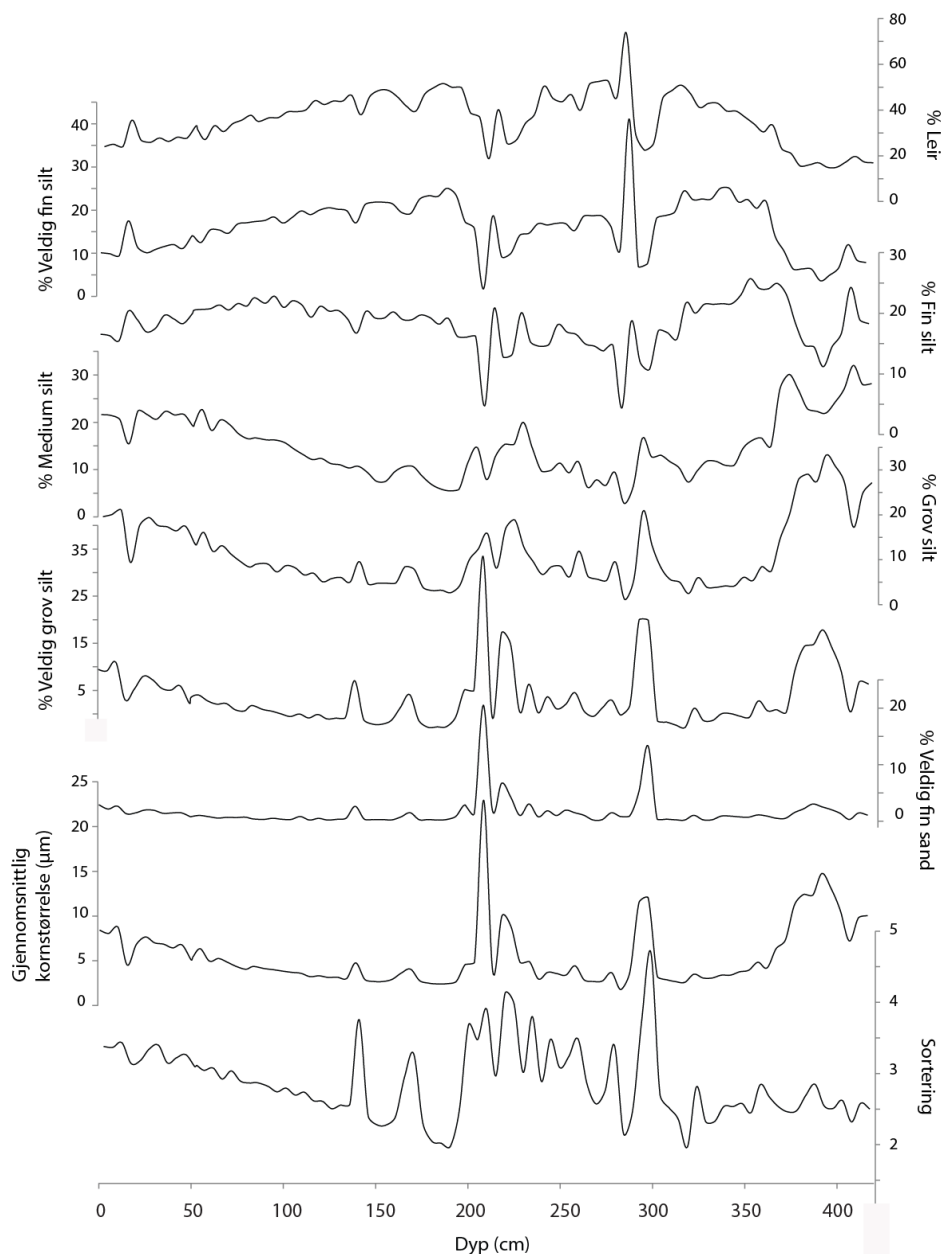
Kornstørrelsesfordeling

Gjennomsnittskornstørrelsen synker først mellom 421 og 411 cm fra 10,0 til 7,2 μm , men stiger deretter til 14,7 μm ved 296 cm. Nivået ligger høyt frem til 381 cm. Deretter faller det brått til et gjennomsnitt på rundt 3,0 μm frem til 260 cm. Dette er foruten partiet mellom 302 og 290 cm, der gjennomsnittskornstørrelsen stiger til 12,0 μm . Sorteringen er dårlig frem til 286 cm og spesielt dårlig ved 301 cm. Fra 286 cm blir sorteringen gradvis dårligere med en del variasjon. Andelen leir er på under 10 prosent fra 421 til 380 cm, og øker så gradvis til det når et foreløpig toppunkt med 48 prosent ved 316 cm. Leirverdiene faller brått til fordel for de grovere kornstørrelsene ved 301-296 cm. Medium og grov silt er i antifase med leir gjennom stort sett hele kjernen, og starter med verdier mellom 20 og 30 prosent fra 421 til 370 cm, før de synker gradvis med noe variasjon til henholdsvis 6,6 og 6,3 prosent ved 266 cm.

XRF

Titan holder seg mellom 20000 og 21000 frem til 350 cm, og synker deretter gradvis til under 10000 i toppen av enheten. I perioden mellom 305 og 290 cm stiger titan fra mellom 13000 og 14000 til drøye 19000, for deretter å synke til 12000 igjen. Kalium har den samme trenden som titan, og holder seg rundt 4500 frem til 380 cm. Deretter svinger verdiene mellom 4500 og 5000 frem til 310 cm. Derfra synker kalium til 2000 ved 260 cm. Dette er foruten en stigning i verdiene fra 3300 ved 301 cm til 4700 ved 294 cm. Også ved 268 cm stiger verdiene brått til 4700 fra 2200 ved 271 cm. Kalsium synker raskt gjennom hele enheten, fra 52600 i bunnen til 25000 i toppen. Ved 294,5 cm stiger verdiene til 44400 fra 24400 ved 306 cm. Silisium synker fra 1400 til 900 gjennom enheten, med utslag opp til 1300 ved 294,5 cm og ned til 340 ved 270 cm. Mangan ligger ganske stabilt gjennom enheten, men stiger likevel svakt fra rundt 1200 i bunnen til 1600 ved 305 cm. Deretter synker verdiene til rundt 1300 frem til 290 cm. Fra 290 cm til 260 cm synker mangan svakt fra 1600 til 1400, med et fall i verdiene til 900 ved 268,5 cm. Jern stiger svakt fra 54800 i bunnen av kjernen til 68400 ved 315 cm. Deretter synker verdiene raskt til 35300 ved 260 cm. Også jern stiger i partiet mellom 302 og 290 cm, fra 50000 ved 302 cm til 62100 ved 295 cm. Mn/Ti stiger svakt i denne enheten. Mellom 315 og 303 stiger verdiene mer enn vanlig, men faller deretter igjen til det enhetens gjennomsnittlige nivå. Si/Ti ligger stabilt på mellom 0,06 og 0,07 frem til 320 cm,

verdiene stiger så noe til rundt 0,8 frem til 305 cm. Mellom 305 og 294 cm synker de først til 0,04 ved 302, 5 cm for så å legge seg på rundt 0,06. Verdiene stiger i toppen av enheten og når 0,1 ved 260 cm. Dette er foruten et fall i verdiene mellom 272 og 267 cm. Her faller verdiene brått til 0,03.



Figur 5-12. Kornstørrelsesfordeling i BGP211. Figuren viser også gjennomsnittlig kornstørrelse og sortering.

Enhet C: 260-200 cm

Litostratigrafi

Denne enheten har en noe lysere og brunere gjennomsnittsfarge enn enhet D, men med flere svært mørke lag. Lagene har skarpe grenser i topp og bunn og inneholder synlig grovere materiale. I denne enheten varierer alle parameterne mye. Glødetapet stiger jevnt, men med nokså store svingninger til det når de høyeste verdiene i hele kjernen ved 238,5 cm med 11,04 prosent. Det motsatte skjer med DBD som her ligger på et nivå mellom 0,4 og 0,45 g/cm³. Glødetapet synker brått til 2,78 prosent ved 233,5 cm., og DBD stiger til 1,09 g/cm³ ved 230,5 cm. Glødetapet har topper ved 225,5, 214 og 206 cm, og bunner ved 211,5 og 203,5 cm. DBD følger variasjonen i glødetapet og har høyeste topp ved 210,5 cm. Makrofossiler fra 209-210 cm er datert til 4950 ± 50 ¹⁴C-år BP.

Kornstørrelse

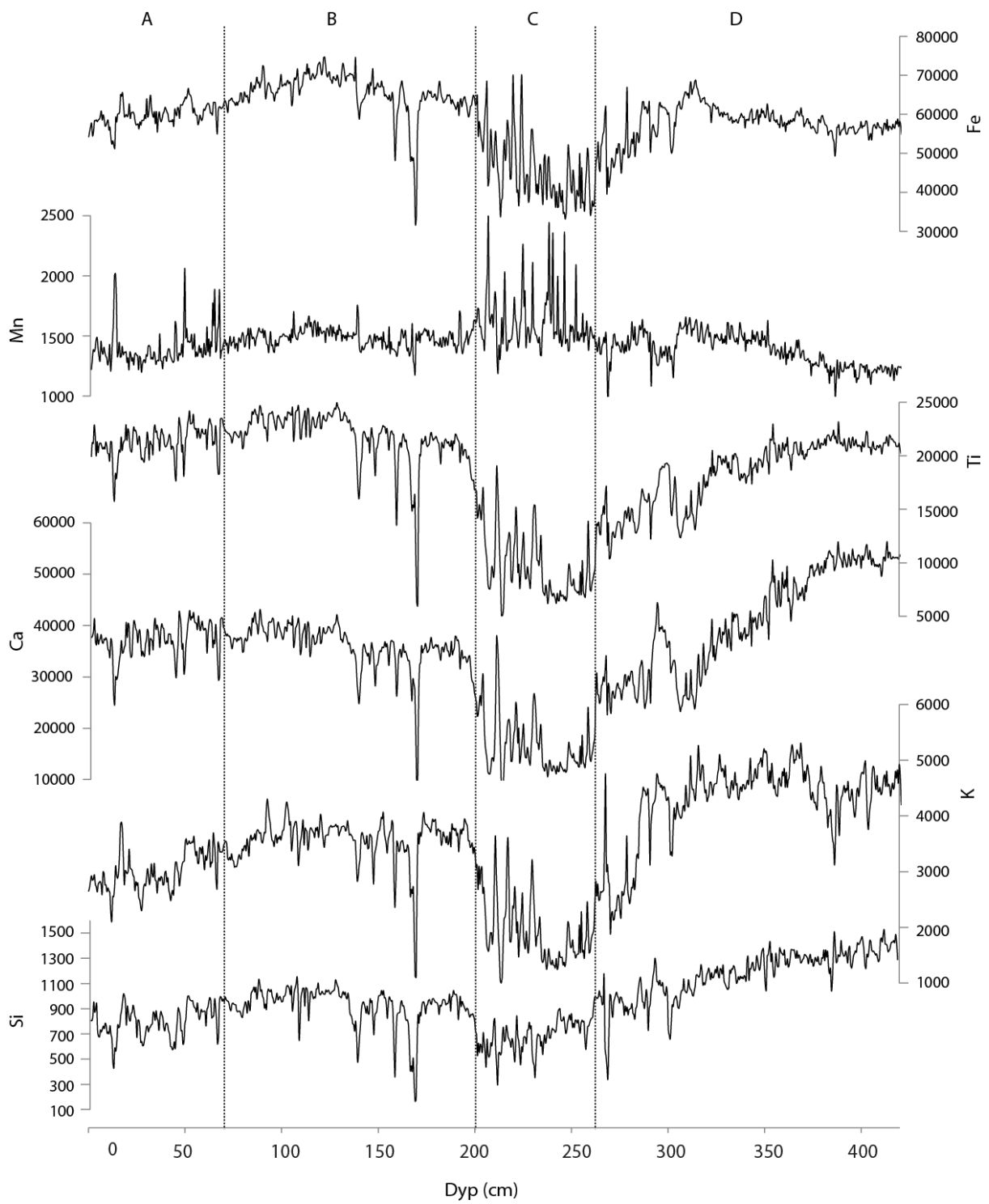
Kornstørrelsesfordelingen er preget av jevnt over stor andel leir i forhold til de andre kornstørrelsene. Denne trenden brytes ved 221 og 211 cm, da gjennomsnittskornstørrelsen stiger kraftig. I tillegg blir sorteringsgraden dårligere i disse partiene. Sorteringsgraden varierer mye gjennom enheten, mellom 3,0 og 4,0. Mellom 214 og 220 cm finnes det to partikler med diameter på cirka to cm.

Magnetiske egenskaper

χ Bulk ligger stabilt på mellom 3,2 og 5,7 SI 10^{-7} fra 254 til 234 cm. Deretter er det større variasjoner i verdiene, men gjennomsnittet er fortsatt lavt på 8,8 SI 10^{-7} . MS har topper ved 256, 232-230, 222-216, 212-210 og 202 cm. Her stiger verdiene til 1,9 SI 10^{-6} . χ Bulk77K/ χ bulk293K varierer mye i hele enheten. Ved 228, 224, 214 og 208 cm stiger forholdet til over 1,5. I resten av enheten varierer verdiene mellom 0,98 og 1,48.

XRF

Titan stiger til 13900 ved 258,5 cm og synker igjen til 7000 ved 256 cm. Verdiene holder seg ganske stabilt rundt 7000 frem til 235 cm, deretter er det større svinginger. Høye utslag skjer ved rundt 231 cm, 221 cm, 211 cm og mellom 204 og 200 cm. I disse fire partiene stiger titan til over 15000. Kalium har et utslag til 2500 ved 258,5 cm, men holder så et relativt stabilt nivå på rundt 1300 frem til 235 cm. Deretter svinger verdiene mer, og kalium stiger til over 3000 ved 230, 217,5, 211 og 201 cm. Ved 213,5 cm synker verdiene til 1100. Kalsium ligger på rundt 12000 ved til 235 cm, bortsett fra ved 258 cm, hvor verdiene stiger til 24000. Dette skjer også ved 230, 220,5, 216,5 og 201 cm. Ved 210, 5 cm stiger de til 38000. Mangan har et generelt nivå på rundt 1500, men stiger til over 2000 ved 252, 246, 240, 238, 229,5, 224,4, 215 og 206,5 cm. Silisium har tellinger under 800 i så godt som hele enheten. Jern svinger mellom 33100 og 57000 gjennom enheten, og stiger til over 60000 i fire partier: rundt 224,5, 220, 206, 5 og 201 cm. Gjennomsnittsverdien til Mn/Ti er 0,15 i denne enheten, men verdiene svinger mellom 0,07 og 0,36. De høyeste gjennomsnittsverdiene forekommer i den nederste halvdel av enheten (0,22), deretter synker gjennomsnittsnivået til 0,16 i den øverste halvdel av kjernen. Topper over 0,3 finnes ved 246, 240, 238, 213,5 og 206,5 cm. Bunner, med verdier nære 0,10, finnes ved 258,5, 234, 230,5, 221, 211, og 204-200 cm. Si/Ti stiger i bunnen av enheten, fra 0,10 til 0,13 ved 247 cm. Ved 258,5, 255,5 og 248,5 faller verdiene til henholdsvis 0,05, 0,07 og 0,07. Fra 244 cm synker verdiene igjen til 0,05 frem til 234 cm. Den øverste delen av enheten er også i denne parameteren preget av store variasjoner. Verdier over 0,06 finnes ved 229,5-225,5 cm, 223,5-222 cm, 220-213 cm, og 210,5-205 cm. Verdiene er under 0,05 ved 232,5-230 cm, 225-224 cm, 212,5-211 cm og 204,5-200 cm.



Figur 5-13. Figuren viser utvalgte geokjemiske elementer. Alle elementene er vist i tellinger per sekund.

Enhet B: 200-66 cm

Litostratigrafi

Sedimentene består hovedsakelig av mørk grått minerogent materiale, med noen mørkere lag innimellom. Lagene har skarp grense i underkant og noe mindre skarp grense i overkant, og er grovere enn gjennomsnittet. Alle parameterne har en nokså tydelig trend i denne enheten. DBD stiger de første 10 cm av enheten, og holder seg deretter på et relativt stabilt nivå mellom 0,7 og 1,0 g/cm³. To topper ved 168,5 og 158,5 cm avviker fra trenden. Glødetapet er i antifase med DBD, og har et normalnivå på rundt tre prosent gjennom enheten. Glødetapet synker i partiene 170-167 cm og 159-158 cm. Det stiger derimot ved 140-137 cm. Makrofossiler fra 193-194 cm er datert til 4470 ± 210 ¹⁴C-år BP. Merk at kjernen er delt ved 138 cm.

Magnetiske egenskaper

Massesusceptibiliteten øker oppover i enheten, fra 2,2 SI 10⁻⁶ nederst i enheten til 6,8 SI 10⁻⁶ øverst. Avvik fra trenden forekommer med svingninger ved 170-165 cm, 158-156 cm og 140-138 cm. Susceptibiliteten synker drastisk i alle tilfellene. $\chi_{\text{bulk77K}}/\chi_{\text{bulk293K}}$ er helt stabil på 1,2 i enheten. Eneste unntak er et lite fall ved 170 cm til 1,0.

Kornstørrelsesfordeling

Leir- og VF silt-innholdet synker gradvis med lite svingninger gjennom hele enheten, bortsett fra fall ved 171 og 141 cm. Den motsatte trenden gjelder for de grovere kornstørrelsene. Gjennomsnittskornstørrelsen stiger gradvis oppover i enheten, fra 2,7 til 5,2 µm fra bunn til topp. Ekstra økning til 4,0 og 4,8 µm skjer ved henholdsvis 171 og 141 cm. Sorteringen viser samme trend, med dårligere sortering oppover i kjernen. Ved 171 og 141 cm er sorteringen markant dårligere enn i områdene rundt.

XRF

Titan er ganske stabil, men stiger svakt fra 17000 til 24000 fra bunn til topp i enheten. Ved 169,5 cm synker verdiene til 6300, ved 159 cm synker de til 13500 og ved 139,5 synker de til 16000. Kalsium stiger fra 30000 til 40000 gjennom enheten, og faller til 9000 ved 169,5 cm. Verdiene synker til rundt 27000 ved 159, 148 og 139 cm. Ved 66,5 cm synker de til 29000. Kalium svinger mellom 3000 og 4000, men synker til 1100 ved 169,5 cm, og til 2400 ved 159 cm. Elementet har to fall til ved 148 og 139,5 cm hvor det synker til 2800. Silisium varierer mellom 800 og 1100, med utslag til 160 ved 160,5 cm og 360 og 540 ved 159 og 140 cm. Jern stiger i første halvdel av enheten svakt fra 60000 til 70000, og synker deretter tilbake til 6000 igjen. Ved 169,5 cm synker jern til 32000, og til 48000 ved 159 cm. Mangan er stabil rundt 1500 gjennom hele enheten, med utslag til 1700 ved 191,5, 138,5, 105,5 og 67 cm. Ved 168,5 cm synker verdiene til 1200. Gjennomsnittsverdien til Mn/Ti er 0,07, men stiger til 0,24 ved 169,5 cm. Mn/Ti slår også svakt ut ved 158,5 og 138,5 cm. Si/Ti ligger stabilt på 0,04 gjennom enheten, men synker til rundt 0,03 ved 170-167 cm, 159 cm, 141-136 cm, 109 cm og 66,5 cm.

Enhet A: 66-0 cm

Litostratigrafi

Enhet A består av grått, minerogent materiale med enkelte mørkere lag. Disse har uskarpe skiller i både under- og overkant. Lagene inkluderer 67-66, 49,5-48, 45-44 og 13-11 cm. Det finnes også enkelte helt tynne lag på under en halv cm. Fra 66 cm stiger DBD til et gjennomsnittlig nivå rundt $1,13 \text{ g/cm}^3$, med økende verdier fra 12 cm til toppen. Ved 0,5 cm er DBD på $1,6 \text{ g/cm}^3$. Glødetapet ligger på et relativt stabilt nivå på rundt 2,4 prosent, men stiger til 4-5 prosent i fem partier: 66-65, 63,5, 49-48,5 og 13-11 cm. Fra 14 cm synker glødetapet fra 3,0 prosent til 1,7 prosent ved 0,5 cm. Makrofossiler fra 29-31 cm og 11-12 cm er datert til $1170 \pm 160 \text{ }^{14}\text{C-år BP}$ og $320 \pm 100 \text{ }^{14}\text{C-år BP}$.

Magnetiske egenskaper

Susceptibiliteten fortsetter å stige i denne enheten, men nå med større svingninger enn i enhet B. Verdiene stiger fra $6,8 \text{ SI } 10^{-6}$ i bunnen av enheten til rundt $9,5 \text{ SI } 10^{-6}$ ved 7 cm. Deretter synker de igjen, og er på $7,2 \text{ SI } 10^{-6}$ i toppen av enheten. Susceptibiliteten synker spesielt i de samme partiene som glødetapet stiger. Verdiene synker da til rundt $5,2 \text{ SI } 10^{-6}$. $\chi_{\text{bulk77K}}/\chi_{\text{bulk293K}}$ er, som i enhet b, stabil rundt 1,2.

Kornstørrelsesfordeling

Gjennomsnittskornstørrelsen er noe mer ustabil i denne enheten enn i den foregående. Den stiger fra 5,2 til 8,4 μm fra nederst til øverst i enheten, bortsett fra et brått fall ved 16 cm. Her minker den til 4,5 μm . Sorteringen viser det samme, gradvis dårligere oppover i enheten med plutselig bedre sortering ved 16 cm. Leir- og VF silt-innholdet synker gradvis, med et plutselig hopp ved 16 cm. De groveste kornstørrelsene stiger i denne enheten, mens M og F silt holder seg relativt stabile. De grovere kornstørrelsene faller ved 16 cm.

XRF

Titan ligger mellom 20000 og 25000 i hele enheten, bortsett fra ved 48,5, 44,5 og 12,5 cm. Her synker verdiene til nærmere 15000. Kalium synker svakt fra 3300 i bunnen av enheten til 2600 i toppen av enheten. Verdiene stiger til 3800 ved 17 cm og synker til 2100 ved 12,5 cm. Kalsium har et generelt nivå på mellom 37000 og 40000, med unntak av ved 48,5, 44 og 12,5 cm. Her synker verdiene til 31000 ved de to nederste partiene og til 25000 ved det øverste. Silisium varierer mellom 600 og 1000 gjennom enheten der bunnverdiene nås ved 48,5, 43,5 og 12 cm. Mangan ligger stabilt rundt 1300, men stiger til 1900 ved 64,5 cm, 2000 ved 49 cm, 1600 ved 44 og 36 cm og 2000 ved 12,5 cm. Jern svinger svakt mellom 50000 og 65000 uten noen utpregete utslag. Mn/Ti har fortsatt et gjennomsnittsnivå på 0,07, men har tre utslag i denne enheten. De forekommer ved 66,5, 48,5 og 12 cm, og verdiene bikker så vidt 0,1. Si/Ti varierer svakt mellom 0,03 og 0,05 gjennom enheten.

5.3 Sedimentprøvene fra nedslagsfeltet

Sedimentprøvene er beskrevet på bakgrunn av χ bulk målt ved romtemperatur (293K), ratioen mellom 77K og 293K og XRF-verdier (henholdsvis tabell 5-1 og 5-2). Kart som viser hvor prøvene er tatt er presentert i kapittel 4.1 (figur 4-2). Hver prøve er som nevnt siktet på tre forskjellige maskevidder, og bare delprøvene på $<63 \mu\text{m}$, og $63\text{-}250 \mu\text{m}$ er brukt videre. Dette fordi det er disse kornstørrelsene som best representerer innsjøsedimentene. Innsjøsedimentene har en gjennomsnittlig kornstørrelse på $5,5 \mu\text{m}$. Flere av prøvene var imidlertid for små ($<0,96 \text{ g}$) etter antenning til at XRF-måling kunne utføres (tabell 5-2).

Tabell 5-1. Oversikt over sedimentprøvene som ble tatt i nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet. Samtlige prøver ble tatt på overflaten. Tabellen viser prøvenes magnetiske egenskaper.

Prøvebeskrivelser					Magnetiske egenskaper			
Navn	UTM- posisjon	Høyde (moh.)	Geologisk kontekst	Vegetasjon	250-63 μm		$<63 \mu\text{m}$	
					Xbulk293K (kg/m^3)	77K/ 293K	Xbulk293K (kg/m^3)	77K/ 293K
100	530649 7793804	104	Fluvialt bekkeløp	Tett	$2,90 \cdot 10^{-6}$	1,21	$5,75 \cdot 10^{-6}$	1,17
200	531368 7793507	110	Fluvialt bekkeløp	Tett	$2,56 \cdot 10^{-6}$	1,50	$2,17 \cdot 10^{-6}$	1,38
300	533028 7792596	107	Fluvialt bekkeløp	Moderat	$5,88 \cdot 10^{-6}$	1,26	$9,05 \cdot 10^{-7}$	1,50
400	533060 7792565	110	Fluvialt bekkeløp	Moderat	$8,82 \cdot 10^{-6}$	1,21	$4,74 \cdot 10^{-6}$	1,32
500	533118 7792352	99	Glasifluvialt bekkeløp	Moderat	$4,56 \cdot 10^{-5}$	1,14	$2,68 \cdot 10^{-5}$	1,15
600	531112 7793189	98	Fluvialt bekkeløp	Tynt	$2,44 \cdot 10^{-6}$	1,30	$1,64 \cdot 10^{-6}$	1,42
700	531295 7793019	98	Fluvialt bekkeløp	Tynt	$1,04 \cdot 10^{-6}$	1,69	$7,26 \cdot 10^{-7}$	1,89
800	531576 7792828	98	Fluvialt bekkeløp	Tynt	$1,93 \cdot 10^{-6}$	1,41	$8,26 \cdot 10^{-7}$	1,71
900	531773 7792567	127	Fluvialt bekkeløp	Tynt	$9,58 \cdot 10^{-7}$	1,91	$7,07 \cdot 10^{-7}$	2,03

Magnetiske egenskaper

χ Bulk293K varierer lite mellom prøvene, med unntak av 500-prøvene. Disse har markant høyere verdier enn de resterende prøvene. Dette gjelder for begge kornfraksjoner. Alle prøvene utenom 500-prøven ligger mellom $1,4 \cdot 10^{-6}$ og $1,6 \cdot 10^{-6}$ for fraksjonen $<63 \mu\text{m}$, og

mellom $1,1 \cdot 10^{-6}$ og $1,1 \cdot 10^{-5}$ for fraksjonen 63-250 μm . 500-prøven har verdier på henholdsvis $3,1 \cdot 10^{-5}$ og $5,2 \cdot 10^{-5}$. Den motsatte trenden vises i $\chi_{\text{bulk77K}}/\chi_{\text{bulk293K}}$. Her har 500-prøvene de laveste verdiene på 1,14 og 1,15, mens de øvrige prøvene svinger mellom 1,16 og 2,03.

Tabell 5-2. Resultater for XRF-analysen av sedimentprøvene fra nedslagsfeltet. Merk at prøvene 200 (begge fraksjoner), 300 (63-250 μm), 400 (begge fraksjoner) og 800 (<63 μm) var for små til å bli analysert. Verdiene er gitt i prosent.

Provenavn	Si		Ti		Al		Fe		Mn		Mg		Ca		Na		K		P	
	63-250	<63	63-250	<63	63-250	<63	63-250	<63	63-250	<63	63-250	<63	63-250	<63	63-250	<63	63-250	<63	63-250	<63
100	47,1	40,3	2,6	3,1	13,6	10,3	12,7	13,4	0,2	0,2	6,1	4,4	9,4	6,8	2,4	1,3	0,9	0,8	0,2	0,7
200	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
300	N/A	54,8	N/A	0,7	N/A	5,6	N/A	5,5	N/A	0,0	N/A	2,2	N/A	3,4	N/A	0,8	N/A	0,5	N/A	0,4
400	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
500	37,5	37,8	6,8	5,3	10,8	12,1	22,8	18,7	0,2	0,2	6,6	6,1	10,8	11,2	1,6	2,3	0,3	0,5	0,3	1,0
600	48,3	44,0	2,6	2,1	13,3	12,7	12,6	11,6	0,2	0,1	7,0	5,7	10,0	8,6	2,6	2,1	0,8	1,1	0,2	0,5
700	42,4	33,7	1,8	1,9	11,5	10,0	10,1	9,0	0,1	0,1	7,4	5,7	8,3	6,2	1,9	1,5	0,6	0,6	0,2	0,3
800	42,8	N/A	2,2	N/A	12,6	N/A	12,0	N/A	0,3	N/A	7,5	N/A	7,7	N/A	1,7	N/A	0,7	N/A	0,2	N/A
900	47,6	45,7	1,8	1,7	13,9	11,7	11,5	11,0	0,1	0,1	6,7	5,7	9,0	6,9	2,5	1,9	0,8	0,9	0,1	0,5

XRF

500-prøven <63 μm inneholder 5,3 prosent titan, mens de øvrige prøvene inneholder mellom 0,7 og 3,1 prosent titan. Fe-innholdet varierer mellom 5,4 og 13,4 prosent for disse prøvene, mens 500-prøven består av hele 18,7 prosent Fe. Denne prøven har også den høyeste bestanddelen Ca i forhold til de andre prøvene. 500-prøven inneholder 11,2 prosent Ca, mens de resterende prøvene inneholder mellom 3,4 og 8,6 prosent.

5.4 Korrelasjonsanalyse av sedimentparameterne

Korrelasjonsanalysen viser sammenhengen mellom de ulike målte parameterne hvor den kvadrerte koeffisienten (r^2) forteller i hvilken grad x kan forklare variasjoner i y. Resultater av den statistiske analysen er listet i tabellene 5-3, 5-4 og 5-5. Korrelasjonskoeffisientene strekker seg fra -1 til 1, hvor ytterpunktene beskriver et henholdsvis perfekt negativt eller positivt forhold mellom to variabler. Verdier på rundt null betyr ingen samvariasjon mellom

variablene. Det varierer hvor en setter grensene for hva som er sterk eller svak korrelasjon, men her regnes korrelasjonskoeffisienter med absolutt verdi $>0,80$ som svært god korrelasjon, $0,60-0,80$ som god korrelasjon og $0,40-0,60$ som middels god korrelasjon. Korrelasjonskoeffisienter $<0,40$ regnes her som svak eller ingen korrelasjon. Det er viktig å merke seg når en vurderer denne typen statistikk at tallene ikke sier noe om årsaksforhold., men de kan likevel være nyttige som et utgangspunkt for videre tolkning av sedimentparameterne.

Tabell 5-3. Korrelasjonskoeffisienter (enkel r) for utvalgte parametere med 0,5 cm oppløsning.

	MS	LOI	DBD	VI	K	Ca	Ti	Fe	Mn	Si	Mn/Ti
MS	1										
LOI	-0,58	1									
DBD	0,59	-0,83	1								
VI	-0,60	0,91	-0,88	1							
K	0,20	-0,67	0,54	-0,64	1						
Ca	0,63	-0,82	0,78	-0,78	0,78	1					
Ti	0,74	-0,68	0,53	-0,69	0,63	0,84	1				
Fe	0,43	-0,39	0,20	-0,46	0,60	0,51	0,80	1			
Mn	-0,44	0,58	-0,60	0,52	-0,34	-0,59	-0,37	0,03	1		
Si	0,16	-0,58	0,52	-0,47	0,83	0,77	0,48	0,32	-0,39	1	
Mn/Ti	0,25	-0,41	0,19	-0,43	0,53	0,43	0,59	0,61	-0,14	0,29	1

Fordi de forskjellige parameterne er målt med ulik oppløsning er korrelasjonsanalysen gjort i to omganger. Elementene fra XRF-analysen har først fått en oppløsning på 0,5 cm (opprinnelig oppløsning på 0,05 cm) ved å regne ut gjennomsnittet for hver halve cm. Slik har de fått samme oppløsning som MS, glødetap, DBD og vanninnhold (tabell 5-3). Massesusseptibiliteten hadde i utgangspunktet en oppløsning på to cm, mens kornstørrelsesfordelingen var på fem cm. Korrelasjonen av disse er derfor gjort for seg (tabell 5-4). Her er det brukt kornstørrelsesfordelingsprøvene som er hentet fra samme cm som χ bulk-prøvene, uten å regne gjennomsnitt. For XRF-elementene som også er tatt med i denne

analysen er det brukt oppløsningen på 0,5 cm og hentet verdiene fra de aktuelle cm. Dette fordi utslag i parameterne kan forsvinne hvis det regnes ut gjennomsnitt av et for stort tallmateriale. Merk dessuten at korrelasjonsanalyse mellom de ulike kornstørrelsene egentlig ikke er meningsfullt, da disse er oppgitt i prosentandel av total prøve. Det vil si at endring i én kornstørrelse alltid vil føre til en endring i en annen.

Tabell 5-4. Korrelasjonskoeffisienter (enkel r) for utvalgte parametere med 5 cm oppløsning.

	Gj.s. korn- str	Sort- ering	VF sand	VG silt	G silt	M silt	F silt	VF silt	Leir	χ bulk 293K	Ti	Mn/ Ti
Gj.s. kornstr	1											
Sorter- ing	0,46	1										
VF sand	0,74	0,65	1									
VG silt	0,94	0,66	0,81	1								
G silt	0,82	0,31	0,26	0,71	1							
M silt	0,51	0,15	-0,04	0,33	-0,81	1						
F silt	-0,51	-0,42	-0,60	-0,66	-0,28	0,23	1					
VF silt	-0,80	-0,48	-0,48	-0,76	-0,83	-0,63	0,51	1				
Leir	-0,81	-0,37	-0,36	-0,69	-0,88	-0,84	-0,01	0,63	1			
χ bulk 293K	0,40	0,01	-0,09	0,25	0,66	0,75	0,20	-0,50	-0,64	1		
Ti	0,14	-0,34	-0,12	-0,02	0,20	0,32	0,33	-0,12	-0,26	0,73	1	
Mn/Ti	-0,32	-0,62	-0,30	-0,43	-0,35	-0,19	0,35	0,36	0,30	0,17	0,64	1

I korrelasjonsanalysen for prøvene fra nedslagsfeltet (tabell 5-5) er parameterverdier innad i hver prøve korrelert mot hverandre. Merk at det analyserte tallmaterialet ikke er så stort når bare seks prøver fikk utført alle analysene.

Tabell 5-5. Korrelasjonskoeffisienter (enkel r) for sedimentprøvene fra nedslagsfeltet.

	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Xbulk 293K	Xbulk77K/ Xbulk293K
Si	1											
Ti	-0,56	1										
Al	-0,15	0,17	1									
Fe	-0,53	0,98	0,35	1								
Mn	-0,37	0,58	0,50	0,68	1							
Mg	-0,38	0,27	0,82	0,41	0,59	1						
Ca	-0,35	0,72	0,75	0,81	0,58	0,71	1					
Na	0,00	0,15	0,92	0,30	0,27	0,72	0,78	1				
K	0,37	-0,60	0,44	-0,46	-0,19	0,04	-0,12	0,38	1			
P	-0,33	0,33	-0,23	0,26	0,07	-0,38	0,01	-0,21	-0,09	1		
Xbulk293K	-0,47	0,96	-0,03	0,90	0,46	0,13	0,57	-0,02	-0,73	0,27	1	
Xbulk77K/ Xbulk293K	0,03	-0,62	-0,04	-0,50	-0,50	0,16	-0,40	-0,06	0,16	-0,68	-0,61	1

5.5 Identifisering av sedimentasjonsprosesser i en proglasial innsjø

Før en konstruerer en alders-dyp-modell for innsjøsedimentene er det viktig å identifisere hendelseslag i sedimentene. Slike lag har gjerne blitt avsatt raskere enn bakgrunnssedimentene, og i en alders-dyp-modell vil disse kunne skape en kunstig sedimentasjonsrate som er høyere enn den reelle sedimentasjonsraten (Katsuta et al., 2007). Å identifisere hendelseslag riktig er også avgjørende for forståelsen av sedimentasjonsprosessene i nedslagsfeltet (Rubensdotter og Rosqvist, 2009). Før tolkningen av innsjøsedimentene blir det derfor gjennomgått på hvilken måte en kan skille ulike sedimentasjonsprosesser fra hverandre ved hjelp av de målte fysiske parameterne. Fordi denne oppgaven skal undersøke variasjonene i utbredelsen til Svartfjelljøkelen, er det spesielt viktig å identifisere og å skille ut det glasiiale signalet fra eventuelle andre komponenter.

5.5.1 Glasiiale prosesser

I kapittel 1.1 er det beskrevet hvordan breer produserer sediment og hvordan disse avsettes i en eventuell proglasial innsjø. I følge Karlén (1976) produserer breer mer silt enn små breer,

hvilket tilsier at endringer i siltmengde kan si noe om tidligere brevariasjoner. Det er imidlertid strømhastigheten som kontrollerer hvilke kornstørrelser som avsettes hvor, og endringer i kornstørrelsesfordeling kan derfor markere endringer i mengde smeltevann (Bakke et al., 2010). Glasialt derivert materiale er minerogent (Karlén, 1976), og glødetap brukes her som en invers indikator på minerogene sedimenter. I nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet er det riktignok påvist flere kolluviale vifter, og en kan derfor ikke være sikker på om det minerogene innholdet i sedimentene kommer fra breen eller fra eventuelt skredmateriale tilført fra sidene av innsjøen. Når en forventer at en større bre produserer mer sedimenter enn en liten bre, vil dette også reflekteres i den magnetiske susceptibiliteten til sedimentene. Fordi den magnetiske susceptibiliteten er et mål på sammensetning og konsentrasjon av magnetiske mineraler, tolkes gjerne endringer i denne parameteren som et tegn på endringer i glasial aktivitet (Thompson et al., 1975). Massetettheten til materialet reflekterer primært porøsiteten til sedimentene, og denne påvirkes blant annet av kornstørrelsessammensetning og organisk innhold. Glasiale sedimenter består gjerne av dårlig sortert, uorganisk finmateriale, hvilket kjennetegnes av høy tetthet (Bakke et al., 2005b). Endringer i telleraten til enkelte geokjemiske elementer kan vitne om endringer i glasial erosjon. Til dette brukes blant andre titan, kalsium og kalium. Dette er stabile og redoksinsensitive elementer, og kan derfor være gode indikatorer på glasial aktivitet (Croudace et al., 2006).

Når man skal identifisere den glasiale komponenten i sedimentene, må man nødvendigvis også identifisere hva det paraglasiale bidraget er. Paraglasialt materiale er materiale som ble avsatt under tidligere glasieringer, og som etter at isen har trukket seg tilbake er tilgjengelig for erosjon og for å avsettes på nytt. Fordi materialet ble avsatt under spesielle klimatiske forhold, kan en endring i de klimatiske forholdene føre til og/eller forsterke for eksempel skråningsprosesser (Ballantyne, 2002). Fordi dette materialet er av glasialt opphav, kan det ha like egenskaper som «reelle» glasiale sedimenter. Det kan derfor være vanskelig å skille paraglasialt og glasialt materiale, hvilket kan være et problem når en forsøker å rekonstruere breaktivitet i en gitt periode. Rea et al. (1996) mener som nevnt at hele Bergsfjordhalvøya lå dekket av is under siste istids maksimum. På geologisk tidsskala er dette relativt nylig, og paraglasialt materiale kan derfor være av betydning i nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet. Det kan være nyttig å se på endringer i elementer som reagerer på redoksprosesser for å skille

paraglasialt fra glasialt materiale. Slike elementer vil kunne ha utslag hvis de har ligget subaerilt (Croudace et al., 2006). Eksempler på aktuelle elementer er jern og mangan. Ved å se på forholdet mellom disse og elementer som *ikke* reagerer på redoksprosesser, for eksempel titan, kan en identifisere sedimenter som har ligget subaerilt (Croudace et al., 2006). Fordi jern og titan korrelerer godt i sedimentene fra Bergsfjordvatnet ($r^2=0,64$) er heller utslag i forholdet mellom mangan og titan benyttet for å skille ut ikke-glasialt materiale.

5.5.2 Hurtige sedimentære avsetninger

Massebevegelse

Det er lokalisert flere skredvifter i nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet som kan påvirke sedimentsammensetningen i innsjøsedimentene. Avsetninger fra massebevegelse har gjerne dårlig sortering og grove kornstørrelser (Støren et al., 2008). Funn av partikler >1 mm kan kobles til massebevegelse som fjell- eller snøskred (f.eks. Nesje et al., 2007, Vasskog et al., 2011) ettersom transport av denne fraksjonen vanskelig kan forklares med andre prosesser. Isen som brekker opp etter hver vinter kan imidlertid transportere sedimenter på denne størrelsen fra innsjøkanten (Nesje et al., 2007). Dersom dette er en vanlig prosess i Bergsfjordvatnet, vil det sannsynligvis finnes tilsvarende grove partikler i bakgrunnsedimentene uavhengig av hendelseslag (Vasskog et al., 2011).

Massebevegelse inkluderer turbidittstrømmer. Turbiditter er subakvatiske massetetthetsstrømmer som oppstår som følge av at vannmasser får økt tetthet. Skredaktivitet i innsjøen kan være en årsak til dette, og skredaktivitet inkluderer både terrestriske skred som går ut i innsjøen og akvatiske skred (Ashley, 1995). Når terrestriske skred transporterer materiale ut i innsjøen øker mengden sedimenter i suspensjon i innsjøen. Dette fører til at vannmassene i et avgrenset område får økt tetthet. Mulder og Alexander (2001) videreutviklet de opprinnelige klassifikasjonene til Bouma (1962, i Mulder og Alexander, 2001) og Lowe (1982) av subakvatiske sedimentære tetthetsstrømmer, og her er først og fremst hyperkonsentrerte og konsentrerte tetthetsstrømmer av betydning. Disse kan være vanskelige å skille fra hverandre, men kjennetegnes blant annet av store kornstørrelser som grov silt,

sand og grus. Lag som er resultat av hyperkonsentrerte strømmer har ofte lite gradering, mens konsentrerte strømmer kan preges av normal gradering (Mulder og Alexander, 2001). Andre kjennetegn på turbiditter er at de er minerogene lag med høy tetthet og skarp overgang til sedimentene under (Rubensdotter og Rosqvist, 2009). Katsuta et al. (2007) fant at utslag i aluminium, silisium, kalium, calcium og titan samsvarte med turbidittavsetninger i innsjøsedimenter fra Lake Suigetsu i Japan.

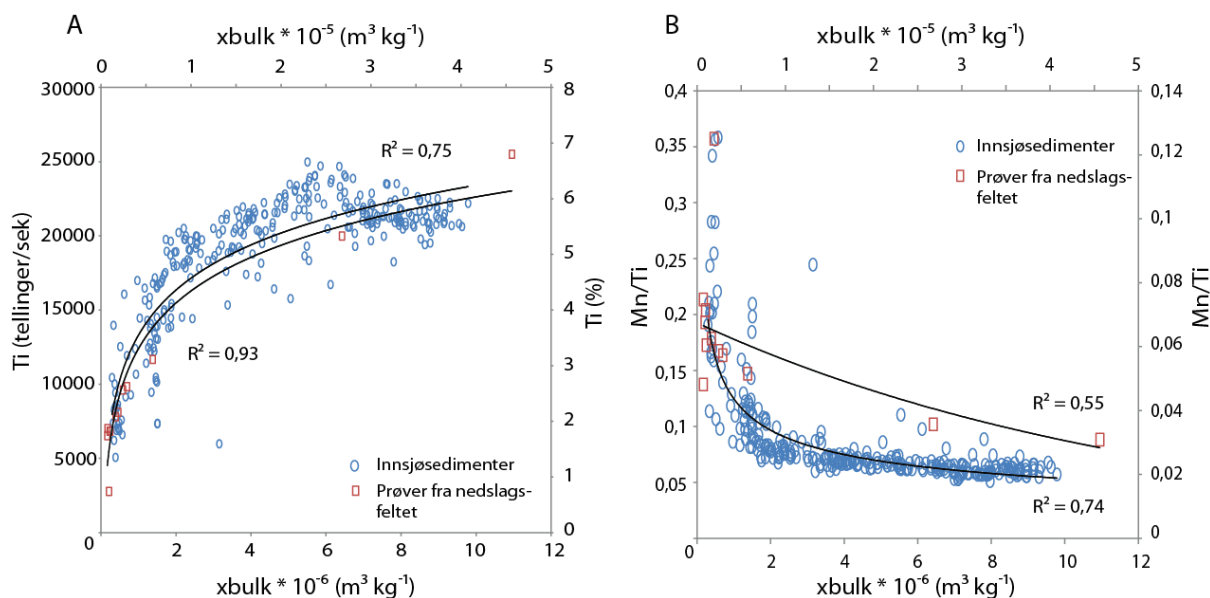
Flom

Flom er definert som en rask økning i vannstanden som et resultat av for eksempel intens nedbør eller hurtig snøsmelting. Flommer karakteriseres ofte av økt erosjon og transport på grunn av elvas økede kompetanse (f.eks. Støren et al., 2010). Dette fører til at flomlag gjerne er grovere enn bakgrunnsedimentene (Bakke et al., 2005a, Støren et al., 2008, Støren et al., 2010). Måten styrken på vannstrømmen bestemmer hvilke kornstørrelser som avsettes og hvilke som transporteres videre, fører også til at flomlag ofte er godt sorterte (Arnaud et al., 2002). På grunn av sterkere overflateavrenning over områder som vanligvis ikke er eksponert for samme grad av fluvial erosjon, består flomlag ofte av større mengde organisk materiale (Støren et al., 2008). Bakke et al. (2005a) skiller mellom store og små flomhendelser i Lyngen gjennom holosen ved å se på endringer i kornstørrelsesfordeling og DBD. Det blir i samme studie observert at store og små flomhendelser her har ulik mengde organisk innhold, der de store flomhendelsene har et lavere glødetap enn de små.

5.6 Tolkning av BGP211

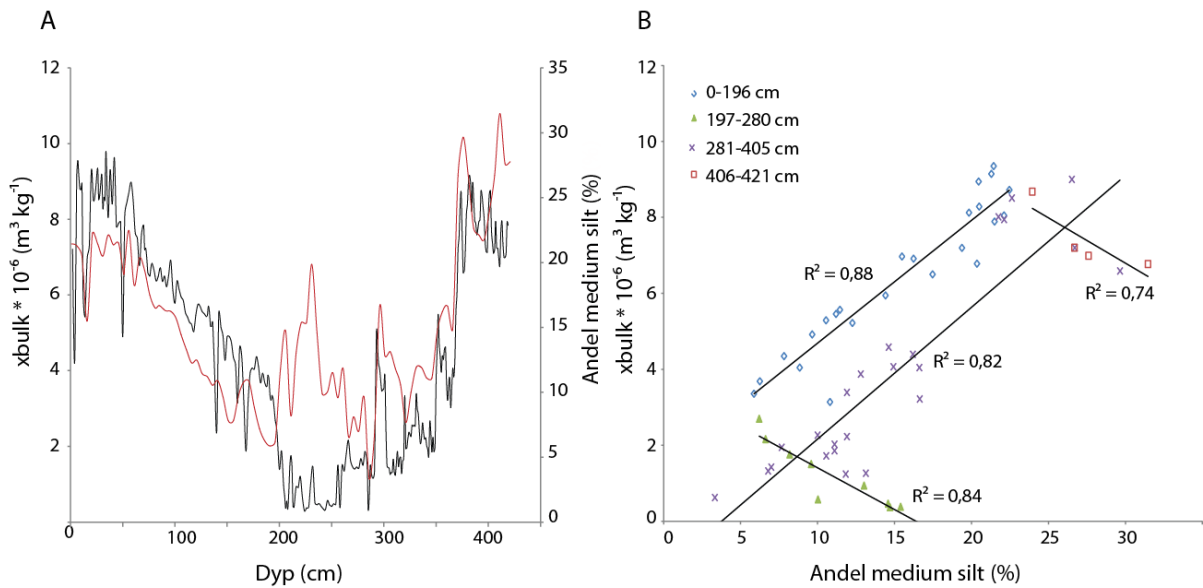
5.6.1 Generell tolkning av sedimentparameterne

Som et utgangspunkt for å skille glasiale fra ikke-glasiale sedimenter fra hverandre slik de er registrert i sedimentkjernene, er de i første omgang sammenlignet med prøver fra nedslagsfeltet. Prøvene fra nedslagsfeltet er i utgangspunktet tenkt å være ikke-glasiale, selv om paraglasialt materiale her kan være en feilkilde. I disse prøvene er det en konsistent sammenheng mellom χ bulk og innhold av titan ($r=0,96$) (figur 5-7A). En tilsvarende statistisk sammenheng, om enn noe svakere, finner en igjen i innsjøsedimentene ($r=0,73$). I nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet ble det tatt prøver fra alle fluviale innløp til innsjøen, inkludert smeltevannselva fra Svartfjelljøkelen. Figur 5-7A viser χ bulk versus titan for både innsjøsedimentene og prøvene fra nedslagsfeltet. Av figuren fremkommer det et stort spenn i magnetiske verdier mellom glasiale og ikke-glasiale prøver. De to parameterne er tilsynelatende uavhengige av hverandre, hvilket gjør en samvariasjon mellom dem spesielt interessant. Det påfallende høyere innholdet av titan og den sterkere magnetiske susceptibiliteten i de glasiale prøvene fra nedslagsfeltet, indikerer at dette er parametere som kan brukes til å identifisere glasialt materiale i innsjøsedimentene. Mn/Ti viser også et tilsvarende skifte mellom de glasiale og ikke-glasiale prøvene. Her er de laveste verdiene knyttet til glasial aktivitet. De store variasjonene i Mn/Ti i innsjøsedimentene tyder på at materialet her har forskjellig kildeområde. Basert på erfaringen fra prøvene fra nedslagsfeltet kan derfor det stabilt lave signalet kobles til tilførsel av glasiale sedimenter, mens de kortlivede, høyere utslagene kan knyttes til tilførsel av ikke-glasialt materiale. Den sterke, negative korrelasjonen mellom de to parameterne vist i figur 5-7B demonstrerer dette.



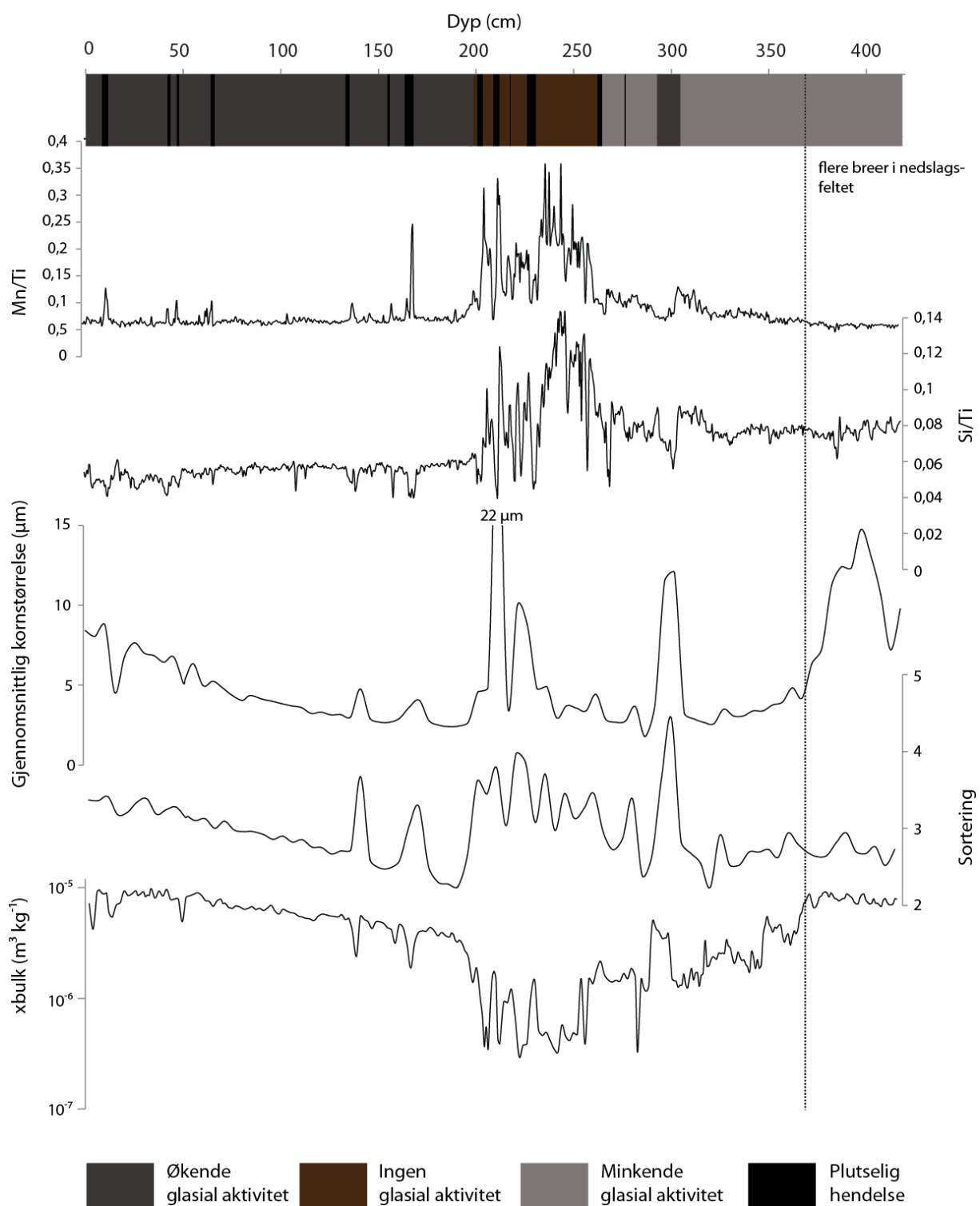
Figur 5-7 A) Korrelasjon mellom χ_{bulk} ($\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$) og titan (telling/sek) for innsjøsedimentene og for prøvene fra nedslagsfeltet. B) Korrelasjon mellom χ_{bulk} ($\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$) og Mn/Ti.

Medium silt viser også samme trend som χ_{bulk} gjennom nær sagt hele kjernen (figur 5-8A). Som tidligere nevnt er silt en fraksjon som kan knyttes til breerosjon (Karlén, 1976). Mellom 200 og 280 cm har de to parameterne imidlertid motsatt trend (figur 5-8B). Dette kan tolkes som at andre prosesser enn de glasielle dominerte i denne perioden. For eksempel kan perioder med lite breaktivitet gi gunstige forhold for oppblomstring av diatomeer i bassenget. Diatomeer er på størrelse med silt, og kan derfor mistolkes av sedigrafen som sedimenter à denne kornstørrelsen. At korrelasjonen mellom kornfraksjonen medium silt og magnetisk susceptibilitet endrer seg fra positiv til negativ, kan følgelig være et resultat av at diatomeer består av biogen (organisk) kvarts. Kvarts er diamagnetisk, og kan derfor være en medvirkende årsak til de svært lave susceptibilitetsverdiene i dette partiet (jf. Thompson et al., 1975). Balascio et al. (2011) bruker nettopp forholdet mellom silisium og titan for å identifisere endringer i tilstedeværelse av biogen kvarts, og dette forholdet blir i BGP211 markant høyere mellom 200 og 280 cm (figur 5-9).



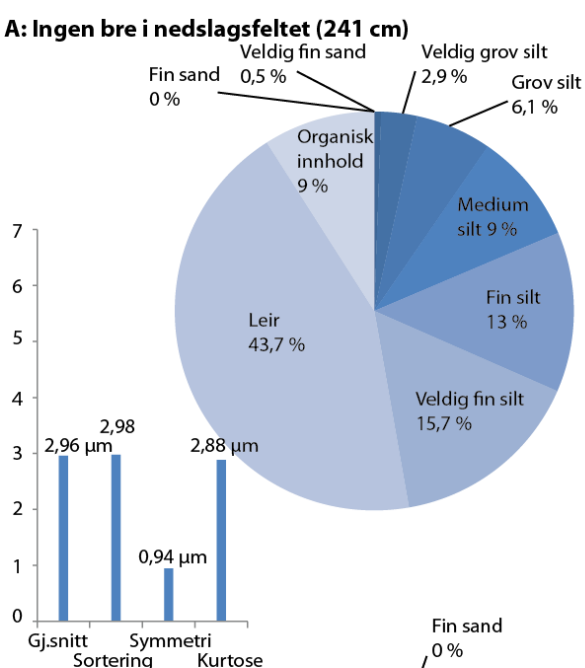
Figur 5-8 A) χ_{Bulk} ($\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$) og medium silt (%) plottet mot dyp. B) Korrelasjon mellom χ_{bulk} og medium silt for ulike partier i kjernen. Legg merke til at to av intervallene har negativ korrelasjon.

For å skille hurtige sedimentære avsetninger fra bakgrunnsedimentene kan det være aktuelt å se på kornstørrelsesvariasjoner og endring i sorteringsgrad i sammenheng med utslag i Mn/Ti (figur 5-9). Selv om Mn/Ti er relativt dårlig korrelert med de enkelte kornfraksjonene (tabell 5-3), kan en likevel se en forbindelse med endring i gjennomsnittlig kornstørrelse. Utslag i begge parameterne opptrer ofte samtidig. Korrelasjonsanalysen viser dessuten at Mn/Ti er positivt korrelert med de fineste kornstørrelsene, og negativt korrelert med de grovere. Glødetapet gjør det samme, mens DBD har motsatt tendens. Dette kan indikere at en dominans av fine kornstørrelser i innsjøsedimentene er koblet sammen med mindre minerogent materiale. Figur 5-9 viser områder i kjernen som, basert på utslag i Mn/Ti og brå endringer i gjennomsnittlig kornstørrelse og sorteringsgrad, er tolket som plutselige hendelser. Figuren viser også partier hvor den glasiiale aktiviteten øker. Økende eller minkende trend i χ_{bulk} gir grunnlag for tolkningen av om den glasiiale aktiviteten er økende eller minkende. Figur 5-10 viser eksempler på kornstørrelsesfordeling i partier som er tolket som ingen bre, liten bre, stor bre og flere breer i nedslagsfeltet.

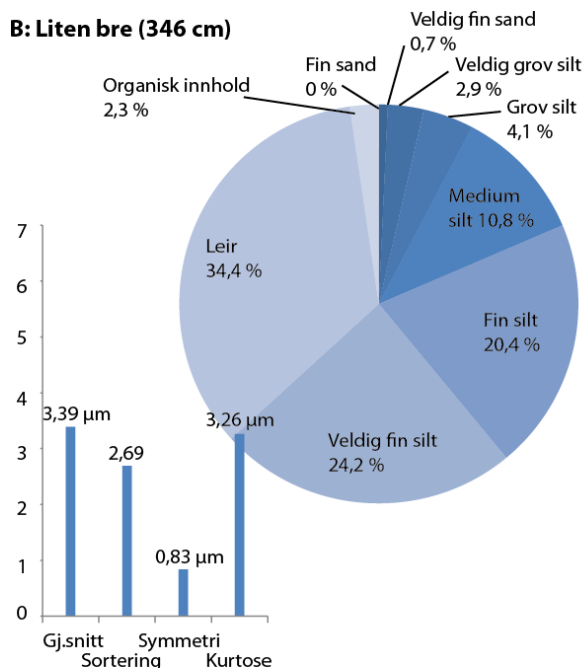


Figur 5-9. Utvalgte parametere illustrerer partier i BGP211 som er tolket som økende, minkende og ingen glasial aktivitet, samt hurtige sedimentære avsetninger.

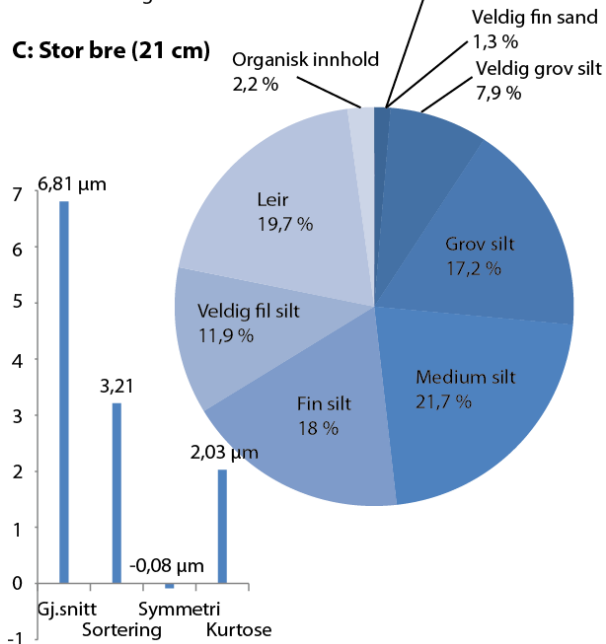
A: Ingen bre i nedslagsfeltet (241 cm)



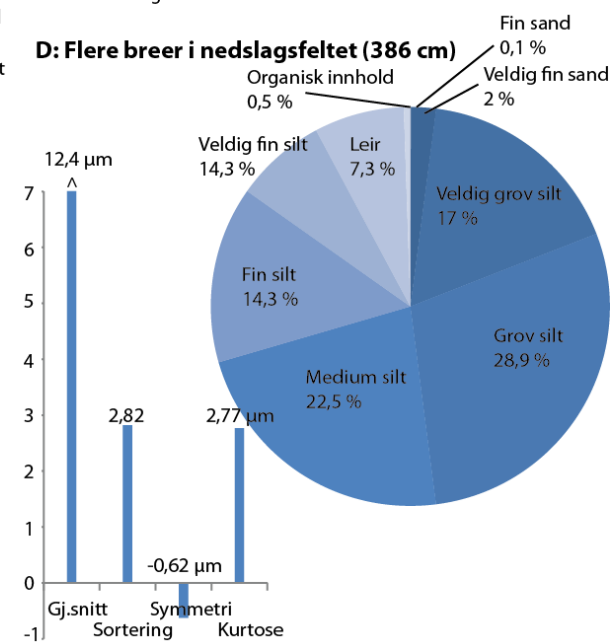
B: Liten bre (346 cm)



C: Stor bre (21 cm)

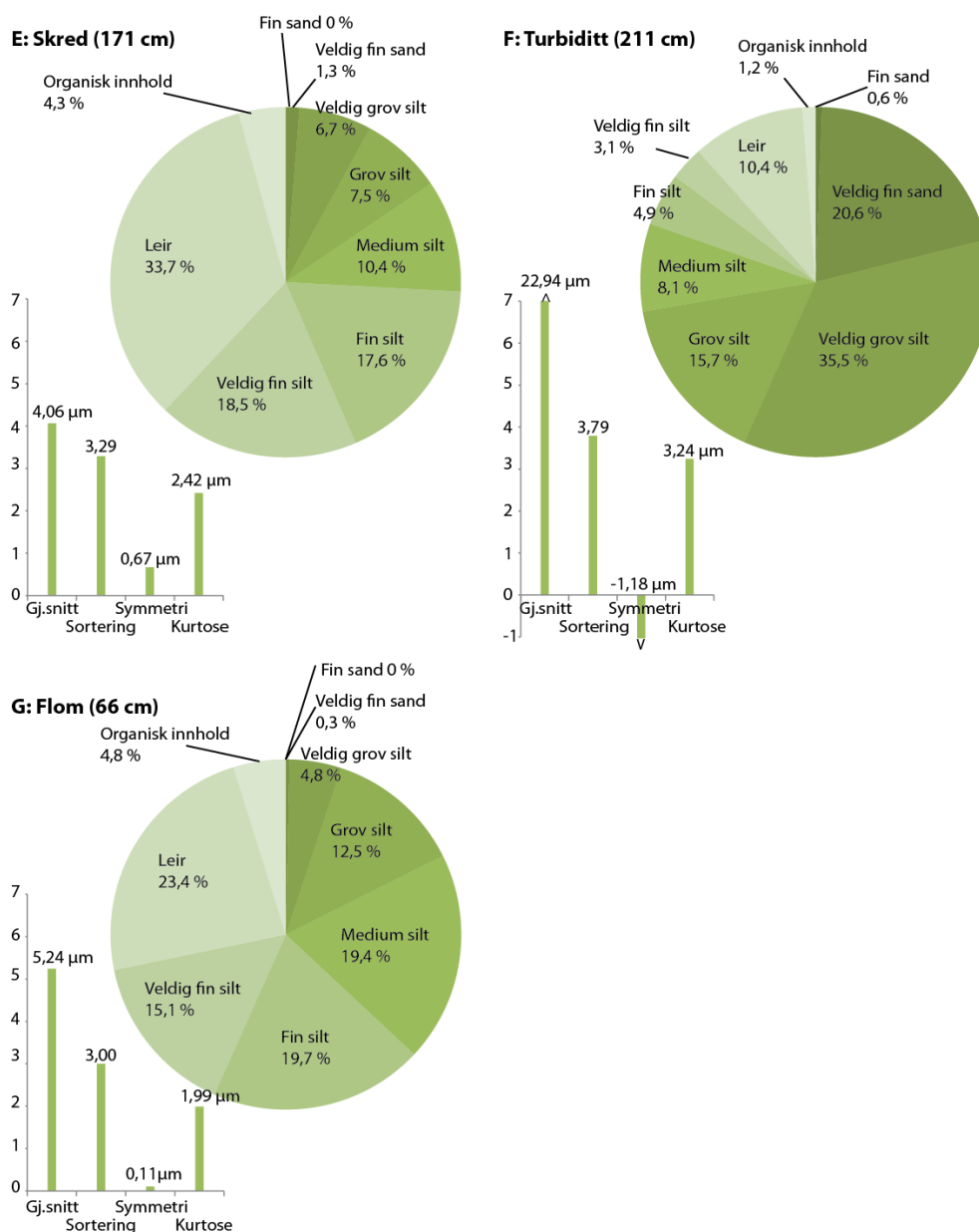


D: Flere breer i nedslagsfeltet (386 cm)



Figur 5-10. Eksempler på glasiere variasjoner i innsjøsedimentene. Figuren viser endringer i kornstørrelsesfordeling og organisk innhold i partier som er tolket å representere forskjellig glasiert signal.

De hurtige sedimentære avsetningene i figur 5-9 er tolket basert på karakteristikkene beskrevet i kapittel 5.5.2. Hva lagene er tolket som er beskrevet i tolkningen av de enkelte enhetene nedenfor. Figur 5-11 viser eksempler på hvordan de ulike typene hendelser viser forskjellig signal i kornstørrelsesfordeling og organisk innhold.



Figur 5-11. Eksempler på plutselige hendelser som opptrer i BGP211. Figuren viser variasjoner i kornstørrelsesfordeling og organisk innhold.

5.6.2 Tolkning av enhetene

Enhet D: 421-260 cm

Den overordnede trenden her er synkende magnetisk susceptibilitet og DBD-verdier versus økende glødetap. Det er også en tydelig nedgang i elementer som forbindes med minerogent materiale, som kalsium, kalsium og titan. Dette tolkes som en reduksjon i tilførsel av minerogent materiale til innsjøen, hvilket igjen forklares av at breen i løpet av denne enheten blir gradvis mindre. Gjennomsnittskornstørrelsen blir finere gjennom enheten, noe som støtter teorien om en gradvis mindre bre.

Fra 370 cm endres kornfordelingen fra å være bimodal til å bli unimodal. Dette kan tolkes som at én av to dominerende sedimentasjonskilder forsvinner på dette tidspunktet. En plausibel mulighet er at botnbreen i Svartvatnet forsvant på dette tidspunktet, men at Svartfjelljøkelen og breen i Markusdalen fortsatt eksisterte. Fordi de magnetiske verdiene synker stegvis (se figur 5-4), tolkes derfor disse stegene som at breene forsvant på forskjellige tidspunkt. Det signifikante fallet i χ bulk ved 350 cm tolkes som at breen i Markusdalen ble borte. Fra 350 til 260 cm er det lave og synkende χ bulk- og DBD-verdier, og dette kan bety at også Svartfjelljøkelen var på vei til å bli helt borte. Trenden med synkende χ bulk -verdier etc. avbrytes mellom 302 og 290 cm der χ bulk, DBD, kalium, kalsium og titan stiger, mens glødetapet synker. For dette intervallet blir også kornstørrelsen grovere, noe som kan reflektere et brefremstøt. Fordi kornfordelingen igjen blir bimodal i dette laget, antas det at også breen ved Svartvatnet kom tilbake på dette tidspunktet. At endringer i modalitet tolkes som relatert til fravær eller tilstedeværelse av bre ved Svartvatnet, er grunnet at denne ligger mye nærmere kjernelokaliteten enn de to andre breene i nedslagsfeltet. Smeltevann fra breen ved Svartvatnet drenerer direkte ned mot kjernelokaliteten noe som kan forklare de grovere kornstørrelsene i nærheten av denne. Smeltevann fra breen i Markusdalen kommer inn i Bergsfjordvatnet på samme sted som smeltevann fra Svartfjelljøkelen. Det forventes derfor at sedimenter som stammer fra disse to breene har samme modalitet.

Enhet C: 260-200 cm

Ved 260 cm faller igjen χ bulk-verdiene brått, og dette tolkes som den endelige bortsmeltingen av Svartfjelljøkelen. De høye glødetapsverdiene tyder på lite tilførsel av minerogent materiale. At de fineste kornstørrelsene (leir og veldig fin silt) står for brorparten av sedimenttilførselen til bakgrunnssedimentene i enheten, indikerer at vannstrømmen gjennom innsjøen var svært lav. Dette tolkes som en indikator på at breen var fraværende i denne perioden. Si/Ti er høyere i denne enn i de andre enhetene, et tegn på biogen kvarts i sedimentene her. Syv mørkere lag skiller seg fra de brune bakgrunnssedimentene. Disse lagene er grovere, har høyere DBD, sterkere magnetiske verdier, lavere glødetap og Mn/Ti-verdier. Forholdstallet mellom 77K og 293K blir også lavere. Karakteristikkene til lagene tilsier at de stammer fra enten flomhendelser eller fra turbiditt-lignende strømmer. Fordi sorteringen blir markant dårligere ved hvert lag tolkes de til å være turbiditter. Fordi de to store klastene mellom 214 og 219 cm ligger løsrevet fra de andre grovere lagene, tolkes disse som transportert fra innsjøkanten med isen.

Enhet B: 200-66 cm

I denne enheten er trenden motsatt sammenlignet med enhet D. Sedimentene preges av gradvis større gjennomsnittskornstørrelse, økende DBD og χ bulk og synkende glødetap. Dette tolkes som at breen begynner å vokse igjen. Fra rundt 190 cm indikerer alle parameterne at breen har nådd en viss utbredelse igjen. Fargen på kjernen i akkurat dette området blir dessuten gradvis gråere. Sedimentene er deretter grå i fargen, bortsett fra ved 171-166 og 159-157,5 cm. Disse lagene er mørkere, og har synkende magnetiske verdier, mens DBD går opp. Mn/Ti stiger også. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen blir større i disse lagene. Spesielt laget ved 171-166 cm blir gradvis finere oppover, og sammen med de kantete partiklene nederst i laget som er manuelt målt til >2 mm, indikerer dette at det er en skredhendelse som har avsatt laget. I bakgrunnssedimentene i kjernen er det ikke funnet at istransport av sedimenter fra innsjøkanten er en vanlig prosess, og egenskapene til lagene ved 171-166 og 159-157,5 cm skiller seg tydelig fra de to partiklene som er tolket som istransporterte i enhet C. Den gradvise oppfiningen i laget mellom 171 og 166 cm vises både visuelt og i

kornstørrelsesdataene. Laget på 159-157,5 cm inneholder ikke like store kornfraksjoner som det første laget. Fordi oppløsningen på kornstørrelsesfordelingen er på fem cm er det ingen objektive beskrivelser av eventuell oppfining i dette laget. Dette er heller ikke tydelig visuelt. Parameterne reagerer imidlertid på samme måte i begge lagene, derfor er også dette laget tolket å være avsatt av en skredhendelse. Lagene på 138-141 cm og 66-67 cm tolkes på grunn av den større mengden organisk innhold i sedimentene som flommer. Begge flomlagene er korrelert med lag ved 180-150 og 60-40 cm i BGP111.

Enhet A: 66-0 cm

Denne enheten består av grått, minerogent materiale, med enkelte svakt mørkere lag. Enheten har de sterkeste χ bulk-verdiene gjennom hele kjernen. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen fortsetter å stige oppover i enheten, og sorteringsgraden blir dårligere. I tillegg er DBD høy og glødetapet lavt. Til sammen tolkes verdiene som at breen er større i enhet A enn noen sinne tidligere i kjernen. DBD er på samme nivå i denne enheten som mellom 370 og 350 cm i enhet D. Glødetapet er på samme nivå som i partiet mellom 366 og 330 cm. At den gjennomsnittlige kornstørrelsen og DBD-verdiene er lavere og glødetapsverdiene er høyere her enn i de nederste 50 cm av enhet D, kan tolkes som at breene i Markusdalen og ved Svartvatnet ikke er tilstede i enhet A.

De svakt mørkere lagene markeres av økning i glødetap og lavere magnetisk susceptibilitet. Lagene ligger slik at de ikke er inkludert i kornstørrelsesdataene. Gjennom visuell analyse av lagene ser det ikke ut som at de består av markant større kornstørrelser enn sedimentene rundt. Større mengde organisk innhold og lavere mengde minerogent innhold kan imidlertid tyde på en flomhendelse. I tillegg øker Mn/Ti i disse lagene, noe som indikerer at materialet har vært utsatt for redoksprosesser. Dette kan tyde på at sedimentene har ligget subaerilt. Lagene ved 49-48,5, 44,5-44 og 11-13 cm er derfor tolket som flomlag.

5.7 Kronologi

5.7.1 ^{210}Pb -dateringer

Resultatene fra ^{210}Pb -dateringene av HTH-kjernen BGS211 er presentert i tabell 5-5, og kronologien i disse i tabell 5-6. Den fulle rapporten er vedlagt (appendiks 3) (Andersen, 2012a). Dateringene ved 0,25 cm til år 2008 e.Kr. viser at sedimentene fra BGS211 representerer de øverste og yngste sedimentene i bassenget.

Tabell 5-5. Resultat av ^{210}Pb -dateringene fra BGS211, beregnet av Andersen (2012a).

Dybde (cm)	^{210}Pb total	Feil ^{210}Pb total	^{210}Pb sup	Feil ^{210}Pb sup	^{210}Pb un-sup	Feil ^{210}Pb un-sup	^{137}Cs	Feil ^{137}Cs
0,25	1643	179	-2	15	1646	171	301	34
0,75	2302	252	-5	26	2397	234	361	60
1,25	1730	125	12	18	1718	126	497	29
1,75	1226	126	-6	15	1232	127	574	42
2,25	457	51	38	29	419	59	248	24
2,75	305	29	6	20	299	36	106	8
3,25	265	26	6	20	258	33	48	6
3,75	98	11	13	4	85	12	23	4
4,25	141	15	10	3	130	16	11	4
4,75	81	9	13	4	67	10	5	3
5,25	56	6	10	7	46	9	3	2
5,75	37	4	10	4	26	6	2	2
6,25	35	4	15	10	20	11	0	0
6,75	25	3	11	5	14	6	4	2
7,25	17	2	10	2	7	3	1	2

Tabell 5-6. Kronologien til ^{210}Pb -dateringene fra BGS211, beregnet av Andersen (2012). År 2011 e.Kr. er utgangspunktet for beregningen.

Dybde (cm)	Alder (år)	Feilalder (år)	Årstall (år)	Akkumulasjonsrate ($\text{kg m}^{-2} \text{år}^{-1}$)	Feilrate ($\text{kg m}^{-2} \text{år}^{-1}$)
0,25	3	2	2008	0,31	0,03
0,75	13	2	1998	0,21	0,02
1,25	26	2	1985	0,14	0,01
1,75	37	2	1974	0,14	0,01
2,25	46	2	1965	0,18	0,02
2,75	54	3	1957	0,32	0,04
3,25	65	3	1946	0,30	0,04
3,75	76	3	1935	0,35	0,05
4,25	85	4	1926	0,41	0,06
4,75	97	4	1914	0,32	0,06
5,25	108	6	1903	0,39	0,09
5,75	122	8	1889	0,41	0,12
6,25	138	11	1873	0,41	0,22
6,75	156	8	1855	0,33	0,14
7,25	173	7	1838	0,31	0,06

5.7.2 ^{14}C -dateringer

Tabell over prøvene som ble sendt inn til ^{14}C -dateringer er presentert i tabell 5-7. Tabellen viser både prøven fra BGP111 og prøvene fra BGP211. Middelår er medianverdien mellom minimums- og maksimumsalder for aldersintervallet med høyest sannsynlighet. Fra sammenstillingen av BGS211 og BGP211 ble det illustrert at kjernen tatt med stempelprøvetaker begynner ved HTH-kjernens niende cm. Dette kommer ikke frem i tabellen fordi dybden her representerer dybden i kjernen tatt med stempelprøvetaker. I alders-dypmodellen er imidlertid dybdene til ^{14}C -prøvene forskjøvet nedover med ni cm slik at den fulle lengden til kjernene er 430 cm.

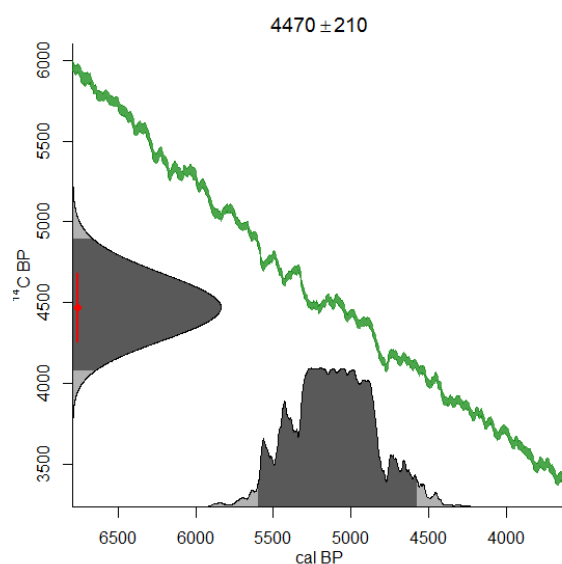
Tabell 5-7. Tabellen viser resultatene for ¹⁴C-dateringene fra BGP111 og BGP211. Uthevede aldersintervaller har best sannsynlighet og er brukt til å regne ut middelår.

Lab.nr.	Kjerne	Dyp (cm)	Vekt (mg)	Type materiale	¹⁴ C-alder (BP)	Kalibrerte år BP (2 σ)	Middelår (kal. år BP)
Poz-45140	BGP211	11-12	0,13	Plante/kvist	320 ± 100	137-223 (10,4 %) 256-535 (80,1 %)	396
Poz-45141	BGP211	29-30	0,06	Plante/kvist	1170 ± 160	774-1365 (95 %)	1070
Poz-45142	BGP211	74-75	0,03	Plante/kvist	>0	N/A	N/A
Poz-45143	BGP211	131-135	0,04	Plante/kvist	>0	N/A	N/A
Poz-45144	BGP211	193-194	0,04	Plante/kvist	4470 ± 210	4573-5596 (95 %)	5085
Poz-45146	BGP211	209-210	0,3	Plante/kvist	4950 ± 50	5592-5752 (87,7 %) 5827-5876 (7,3 %)	5672
Poz-45147	BGP211	287-288	0,1	Plante/kvist	7430 ± 120	8005-8428 (95 %)	8217
Poz-45148	BGP211	302-303	0,8	Plante/kvist	10410 ± 60	12075-12529 (95 %)	12302
Poz-45150	BGP211	346-350	0,07	Plante/kvist	7850 ± 120	8432-8993 (95 %)	8713
Poz-45151	BGP211	375-379	0,02	Plante/kvist	>0	N/A	N/A
Poz-45152	BGP211	409-419	0,05	Plante/kvist	6090 ± 130	6672-7259 (95 %)	6966
Poz-45153	BGP111	374-375	OK	Plante/kvist	5510 ± 40	6217-6235 (5,6 %) 6273-6399 (89,2 %)	6336

Av de 12 prøvene som ble sendt inn, inneholdt tre for lite karbon til å kunne dateres. Av de resterende ni prøvene ble syv prøver markert som svært små av Poznan laboratorium, men ble likevel forsøkt datert. Det er viktig å merke seg at flere av prøvene inneholder materiale fra flere cm. To av prøvene er invertert i forhold til de andre. Prøven som er tatt ved 302-303 cm er eldre enn prøvene tatt under, mens bunndateringen fra 409-419 cm er yngre enn flere av dateringene ovenfor. Prøven fra 302-303 cm inneholdt godt med materiale og har lite feilmargen, og det er da naturlig å tolke avviket som at prøvematerialet er resedimentert. På den måten kan en forklare hvorfor materialet er eldre enn sedimentene rundt. Slikt kan for eksempel forekomme når større nedbørsmengder eller mer smeltevann fører til at større

overflater enn vanlig blir påvirket av fluviale og glasifluviale prosesser. Slik kan sedimenter som vanligvis ikke blir transportert inn i innsjøen bli nettopp det. Det er vanskeligere å forklare bunndateringens lave alder. Denne er lavere enn de to foregående dateringene, og disse er tatt opp til 122 cm lenger opp i kjernen. Det finnes få naturlige forklaringer på for unge prøver, det mest nærliggende er at prøven enten er forurenset under boring eller at prøven har blitt forurenset i laboratoriet. I dette tilfellet skal det også påpekes at prøvematerialet var svært lite, bare 0,01 mg større enn de for små prøvene som ble forkastet. En kan argumentere for at de to eldre prøvene ovenfor kan være resedimentert i likhet med prøven fra 302-303 cm. Fordi disse prøvene har en sannsynlig aldersrekkefølge, blir det likevel tatt utgangspunkt i at disse representerer alderen på sedimentene i området de er hentet fra. De avvikende dateringene fra 302-303 cm og 409-419 cm er utelatt fra modellen.

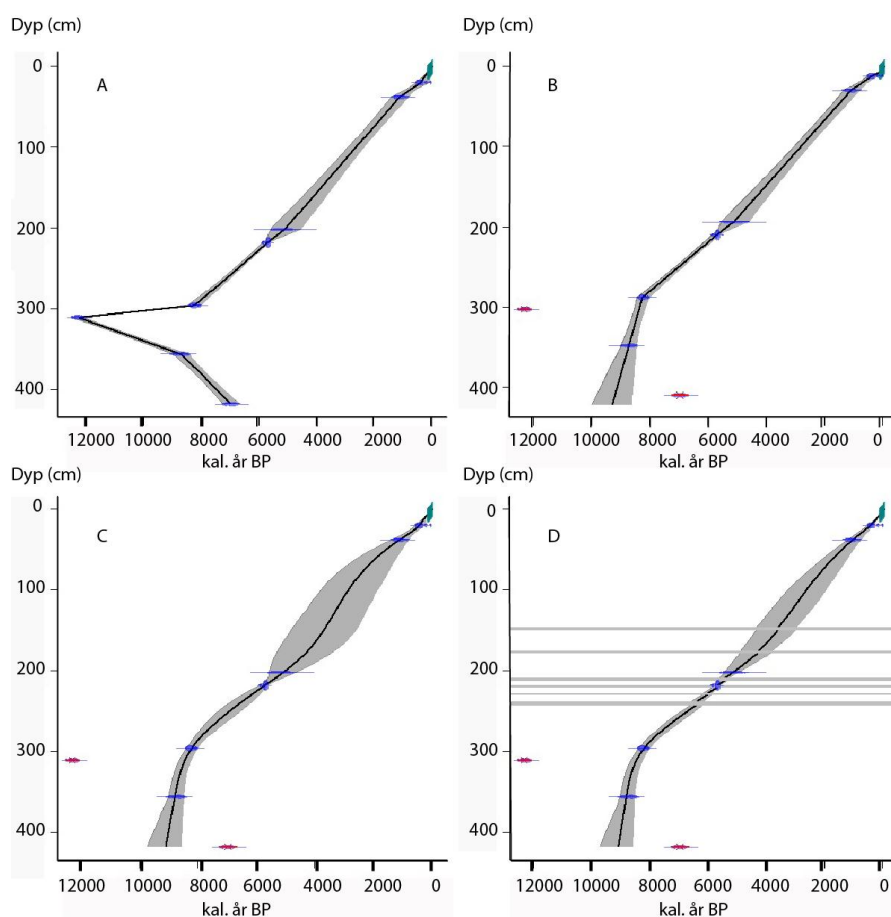
Prøven som er tatt fra 193-194 cm har en særlig stor feilmargin. Mengden prøvemateriale er helt på grensen av hva laboratoriet klarer å datere, og dette kan være en årsak til det store standardavviket. I tillegg vil ^{14}C -dateringer alltid svare til flere kalibrerte år på grunn av den naturlige variabiliteten i ^{14}C -produksjon i atmosfæren (Walker, 2005). Figur 5-12 viser hvordan ^{14}C -dateringen fra 193-194 cm treffer kalibreringskurven på flere steder, slik at det er umulig å gi en nøyaktig kalibrert alder på prøven.



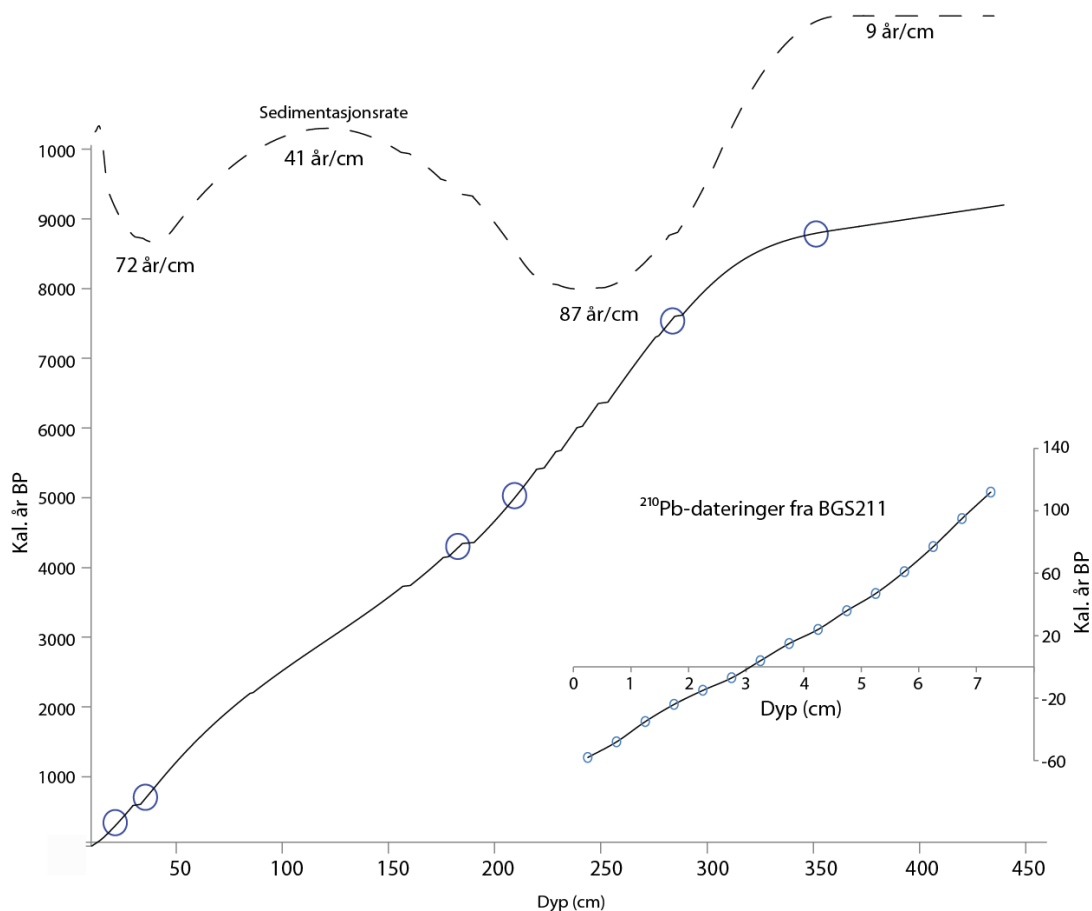
Figur 5-12. Kalibreringskurven mellom ^{14}C -alder og kalenderår. Figuren viser hvordan prøven som er hentet fra 193-194 cm treffer kurven på flere steder slik at kalibreringen blir unøyaktig.

5.7.3 Alders-dyp-modell

I beskrivelsen av BGP211 ble det funnet flere lag som er tolket til å representere hurtige avsetninger. Fordi slike lag vil påvirke den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten, er en løsning å fjerne disse før en konstruerer en aldersmodell for sedimentene. Lag ≥ 1 cm er derfor fjernet i forkant av selve modelleringen. Figur 5-13 viser eksempler på modeller med og uten de inverterte dateringene, og med og uten hurtige avsetninger. Modellen i figur 5-13 D danner grunnlag for den endelige modellen som er presentert i figur 5-14. Her er også sedimentasjonsraten (år/cm) og kronologien i ^{210}Pb -dateringene illustrert.



Figur 5-13. Eksempler på alder-dybde-modell basert på ^{210}Pb -dateringer fra BGS211 og ^{14}C -dateringer fra BGP211. Y-aksen på alle modellene viser dybden i cm, og dateringene er vist med to standardavvik. A) Alle dateringene vist med en lineær interpolasjonskurve. B= To av prøvene er fjernet fra modellen, kurven er basert på lineær interpolasjon. C) To av prøvene er fjernet fra modellen, kurven er laget med «smooth spline», med smooth lik 0,4. D) I tillegg til to av prøvene er lag som er tolket som hurtige avsetninger fjernet. Kurven er laget med smooth spline, med smooth lik 0,7.

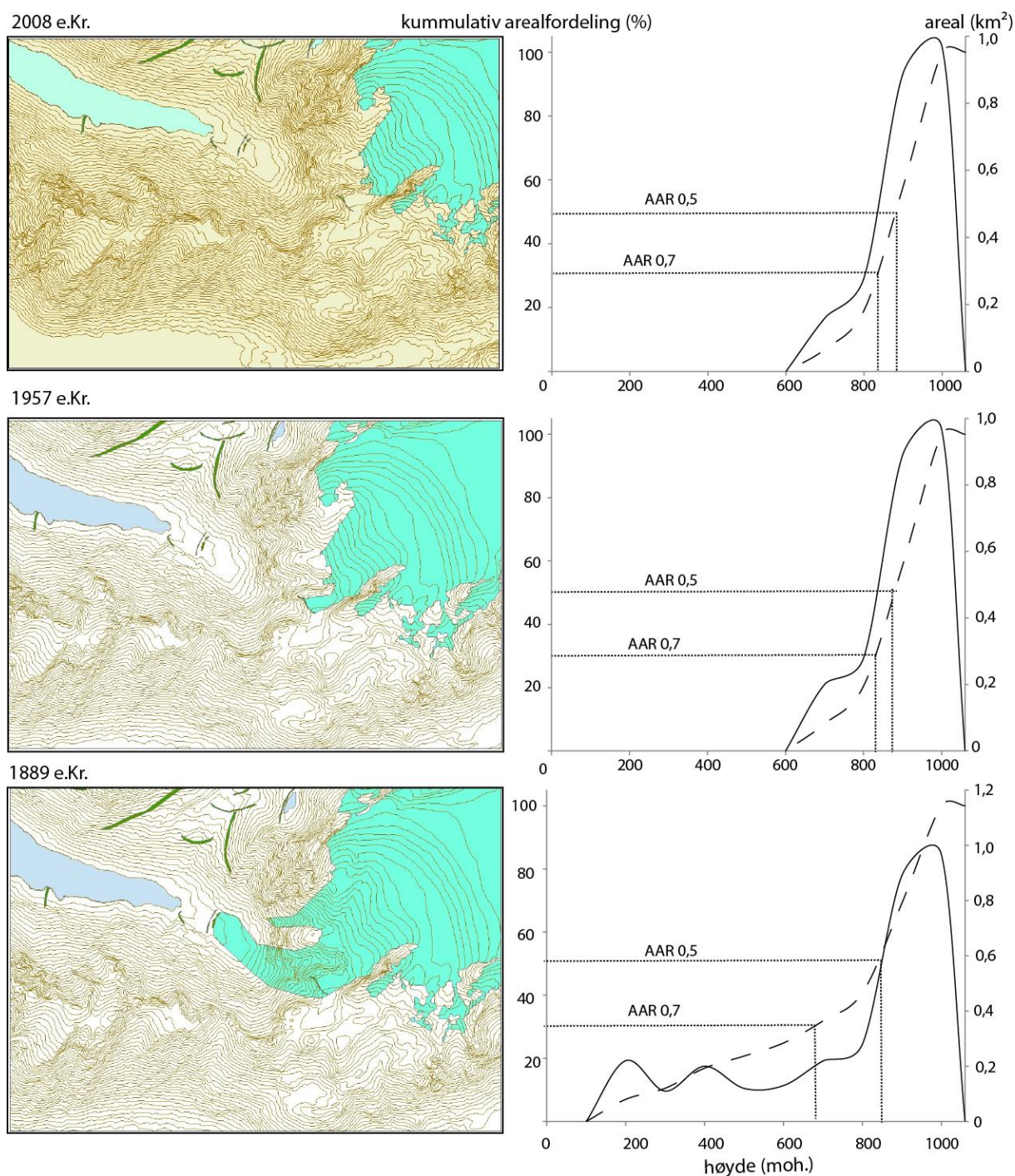


Figur 5-14. Alder-dybde-modell med sedimentasjonsrate (år/cm). Blå ringer viser hvor prøvene til datering er hentet. Innskutt vises kronologien i ^{210}Pb -dateringene.

5.8 Rekonstruksjon av likevektslinjer og vinternedbør

5.8.1 Rekonstruksjon av likevektslinjen basert på innsjøsedimenter

Randmorenene som ble funnet under kartleggingen av nedslagsfeltet (kapittel 3) er brukt for å beregne breutbredelsen på tidspunktene da disse ble avsatt. Breens likevektslinje på hvert tidspunkt er deretter estimert ved hjelp av de to metodene som er beskrevet i kapittel 4.3: AAR og AABR. Basert på bilder og historiske kilder er det bestemt på hvilke tidspunkt breen nådde frem til de ulike randmorenene. På bakgrunn av disse er det i ArcMap 10 (Esri, 2011) beregnet breens areal og arealfordeling på de forskjellige tidspunktene (figur 5-15).



Figur 5-15. Svartfjelljøkelen på tre tidspunkt med tilhørende arealfordeling. Hel linje representerer arealfordelingen i km², stiplet linje viser kumulativ arealfordeling i prosent og prikket linje viser likevektslinjen (på x-aksen) ved AAR 0,5 og 0,7.

Merk at det utregnede arealet bare inkluderer den delen av breen som forventes å drenere mot Bergsfjordvatnet. Det betyr at arealet som brukes her er mindre enn breens reelle areal.

Arealet som benyttes er det som vises i illustrasjonen av breens utbredelse i 1889 (figur 5-15). I kapittel 2 ble likevektslinjen i 2011 satt til 870 moh., og denne likevektslinjen regnes som aktuell for året 2008. Likevektslinjen ble bestemt basert på høyden på skillet mellom snø og blåis, og på høyden der breens form endrer seg fra konveks til konkav. Akkumulasjonsområdets areal er deretter målt på flyfoto i «Norge i 3D». Forholdet mellom akkumulasjonsområdet og breens totale areal er da $1,15 \text{ km}^2 / 2,30 \text{ km}^2 = 0,5$. Med et usikkerhetsanslag på AAR 0,05 er likevektslinjen 870 ± 15 m. Det er i tabell 5-8 vist hvordan likevektslinjens høyde for de tre tidspunktene varierer avhengig av hvilken beregningsmetode en bruker. Det er tatt utgangspunkt i AAR på både 0,5, 0,6 og 0,7 fordi ulike forhold er forventet å gjenspeile om breen er i klimatisk likevekt eller om den rykker fremover eller trekker seg tilbake. AABR tar i motsetning til AAR også hensyn til breens hypsometri, og likevektslinjene er beregnet på balanseratioer mellom 1,6 og 2,2. Denne utregningen er gjort i AABR-formelarket som er utviklet for Excel (Osmaston, 2005), basert på utregning i ArcMap av breens areal mellom hver 100-meterskote. Hverken AAR eller AABR-metodene er imidlertid perfekte, og feilkilder tilknyttet de begge er beskrevet i kapittel 4.2.8.

Tabell 5-8. Oversikt over hvordan likevektslinjens høyde på de tre tidspunktene varierer med hvilken beregningsmetode som brukes. Senkning i forhold til dagens likevektslinje er basert på AAR 0,6.

År (e. Kr)	AAR 0,5	AAR 0,6	AAR 0,7	AABR 1,6	AABR 1,8	AABR 2,0	AABR 2,2	Senkning i.f.t. dagens likevektslinje
2008	870	860	845	910	904	859	856	0
1957	860	850	835	848	843	839	835	10
1889	845	835	695	843	839	834	831	25

De daterte morenene er korrelert til korresponderende nivå i den aldersbestemte HTH-kjernen. Disse er, i sammenheng med parametere som ofte forbindes med glasial aktivitet, brukt for å bestemme breens aktivitet da den avsatte randmorenene. Parameterne som er brukt her er DBD, magnetisk susceptibilitet og titan. Sammenstillingen av HTH- og pistonkjernen i kapittel 5.2.1 viser at den øverste cm i BGP211 svarer til den niende cm i BGS211. De ulike kjernetakerne kan føre til at sedimentene får forskjellig pakkingsgrad, derfor kan sedimenter

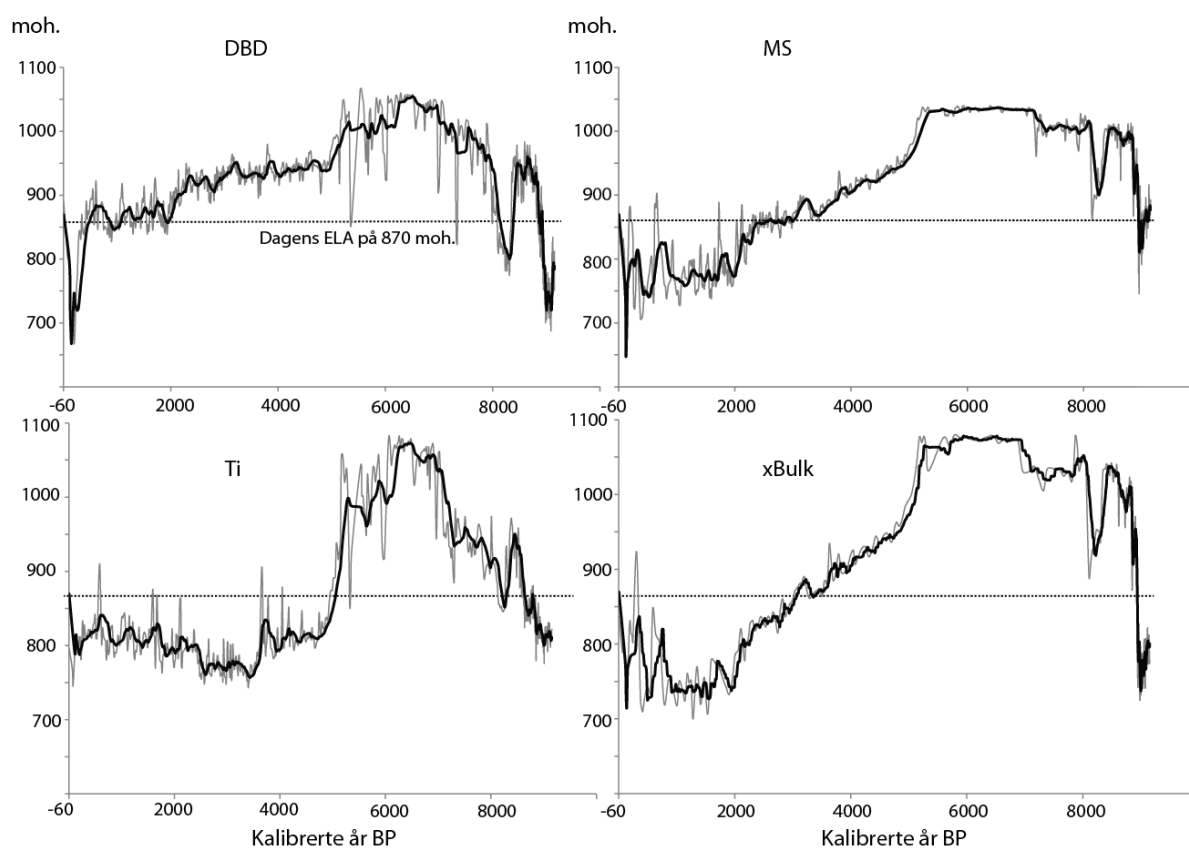
som er avsatt samtidig likevel ha ulike absolutte verdier. Parameterverdiene i HTH-kjernen er følgelig oppjustert basert på verdiene i pistonkjernen. For å oppnå «like verdier» ved den overlappende centimeter er det beregnet hvilken konstant som må legges til verdien fra HTH-kjernen for å tilsvare verdien i pistonkjernen. Denne konstanten varierer mellom parameterne. Det er bare målt χ bulk på de øverste 7,5 cm av BGS211, og verdiene ved 8-9 cm ble derfor beregnet basert på MS. χ Bulk og MS korrelerer godt ($r^2=0,85$) i den øverste delen av HTH-kjernen. Fordi det ikke er målt XRF på BGS211, ble MS også brukt til å beregne titanverdiene i denne kjernen. Titan og MS korrelerer relativt godt i BGP211 ($r^2=0,55$). Dette betyr likevel at rekonstruksjonen basert på titan er mer usikker enn de andre rekonstruksjonene.

For å rekonstruere en kontinuerlig likevektslinje tilbake i tid, brukes en lineær regresjon mellom likevektslinjens høyde ved de kjente fastpunktene og korresponderende parameterverdier. De kjente fastpunktene med tilhørende parameterverdier er presentert i tabell 5-9. For at regresjonsmodellen skal oppfatte variasjoner i likevektslinjen når breen er veldig liten, er det tatt utgangspunkt i at de laveste MS-verdiene indikerer en ikke-eksisterende bre. Da er likevektslinjen satt til 1070 moh., som er høyden til Storfjellet. Denne høyden er valgt fordi toppen av Storfjellet er det høyeste punktet på den delen av Svartfjelljøkelen som drenerer ned mot Bergsfjord. Det er selvfølgelig ikke mulig å vite om denne høyden er korrekt, da det ikke finnes morener som kan bekrefte dette. Denne feilkilden er viktig å ta høyde for i tolkningen av den rekonstruerte likevektslinjen. I rekonstruksjonen er det tatt utgangspunkt i AAR på 0,7 fordi breens massebalanse må være positiv for å kunne avsette randmorener. Valget av AAR representerer også en feilkilde i rekonstruksjonen av likevektslinjen.

Tabell 5-9. Breens utbredelse på tre kjente tidspunkt med respektive parameterverdier.

År (e. Kr)	Areal (km ²)	MS (SI 10 ⁻⁵)	χ Bulk (m ³ /kg)	DBD (g/cm ³)	Ti (telling/sek)
2008	2,30	756	9,26*10 ⁻⁶	1,10	20237
1957	2,34	1357	1,05*10 ⁻⁵	1,36	22733
1889	3,14	1971	1,23*10 ⁻⁵	1,91	24326
6800 kal. år BP	0	25	3,5*10 ⁻⁷	0,38	6445

Sedimenter som er tolket som plutselige hendelser er fjernet fra kurven (jf. figur 5-9). Basert på Møllers strandlinjeprogram (Møller, 2002) er likevektslinjene korrigert for landhevning. De kontinuerlige likevektslinjene tilbake i tid er presentert i figur 5-16.



Figur 5-16. Den rekonstruerte likevektslinjen basert på de fire parameterne DBD, MS, titan og χ bulk. Den stiplede linjen markerer dagens likevektslinje.

De fire parameterne viser alle noenlunde samme trend. MS, χ bulk og titan viser en stegvis økning i likevektslinjen i første halvdel av holosen, hvorpå denne synker brått rundt 5000 kal. år BP. DBD viser en noe mer gradvis endring på begge tidspunktene. Denne kurven holder dessuten et høyere nivå enn de øvrige kurvene fra 5000 kal. år BP. Felles for alle kurvene er

at de viser, for hele den rekonstruerte perioden, en maksimumsutbredelse mellom 60 og 50 kal. år BP. Dette sammenfaller med morenene som datert til 1889 e.Kr., og det foreslås derfor å representere lille istids maksimum. Alle kurvene viser dessuten et tydelig fall mellom 8000 og 8300 kal. år BP.

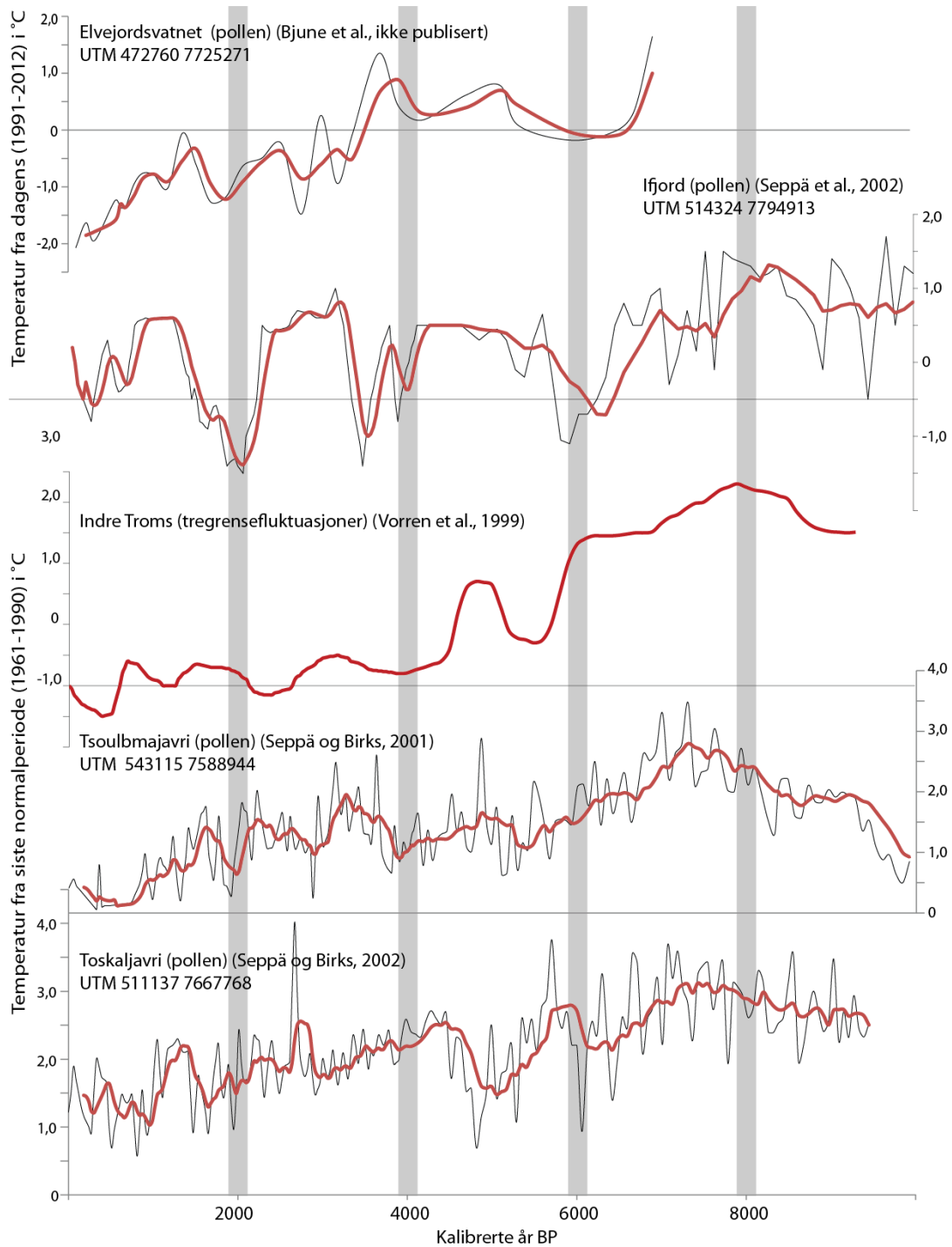
5.8.2 Rekonstruksjon av vinternedbør

En bres likevektslinje er et uttrykk for breens massebalanse, som igjen er sterkt kontrollert av blant annet sommertemperatur og vinternedbør (jf. kapittel 1.2). Basert på data innsamlet av Olav Liestøl om 10 norske breer, laget Ballantyne (1989) følgende regresjon:

$$A = 915e^{0,339t}$$

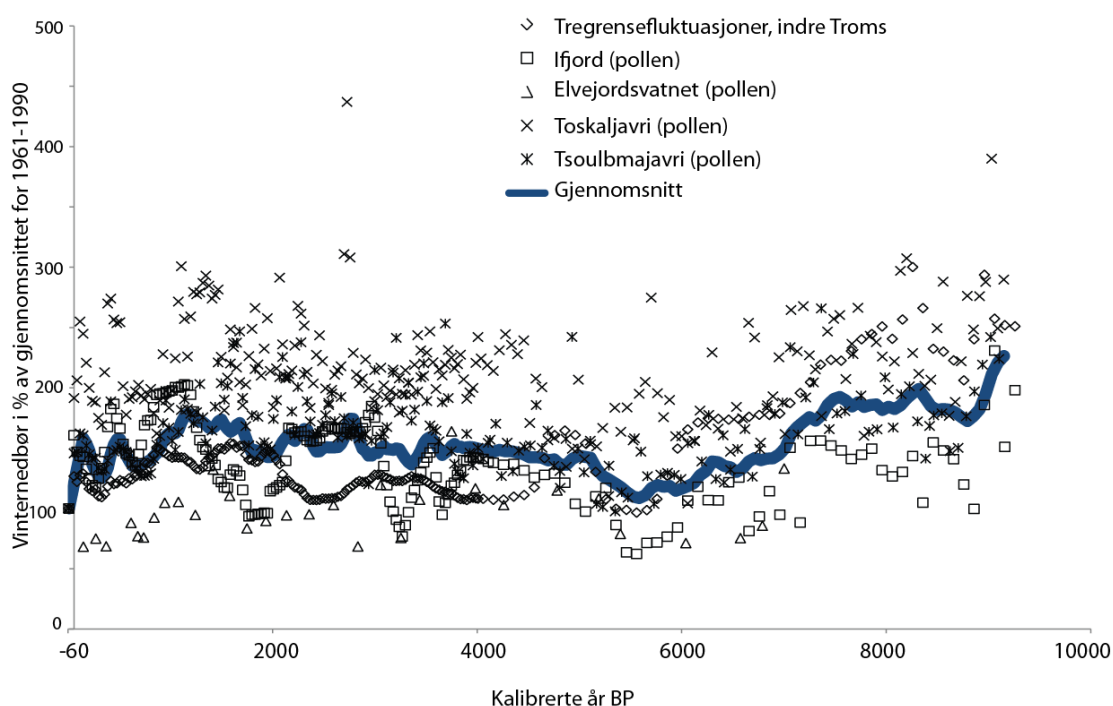
der, ved likevektslinjen, A er vinternedbøren og t er gjennomsnittlig sommertemperatur. Dette betyr at om A er kjent, kan t beregnes og vice versa.

Figur 5-17 viser fem ulike studiers rekonstruksjoner av sommertemperaturer gjennom holosen i Troms/Finmark-regionen og nord-Sverige (Vorren et al., 1999, Seppä og Birks, 2001, Seppä og Birks, 2002, Seppä et al., 2002, Bjune, ikke-publisert arbeid). Vorren og Alm (1999) er basert på tregrensefluktuasjoner i indre Troms, mens de øvrige arbeidene er basert på pollenanalyser. Merk at temperaturrekonstruksjonene til Bjune er gitt i gjennomsnittlig julitemperatur og at denne er omregnet til gjennomsnittlig sommertemperatur (jf. Paasche et al., 2007a).



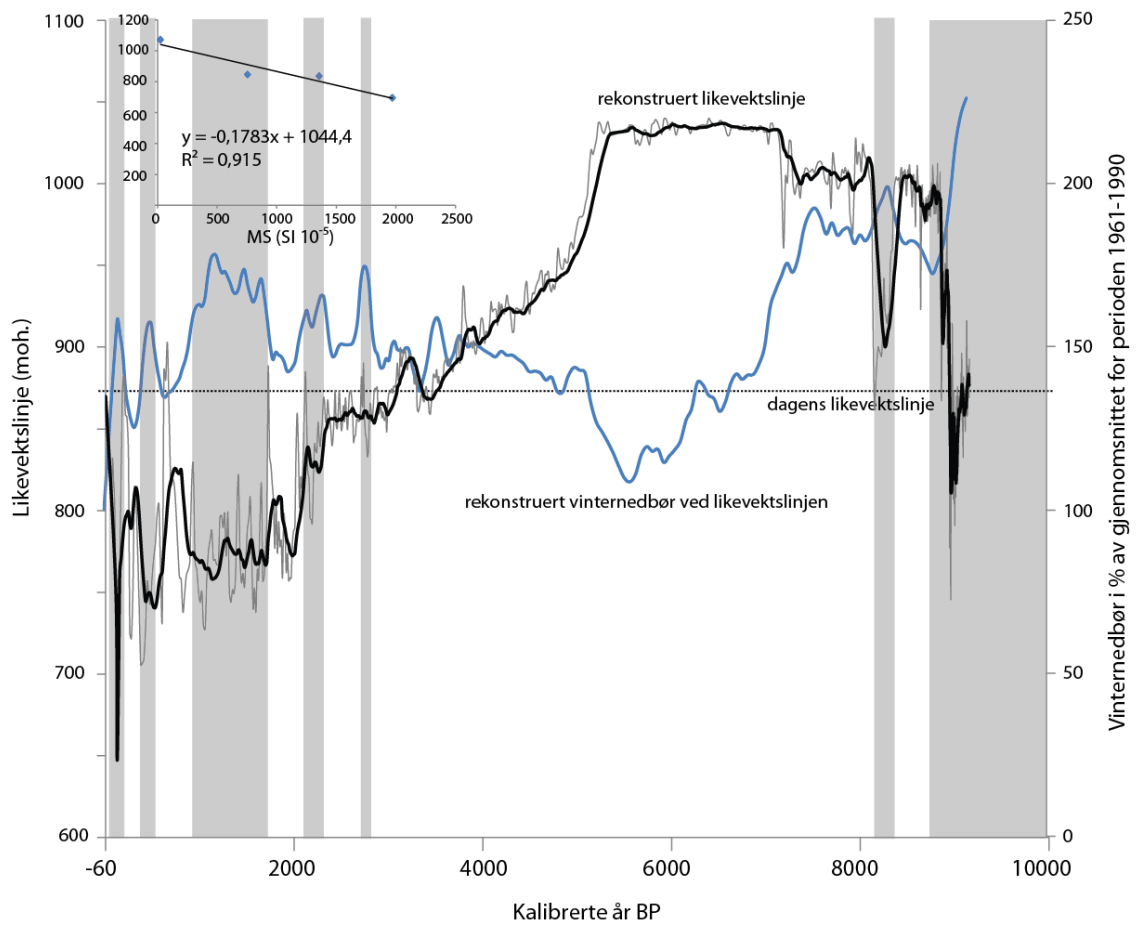
Figur 5-17. Fem rekonstruksjoner av sommertemperaturer gjennom holosen i Troms og Finnmark. Rød linje over grå viser et glidende gjennomsnitt. Figuren viser at til tross for lik trend i rekonstruksjonene, er det samtidig store variasjoner mellom lokalitetene.

Ved bruk av Liestøl-forholdet er det rekonstruert vinternedbør på Svartfjelljøkelen basert på alle de fem temperaturrekonstruksjonene og den endelige rekonstruksjonen et gjennomsnitt av de fem (figur 5-18). Det er likevektslinjen basert på MS som er brukt i denne beregningen. Ideelt sett hadde vinternedbøren blitt beregnet basert på alle de rekonstruerte likevektslinjene. Dette blir imidlertid for tidkrevende og bare likevektslinjen rekonstruert på bakgrunn av MS er benyttet videre. Valget av denne parameteren er diskutert i kapittel 6.3.



Figur 5-18. Rekonstruksjoner av vinternedbør basert på pollen fra Ifjord (Seppä et al., 2002), Elvejordsvatnet (Bjune, ikke publisert), Toskaljavri (Seppä og Birks, 2002) og Tsoulmajavri (Seppä og Birks, 2001) og tregrensefluktuasjoner i indre Troms (Vorren og Alm, 1999). Blå linje er gjennomsnitt av rekonstruksjonene.

Figur 5-19 viser den rekonstruerte likevektslinjen sammen med den rekonstruerte vinternedbøren, i tillegg til funksjonen som er benyttet i rekonstruksjonen av likevektslinjen. I figuren er også perioder med våte vintre markert.



Figur 5-19. Figuren viser rekonstruert likevektslinje basert på MS (svart linje) og rekonstruert vinternedbør (rød linje). Stiplet linje viser dagens likevektslinje. Grå felt markerer perioder med mye vinternedbør. Innskutt øverst til venstre er det presentert forholdet mellom MS-verdier og breens likevektslinje da den nådde de daterte randmorenene.

5.9 Oppsummering

- Flere av innsjøsedimentenes fysiske og geokjemiske egenskaper er undersøkt, og de er videre brukt til å skille glacialderivert materiale fra ikke-glasialt materiale i sedimentene. Parametere som er særlig brukt for å påvise glasiiale sedimenter er χ bulk, titan og andel medium silt. Parametere som har vist seg egnet til å påvise ikke-glasialt materiale er Mn/Ti, glødetap, kornstørrelsesfordeling og sorteringsgrad.
- Det er funnet flere hurtige sedimentære avsetninger i sedimentene og disse inkluderer turbiditter, flom- og skredlag.
- Tilførselen av glasialt materiale ble betydelig redusert mellom 9000 og 7000 kal. år BP og økte igjen fra 5200 kal. år BP.
- Svartfjelljøkelens likevektslinje på tidspunktene da randmorenene M1 (1957 e.Kr.) og M2 (1889 e.Kr.) i Jogavåggi ble avsatt, er beregnet med AAR- og AABR-metoden. Denne beregningen danner grunnlaget for den rekonstruerte likevektslinjen basert på innsjøsedimentene.
- Sedimentparameterne DBD, MS, χ bulk og titan er brukt for å rekonstruere likevektslinjen 9000 år tilbake i tid. Den rekonstruerte likevektslinjen viser at Svartfjelljøkelen hadde sin maksimumsutbredelse under den lille istid, nærmere bestemt mellom 1850 og 1900 e.Kr. Det er også funnet at breen rykket betydelig fremover rundt 8200 kal. år BP. Vinternedbøren i samme periode er utregnet basert på den rekonstruerte likevektslinjen og sommertemperaturrekonstruksjoner. Vinternedbøren ved likevektslinjen på Svartfjelljøkelen har variert mellom dagens nedbørnivå og 225 prosent av dette.

6. Diskusjon

Hovedformålet med denne oppgaven er å gjøre en høyoppløselig rekonstruksjon av Svartfjelljøkelens utbredelse gjennom holosen. Siden Svartfjelljøkelen er en maritim og relativt liten bre, er hovedantakelsen at den raskt vil omsette klimavariasjoner til endringer i sedimentasjon, og at disse endringene kan spores i Bergsfjordvatnet. Problemstillingene som vil bli diskutert er i hvilken grad, og med hva slags presisjon, analyser av de fysiske egenskapene til innsjøsedimentene evner å danne grunnlaget for en holosen brerekonstruksjon av Svartfjelljøkelen. Denne overordnede problemstillingen fordrer også en diskusjon rundt hvilken parameter som best egner seg til å spore breaktivitet og i hvilken grad brefluktuasjonene kan kobles til og forklares med klimaendringer.

Herunder vil også datakvaliteten og tilhørende feilkilder behandles, samt hvilke hurtige sedimentære avsetninger en finner spor av i sedimentkjernen.

6.1 Sedimentparametere

6.1.1 Fra innsjøsedimenter til brerekonstruksjon

Ved rekonstruksjon av breaktivitet lenger tilbake i tid enn bildemateriale og historiske kilder rekker, er det nødvendig å benytte seg av andre, uavhengige metoder. Selv om det er en viss forbindelse mellom proglasiale innsjøsedimenter og breutbredelse (f.eks. Karlén, 1976, Nesje et al., 1991, Lie et al., 2004, Bakke et al., 2005b, Bakke et al., 2009, Jansson et al., 2005), er det betraktelig støy i slike system (f.eks. Jansson et al., 2005, Rubensdotter og Rosqvist, 2009). Kartlegging av nedslagsfeltet er avgjørende for å identifisere hvilke kilder og/eller prosesser som er eller har vært aktive i området, og om paraglasialt materiale for eksempel kan være avsatt i innsjøen (Jansson et al., 2005). Hvorvidt det gir mening å bruke brerekonstruksjonen til å si noe om fortidige klimaendringer avhenger av om det er mulig å skille glasiale fra ikke-glasiale sedimenter. I nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet er det bratte skråninger med tydelige spor etter massebevegelsesaktivitet. I arbeidet med analyse og tolking av innsjøsedimentene ble det derfor lagt vekt på å identifisere denne typen avsetninger

i innsjøsedimentene. Av dybdekartet ble det funnet at de bratte fjellsidene strekker seg ned i innsjøen, slik at det også under vann er fare for massebevegelse (Jansson et al., 2005). Dette kan føre til massetetthetsstrømmer i vannmassene – turbiditter – som i enkelte sedimentparametere gir samme signatur som de glasiiale sedimentene. Dette understreker behovet for å kombinere flere metoder i analysene av innsjøsedimentene. Sammenligning av sedimentprøver fra nedslagsfeltet med innsjøsedimentene kan være hensiktsmessig for å se om de glasiiale og de ikke-glasiiale sedimentene har ulike fysiske og geokjemiske egenskaper (Vasskog et al., 2012). En korrelasjonsanalyse beskriver samvariasjonen mellom sedimentparameterne, og kan derfor være relevant for å skille mellom parametere som kan knyttes til glasial og ikke-glasiial sedimenttilførsel.

Metodene som er brukt i denne oppgaven er basert på to grunnleggende antakelser i studiet av sedimenter produsert av breer. Den første er at en større, temperert bre produserer mer sedimenter enn en liten bre, og at disse sedimentene hovedsakelig er i silt- og leirfraksjonen (Karlén, 1976, Dahl et al., 2003). Bakke et al. (2005b, jf. kapittel 4.2.2) illustrerer hvordan dette fører til at glasial aktivitet ofte vil kunne gjenspeiles i for eksempel massetettheten (DBD) til sedimentene. Figur 4-2 i kapittel 4.2.2 viser at de høyeste DBD-verdiene er ventet å forekomme i dårlig sorterte sedimenter bestående av finkornet materiale. Illustrasjonen viser videre hvordan rundingsgraden til partiklene er av betydning for pakkingen av sedimentene og hvordan dette påvirker vanninnholdet. Glasialderiverte partikler har gjerne høyere rundingsgrad enn partikler som er avsatt gjennom massebevegelse. Organisk materiale forventes å ha de laveste massetetthetsverdiene. Slik har glødetapet og DBD-verdiene ofte sterk, negativ korrelasjon i proglasiiale innsjøsedimenter (Bakke et al., 2005b). Glødetapet måler hvor mye organisk materiale som finnes i sedimentene og kan derfor anvendes som en invers indikator på minerogen sedimentasjon (Karlén, 1976). Når en antar at en større bre eroderer mer enn en mindre bre, vil sannsynligvis også dette kunne være reflektert i parametere som magnetisk susceptibilitet, ettersom endringer i den generelle sedimentsammensetningen også kan markere endringer i konsentrasjonen og sammensetningen av magnetiske mineraler (Thompson et al., 1975). En siste metode som brukes her for å se på endringer i mengden av glasial sedimentproduksjon er analyser av geokjemiske elementer i sedimentene. titan knyttes for eksempel både til terrestrisk (Haug et

al., 2001) og glasial erosjon (Bakke et al., 2009). Ved å se på forholdet mellom redoksinsensitive og redokssensitive elementer kan en få et inntrykk av hvilke sedimenter som har vært eksponert subaerilt og vært utsatt for forvitring. På denne måten kan en skille mellom terrestrisk og glasialt erodert materiale (Croudace et al., 2006). Av elementene som er benyttet i denne studien er titan et stabilt, redoksinsensitivt element, mens mangan er redokssensitivt. Manganmineraler forvitrer lett, og oksiderer raskt i forbindelse med fuktig atmosfære (Kofstad, 2009). Utslag i Mn/Ti vitner om at sedimentene har vært utsatt for redoksprosesser.

Den andre hovedantakelsen i forbindelse med rekonstruksjon av breaktivitet er at en større bre produserer mer smeltevann enn en liten bre (f.eks. Dahl et al., 2003). Kornstørrelsesfordelingen er tenkt som et mål på transportkapasiteten til elvene som løper ut i innsjøen (jf. Hjulstrøms diagram, figur 1-2 i kapittel 1.1). Fordi breer produserer store mengder sedimenter i leir- og siltfraksjonen, er tanken at disse kornstørrelsene vil dominere i et proglasialt innsjøbasseng. Vorren et al. (1977) beskrev imidlertid at breer produserer alle slags kornstørrelser, og at de produserte kornstørrelsene ikke nødvendigvis avhenger av brestørrelsen (Haldorsen, 1981;1983 i Bakke et al., 2005b). Forventningen er da at endringer i kornstørrelsesfordeling i proglasiale innsjøsedimenter først og fremst vil reflektere endringer i strømhastigheten til smeltevannselva fra breen (Bakke et al., 2005b). Både avstand fra breen, størrelsen på innsjøen og nedslagsfeltet, samt hvor i innsjøen sedimentkjernen er tatt, er imidlertid andre faktorer som også kan påvirke kornstørrelsesfordelingen ved den bestemte lokaliteten (Dahl et al., 2003).

6.1.2 Datakvalitet – feilkilder tilknyttet metodene

Kartlegging

Det kvartærgeologiske kartet er laget på bakgrunn av kartlegging og fotografering i felt og analyse av flybilder fra «Norge i 3D». Fordi feltområdet er forholdsvis ufremkommelig med bratte fjellsider og ujevnt dekke, er flere områder bare observert på avstand. Dette påvirker kvaliteten og gyldigheten til tolkningen av avsetningene. Spesielt dalen Jogavåggi burde vært

besøkt i felt, særlig siden denne ligger skyggebelagt på alle flybilder av området. For en mer nøyaktig og korrekt rekonstruksjon av likevektslinjen, hadde det dessuten vært nyttig å ha datert moreneryggene her basert på lichenometri (Bradley, 1999:116). Slike data ville kunne ha gitt informasjon om den relative alderen mellom morenene nede i dalen, hvilket ikke er mulig basert på de historiske kildene som eksisterer fra denne perioden. Hvilken av disse som representerer lille istids maksimum er bestemt på historiske kilder, og rekonstruksjonen av likevektslinjen burde muligens vært gjort for flere mulige scenarioer. Det argumenteres imidlertid for at de ulike situasjonene ikke vil føre til store endringer i likevektslinjens høyde, og at de temporale variasjonene i denne vil være tydelige uansett. Likevektslinjen i 1889 er med AAR $0,7 \pm 0,05$ på 690 ± 60 moh., og breens likevektslinje da den avsatte de andre morenene vil derfor være innenfor dette usikkerhetsanslaget.

Fysiske sedimentparametere

Det er flere feilkilder knyttet til analysene gjort av innsjøsedimentene. En opplagt feilkilde i sammenligningen av de ulike sedimentparameterne kan være at de er målt med forskjellig oppløsning. Sidestilling av parametere målt med 0,05 cm oppløsning og 5 cm oppløsning kan åpenbart føre til at verdifull informasjon kan gå tapt. Signalet fra hurtige sedimentære avsetninger og kortvarige brefremstøt kan «forsvinne» i «støyen» fra den kontinuerlige sedimentasjonen hvis det blir regnet ut gjennomsnitt av et for stort tallmateriale. Utrekning av gjennomsnitt vil da kunne føre til aliasing slik at de ulike signalene etterlikner hverandre. Dette kan skje dersom det er et for lavt forhold mellom signal og støy. Høy oppløsning for alle parameterne er utvilsomt det beste, men dette kan være svært tidkrevende.

Analysemetodene av parameterne kan også ha flere feilkilder knyttet til seg. ITRAX-skanneren er sensitiv for endringer i vanninnhold og organisk innhold (Tjallingii et al., 2007). I tillegg kan resultatene påvirkes av sedimentenes tetthetsgrad og kornstørrelse (Rothwell et al., 2006).

Sedigrafen baserer seg på Stokes lov og tar utgangspunkt i hvor raskt kvartsmineraler synker i en væske (Blott og Pye, 2001). I studieområdet består berggrunnen av gabbro, en bergart som

normalt ikke inneholder så mye kvarts (Raade, 2011). Da kvarts er diamagnetisk (Evans og Heller, 2003), tyder det sterke magnetiske signalet i innsjøsedimentene på at gabbroen her inneholder lite kvarts. Gabbro kan derimot inneholde for eksempel magnetitt, et mineral som synker betydelig raskere enn kvarts. Kvarts har en tetthet på $2,65 \text{ g/cm}^3$, mens tettheten til magnetitt er $5,18 \text{ g/cm}^3$ (Bishop et al., 2005:10,43). Dersom sedimentene inneholder mineraler som er betydelig tyngre enn kvarts, vil sedigrafen kunne tolke kornstørrelsene til å være større enn de faktisk er. Fordi berggrunnen i området er svært homogen (jf. figur 2-5), argumenteres det for at denne feilkilden også vil være homogent fordelt gjennom kjernen. Andre feilkilder knyttet til kornstørrelsesanalyse kan være hvor lenge sedimentprøvene ristes i calgon og styrken på ultralyden i mastertechen, før selve analysen med sedigrafen. Dette kan påvirke i hvilken grad partiklene løsnes fra hverandre.

Kronologi

For å få en troverdig alders-dyp-modell er det viktig at prøvematerialet som dateres er representativt for avsetningstidspunktet til sedimentene i kjernen. Det er derfor vesentlig å forsøke å unngå materiale som er resedimentert, for eksempel gjennom plutselige hendelser. Slike sedimenter kan gi for høy alder i forhold til den reelle avsetningsalderen. I dateringene av BGP211 var to av prøvene invertert i forhold til de øvrige prøvene. Den ene av disse viste en alder som var betydelig eldre enn prøvene som var hentet dypere ned i kjernen. Den andre, som var hentet nederst i kjernen, viste en alder som var yngre enn flere av prøvene over. Disse to prøvene er ikke inkludert i alders-dyp-modellen. Den overveiende årsaken til dette er at de resterende prøvene skaper en troverdig kronologi, selv om en selvfølgelig ikke kan være sikker på om denne er korrekt. Som nevnt i kapittel 5.7 er det vanskelig å forklare for unge dateringer. En forklaring kan være at sedimentene er forurenset under opptak av kjernen. Fordi prøvematerialet er hentet nederst i kjernen anses det som større sannsynlighet for at dette er forurenset fremfor materiale lenger opp. Prøven som viste en for høy alder er derimot tolket å være resedimentert. I alders-dyp-modellen som er laget uten de to avvikende dateringene, blir dette partiet datert til å være avsatt rundt 8300 kal. år BP. Rekonstruksjonen av vinternebdøren viser at denne steg i denne perioden. Et argument for at materialet er resedimentert kan da være at økt overflateavrenning førte til at større områder var utsatt for

erosjon. Sedimentene i dette partiet av kjernen er glasiøle, og en forklaring kan være at dette er paraglasiølt materiale, avsatt under en tidligere glasiøasjon av området og senere remobilisert.

En annen feilkilde i modelleringen av alder-dybde-forholdet, er sammenstillingen av HTH- og kjernen tatt med stempelprøvetaker. En feilaktig sammenstilling kan føre til misvisende sedimentasjonsrate mellom ^{210}Pb -dateringene av overflatesedimentene og ^{14}C -dateringene i pistonkjernen. Sammenstillingen her er basert på MS-verdier for de to kjernene. Det er vanskelig å vite om denne er helt presis, da ingen av parameterne som er målt for begge kjernene viser et entydig samsvar mellom de to.

Rekonstruksjon av likevektslinjen

To feilkilder fremstår som spesielt tydelige i rekonstruksjonen av likevektslinjen. Innledningsvis ble verdiene i HTH-kjernen oppjustert som følge av avvikende verdier i det som er tolket som den overlappende cm med kjernen tatt med stempelprøvetaker. Dette forklares med at to forskjellige kjerneprøvetakere kan gi forskjellig pakkingsgrad i sedimentene, slik at sedimentene i HTH-kjernen har gjennomgående lavere verdier enn sedimentene i den andre kjernen. Det finnes flere måter å beregne på hvilken måte en skal oppjustere verdiene i HTH-kjernen. De to mest lettvinde og tidsbesparende metodene er enten å finne den konstanten en må legge til, eller å finne den faktoren en må multiplisere med HTH-verdien for å få verdien i den aktuelle centimeteren i kjernen tatt med stempelprøvetaker. Denne konstanten (faktoren) er så lagt (multiplisert) med verdiene i de øvrige centimeterne i HTH-kjernen. Her ble det forsøkt med begge metoder. Ved å multiplisere med faktoren ble spennet i verdiene usannsynlig stort, og konstant-metoden ble derfor regnet som den mest troverdige. Dersom en hadde hatt mer tid kunne for eksempel en regresjonsanalyse mellom verdiene i de to kjernene muligens gitt grunnlag for en annen og mer nøyaktig rekonstruksjon av likevektslinjen.

Den andre fremtredende feilkilden i forbindelse med rekonstruksjonen av likevektslinjen er det fjerde, ukjente punktet i regresjonen. For de tre andre punktene er både parameterverdi og

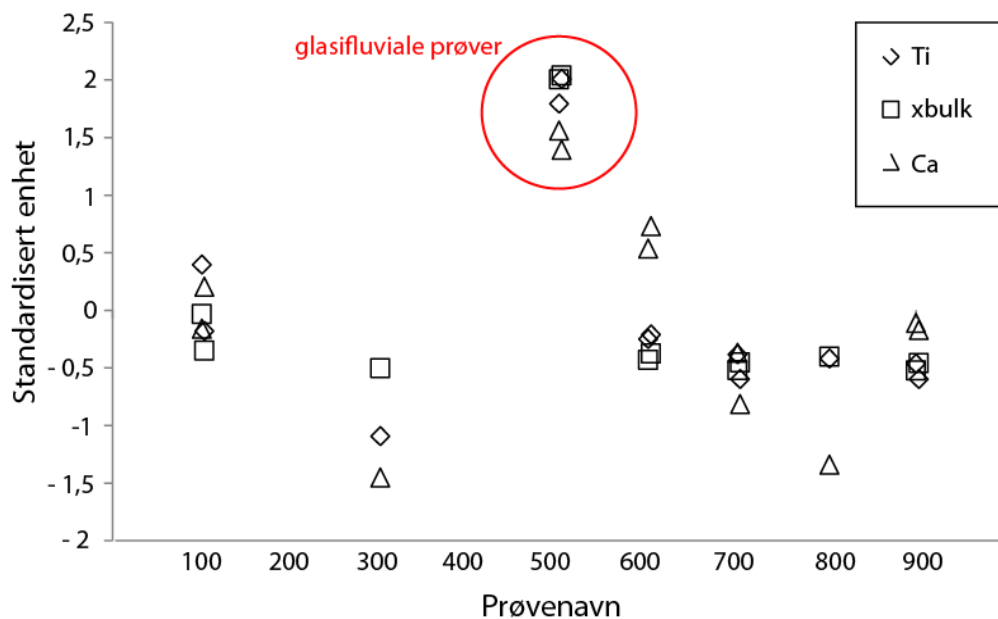
brens utbredelse kjent. For at regresjonen skal oppfatte ekstremt lave parameterverdier er det nødvendig å inkludere disse i funksjonen. Mellom 5000 og 7000 kal. år BP har alle parameterne som er knyttet til glasial erosjon svært lave verdier. På grunn av den ekstreme differansen mellom maksimums- og minimumsverdier, der for eksempel de høyeste magnetisk susceptibilitetsverdiene er opp til 30 ganger høyere enn de laveste, argumenteres det for at Bergsfjordvatnet ikke hadde noen tilførsel av glasialt materiale i denne perioden. Den laveste MS-verdien er satt til å representere en ikke-eksisterende bre, og likevektslinjen da er satt til 1070 moh. Denne høyden er valgt fordi dette er det høyeste punktet på den delen av Svartfjelljøkelen som er tenkt å drenerer mot Bergsfjordvatnet. Det høyeste punktet på breen i helhet er 1162 moh., men dette punktet ligger helt øst på breen og smeltevann fra dette området har flere alternative dreneringsretninger før det eventuelt når Bergsfjordvatnet. Fordi det er vanskelig å kontrollere om dette er det reelle scenarioet, er dette en betydelig feilkilde i rekonstruksjonen av klimavariabilitet på Svartfjelljøkelen. Eventuelt kan det som nevnt tenkes at breen drenerer i en annen retning når den trekker seg tilstrekkelig tilbake, men dette er ikke mulig å teste med de dataene som nå er tilgjengelig.

Valg av sedimentparameter i rekonstruksjonen av likevektslinjen kan også være en feilkilde. Dette blir nærmere diskutert i kapittel 6.2.

6.1.3 Diskusjon av sedimentparametere

Glasial aktivitet

I kapittel 5.6 ble sedimentenes fysiske egenskaper fortolket og koblet til ulike sedimentkilder og sedimentasjonsprosesser. Dette ble først og fremst gjort basert på variasjoner i parameterverdiene til sedimentprøvene fra nedslagsfeltet. Figur 6-1 viser hvordan de glasifluviale prøvene skiller seg ut fra de øvrige prøvene for parametere som er knyttet til glasial erosjon. Disse parameterne er derfor brukt videre i analysen av innsjøsedimentene.



Figur 6-14. Illustrasjon av utvalgte parametere titan (Ti), χ bulk og kalsium (Ca) målt på sedimentprøvene fra nedslagsfeltet. Verdiene er vist med en standardisert enhet for lettere å kunne se tendensen.

Det statistiske forholdet mellom parametere som knyttes til breaktivitet indikerer i både innsjøsedimentene og sedimentprøvene fra nedslagsfeltet at de representerer denne typen aktivitet også her. Parametere som er spesielt fremhevet her er magnetisk susceptibilitet, titan og kornfraksjonen medium silt, men også andre parametere som DBD, glødetap, kalium og kalsium viser den samme tendensen. Fordi den magnetiske susceptibiliteten korrelerer godt med både parametere som indikerer glacial erosjon (for eksempel titan, kalsium og andel medium silt) og med parametere som indikerer endringer i mengde smeltevann (for eksempel endringer i gjennomsnittlig kornstørrelse), argumenteres det her for at MS og χ bulk er parametere som godt representerer glacial aktivitet i innsjøsedimentene fra Bergsfjordvatnet (jf. diskusjonen i kapittel 6.1.1).

Det er som nevnt flere botner i nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet som vitner om tidligere breaktivitet utover Svartfjelljøkelen. I kapittel 5.6 ble disse tolket som aktive mellom 9000 og 8700 kal. år BP i tillegg til mellom 8300 og 8000 kal. år BP. Dette er først og fremst basert på endring i modalitet i kornstørrelsesfordelingen, i tillegg til de observerte stegvise endringene i magnetisk susceptibilitet og glødetap. Spørsmålet er om botnbreene her kan ha eksistert etter

deglasiasjonen. Fordi botnene ligger på rundt 440 moh. har de ligget godt under den rekonstruerte likevektslinjen gjennom hele den beregnede tidsperioden. Rea og Evans (2007) har imidlertid rekonstruert likevektslinjer for brearmene til Øksfjordjøkelen under Yngre Dryas, og med en AAR på 0,8 lå disse på mellom 315 og 580 moh. Med AAR på 0,6 lå likevektslinjene mellom 482 og 917 moh. Det kan være aktuelt at breene som lå i Markusdalen og ved Svartvatnet eksisterte under yngre dryas, og at de ikke forsvant fullstendig i første halvdel av holosen. Begge botnene ligger sørvendt, og det kan derfor være nærliggende at også disse vil motta vindtransportert snø. På grunn av høye sommertemperaturer i første halvdel av holosen (jf. kapittel 5.8.2), er det i utgangspunktet sannsynlig at breene ville smelte fort med mindre det ble kompensert av økt nedbør. En forklaring på hvordan breen ved Svartvatnet kan ha vært tilstede helt frem til 8000 kal. år BP kan være at isrestene var dekket av utraste løsmasser fra fjellsidene rundt botnen (f.eks. Benn og Evans, 1998:258). Den kvartærgeologiske kartleggingen støtter til en viss grad dette scenarioet, men det kunne like gjerne ha skjedd på et tidligere tidspunkt. Whalley og Martin (1992, i Benn og Evans, 1998) viste at tynne breer beveger seg minimalt, og at breer med tykkelser under rundt 20-30 m ikke beveger seg i det hele tatt. Dette kan være et argument for at breen ved Svartvatnet var tilstede i tidsrommet mellom de to periodene den var aktiv, selv om den ikke produserte sedimenter.

Hurtige sedimentære avsetninger

Forholdet Mn/Ti brukes til å påvise materiale i sedimentkjernen som har ligget subaerilt, der høye verdier i innsjøsedimentene samsvarer med de høyere verdiene i de ikke-glasiale prøvene fra nedslagsfeltet. Fordi plutselige hendelser som skred, flom og turbidittstrømmer gjerne avsetter større kornstørrelser enn den gjennomsnittlige bakgrunns sedimentasjonen, kan utslag i elementene bare være et resultat av endret kornstørrelse fremfor endret kildeområde. Det samme gjelder sedimentenes vanninnhold og innhold av organisk materiale. Tjallingii et al. (2007) fant imidlertid at dette først og fremst gjaldt de lettere elementene som aluminium og silisium, mens de tyngre elementene som kalium, kalsium, titan og jern ikke reagerte nevneverdig på fysiske variasjoner i sedimentene. Mangan har atomnummer 25 og det kan derfor argumenteres for at heller ikke dette elementet vil påvirkes i stor grad av fysiske

endringer. Det fremgår i figur 5-10 at Mn/Ti reagerer med høyere utslag i lag som er tolket som plutselige hendelser, uavhengig om den gjennomsnittlige kornstørrelsen øker eller minker eller om glødetapet og vanninnholdet stiger eller synker. I lagene som er tolket som turbidittstrømmer synker Mn/Ti-verdiene. Dette kan skyldes at disse sedimentene ikke nødvendigvis har vært eksponert subaerilt. Disse lagene har også stigning i DBD og MS, i tillegg til at de har lavt glødetap. Grunnen til at lagene ikke tolkes som glasiale her, er den betydelige økningen i gjennomsnittlig kornstørrelse. Sedimentene er dominert av veldig grov silt, det er markante økninger i veldig fin sand, og den gjennomsnittlige kornstørrelsen er større enn noensinne senere. De eneste periodene som har tilsvarende gjennomsnittlig kornstørrelse er tidsrommene som er tolket som at breen ved Svartvatnet også eksisterte. Når parameterne som er knyttet til glasial erosjon indikerer svært liten breaktivitet i en lengre periode før disse hendelsene, anses det som lite sannsynlig at et brefremstøt vil skape tilstrekkelig høy vannhastighet til at sedimenter på denne størrelsen ville transporteres helt til kjernelokaliteten. Sedimenter med disse kornfraksjonene indikerer kort transportavstand og/eller svært høy vannhastighet (Rubensdotter og Rosqvist, 2009). Det kan derfor slutes at sedimentene i disse lagene ikke stammer fra breen, men en annen og nærmere kilde. De lave Mn/Ti-verdiene er indikative for turbidittstrømmer.

I lagene med økte Mn/Ti-verdier er det gjennomsnittlig kornstørrelse, organisk innhold og visuell analyse som ligger til grunn for om de er tolket som avsatt av en flom- eller skredhendelse. Lagene som er tolket som skredhendelser er betydelig grovere enn den kontinuerlige sedimentasjonen, med partikler på opp til to mm. Glødetapet stiger dessuten noe i begynnelsen av lagene for deretter å falle brått. Til sammen er dette gode indikatorer på skredavsetninger. I flomlagene er glødetapet høyt gjennom hele laget, men det er ingen tydelige eller konsekvente endringer i gjennomsnittlig kornstørrelse. Dette kan tyde på at de er et resultat av økt overflateavrenning som ikke har ført til nevneverdig økning i strømhastigheten i innsjøen.

6.2 Klimatiske variasjoner

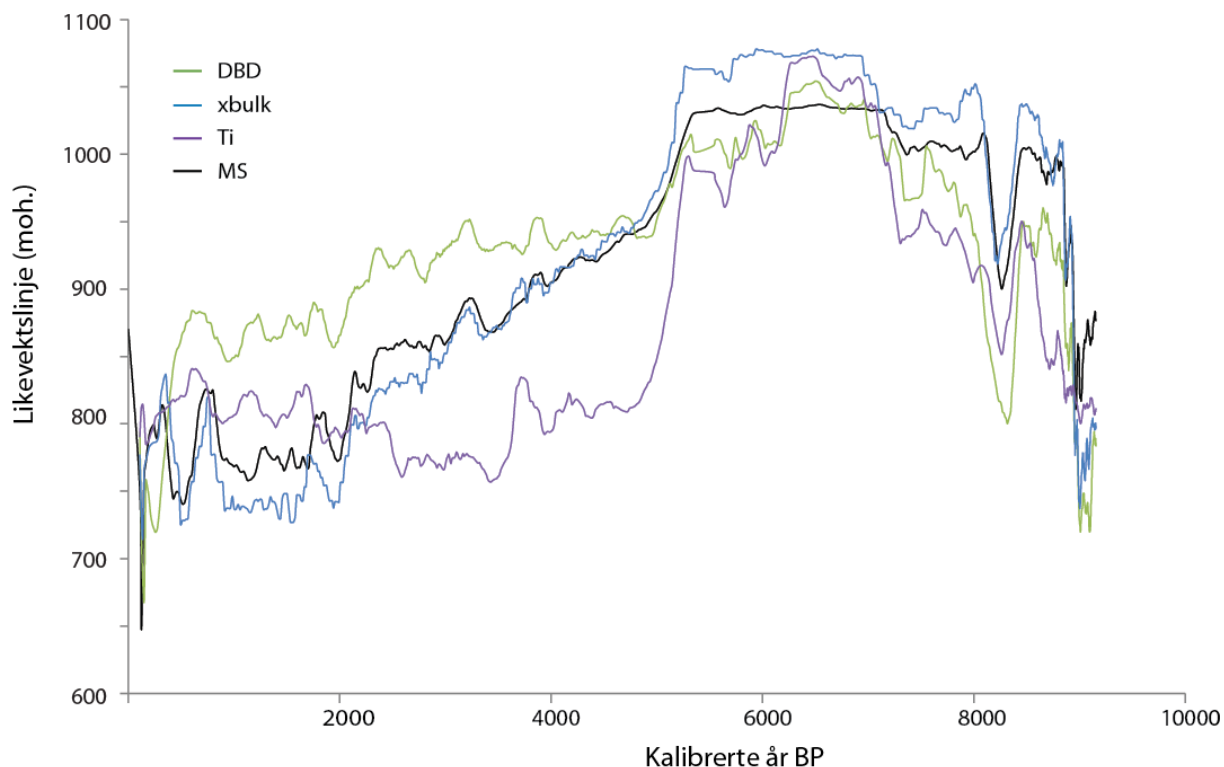
6.2.1 Diskusjon av rekonstruksjonen av likevektslinje og vinternedbør

Rekonstruksjonen av likevektslinjen er basert på sedimentparametere som både denne og tidligere studier har vist at kan reflektere breaktivitet. Dette inkluderer magnetisk susceptibilitet (både MS og χ bulk), DBD og titan (figur 6-2). Det kan være hensiktsmessig å benytte ulike parametere for å utforske hvilke av disse som best reflekterer endringer i breutbredelse. Fordi titan-verdiene og enkelte av χ bulk-verdiene måtte beregnes basert på MS, regnes disse parameterne for å være mer usikre enn DBD og MS. Fordi bare én χ bulk-verdi er beregnet manuelt, og fordi denne beregningen er basert på en sterk korrelasjon mellom to parametere som måler magnetisk susceptibilitet, regnes det likevel som forsvarlig å bruke denne parameteren i rekonstruksjon av likevektslinjen. Basert på diskusjonen i forrige delkapittel regnes de magnetiske parameterne som spesielt godt egnede til å reflektere Svartfjelljøkelens utbredelse. χ Bulk anses som et mer nøyaktig mål på den magnetiske susceptibiliteten til et materiale fordi denne parameteren også tar hensyn til materialets tetthet. Her har den imidlertid dårligere oppløsning enn MS. Differansen mellom de to rekonstruksjonene er uansett svært liten, og parameteren med høyest oppløsning er derfor brukt til å rekonstruere vinternedbør.

DBD-kurven skiller seg noe fra de tre andre kurvene. Denne endrer seg mer gradvis og har noe større variabilitet enn de andre. De tre andre parameterne er relatert til glasial erosjon, mens DBD først og fremst avhenger av kornenes størrelse og form, sorteringsgrad og organisk innhold (Bakke et al., 2005b). Bakke et al. (2005b) har beskrevet hvordan dårlig sortert materiale bestående av rundete partikler med lite organisk innhold gir høye DBD-verdier. Dette kan bety at variasjoner i DBD også er et resultat av endringer i nedbør, overflateavrenning etc., og ikke nødvendigvis av endringer i brestørrelse. Den økte vinternedbøren i siste halvdel av holosen kan forklare den større variabiliteten i DBD-kurven.

Også titan-kurven avviker noe fra de tre andre rekonstruksjonene. Denne synker raskere rundt 5200 kal. år BP. I tillegg har den økende verdier fra rundt 2300 kal. år BP, en trend som ikke

er representert i de andre rekonstruksjonene. Denne trenden er ikke forenelig med at Svartfjelljøkelens utbredelse har økt fra 5200 kal. år BP og frem til lille istids maksimum. Lille istids maksimum er dessuten ikke markert i titan-kurven. At rekonstruksjonen basert på titan skiller seg fra de andre kurvene, kan være på grunn av at denne er beregnet på korrelasjon mellom titan og MS, og at denne korrelasjonen gir en r^2 på 0,55.



Figur 6-2. Likevektslinjen rekonstruert basert på de fire parameterne DBD, χ bulk, titan (Ti) og MS. Figuren viser hvordan parameterne har lik trend, men likevel store variasjoner i høyde og utslag, spesielt etter 5200 kal. år BP.

I rekonstruksjonen av holosen vinternebbør på Svartfjelljøkelen er det brukt et gjennomsnitt av fem rekonstruksjoner av sommertemperaturer i Troms, Finnmark, nord-Sverige og nord-Finnland (Vorren et al., 1999, Seppä og Birks, 2001, Seppä et al., 2002, Bjune, ikke-publisert arbeid). Alle rekonstruksjonene er basert på pollenanalyse av innsjøsedimenter, ved å identifisere hva slags vegetasjon som har eksistert i området nær innsjøen. Vorren et al. (1999) bruker dette til å se på tregrensefluktuasjoner i indre Troms. Nærvær av bestemte tresorter avhenger av temperatur, og på denne måten kan en koble variasjoner i tregrense til

sommertemperaturer i en bestemt periode. Feilkilder tilknyttet metoden inkluderer blant annet at tregrensens migrasjon nordover ved varmere klima er raskere enn migrasjonen sørover ved kaldere klima (Bradley, 1999:339). De øvrige temperaturrekonstruksjonene er basert på sammensetningen i vegetasjonen for å beregne hva slags klimaforhold som regjerte på det avsatte tidspunktet. Det er imidlertid ikke et absolutt forhold mellom vegetasjonssammensetningen og den avsatte pollensammensetningen, da forskjellige arter produserer ulik mengde pollen. Pollen kan dessuten fraktes med både dyr, vann og vind. Avhengig av kornstørrelsen kan vindtransportert pollen fraktes over store avstander. Vindtransportert pollen beskriver derfor den regionale floraen fremfor den lokale (Bjune et al., 2003). På grunn av feilkildene tilknyttet metodene, i tillegg til ulike klimaforutsetninger på de ulike lokalitetene med tanke på blant annet høyde over havet og kontinentalitet, er det et relativt stort spenn i temperaturrekonstruksjonene. Grunnen til at det er benyttet et gjennomsnitt mellom de fem er at det er vanskelig å vite hvilke/-n som er mest presis, men også hvilken som er mest relevant for det klimaet som karakteriserer området omkring Svartfjelljøkelen. De til dels store forskjellene mellom lokalitetene resulterer i relativt store variasjoner i rekonstruksjonene av vinternedbøren (figur 5-18), mens et gjennomsnitt vil dempe de største utslagene. Om dette danner grunnlaget for den mest nøyaktige vinternedbørrekonstruksjonen kan imidlertid diskuteres.

Høyden til likevektslinjen på Svartfjelljøkelen må, tatt de forskjellige feilkildene i betraktning, anses som en lokal likevektslinje fremfor en eksponent for den regionale likevektslinjen. Dette kommer frem allerede i sammenligningen av dagens likevektslinje på Svartfjelljøkelen i forhold til på Øksfjord- og Langfjordjøkelen. Disse breene har mye høyere liggende likevektslinje enn Svartfjelljøkelen. Jamfør figur 2-2 i underkapittel 2.1 har breenes trend imidlertid vært den samme. Den teoretiske likevektslinjen på Svartfjelljøkelen er på 1170 moh, basert på gjennomsnittlig sommertemperatur og vinternedbør i siste normalperiode (1961-1990 e. Kr.) (etter Lie et al., 2003). Dette viser at Svartfjelljøkelen må motta store mengder vindbåren snø for å opprettholde en likevektslinje på dagens nivå (870 moh.).

6.2.2 Klimatiske variasjoner på Svartfjelljøkelen

Basert på rekonstruksjonen av likevektslinjen på Svartfjelljøkelen kan en grovt dele den inn i tre holosene perioder. Den første varer fra begynnelsen av den rekonstruerte tidsperioden til omkring 7000 kal. år BP. Den neste avløses rundt 1800 år senere, ved 5200 kal. år BP. Den siste varer helt frem til i dag. Herunder er det redegjort for denne inndelingen.

9000 – 7000 kal. år BP

I denne perioden var det i følge rekonstruksjonen høye sommertemperaturer og tilsvarende mye vinternedbør. Høyden på likevektslinjen steg kraftig i denne perioden, noe som reflekterte at Svartfjelljøkelen ble gradvis mindre. Sedimentasjonsraten på 1,11 mm/år tyder på at breen produserte store mengder sedimenter. Under deglasiasjonen ble det imidlertid frigjort store arealer som i denne perioden var tilgjengelig for resedimentering (Ballantyne, 2002). Den høye sedimentasjonsraten kan derfor alternativt knyttes til remobilisering av disse sedimentene, som et resultat av høy avrenning i nedslagsfeltet. Avrenningen kan både være et resultat av mye smeltevann fra breen i tillegg til mye nedbør. Forholdet Mn/Ti viser imidlertid lite tegn til at innsjøsedimentene fra denne perioden har vært eksponert subaerilt, og dette antyder at sedimentene hovedsakelig er glasiiale fremfor paraglasiiale.

Likevektslinjens stegvise stigning indikerer raske endringer i sedimenttilførsel fra de to andre breene i nedslagsfeltet til Bergsfjordvatnet. Tilførselen fra Svartvatnet er tolket å bli borte først, ved 8700 kal. år BP. Neste steg skjedde bare 100 år senere, og dette tolkes som at breen i Markusdalen smeltet bort. Perioden mellom 8300 og 8000 kal. år BP representerer et betydelig brefremstøt, der spesielt breen ved Svartvatnet, i tillegg til Svartfjelljøkelen, er tolket å ha vært aktiv. Likevektslinjen faller med 100 m i denne perioden i denne perioden, fra 1000 til 900 moh. Rekonstruksjonen av vinternedbøren viser dessuten en svak stigning i akkurat denne perioden. Dette brefremstøtet sammenfaller med en kortvarig kald periode kalt 8200-årshendelsen internasjonalt (Alley et al., 1997). Denne hendelsen er funnet igjen i iskjerner fra Grønland og i marine og lakustrine sedimentkjerner verden over, og er av Barber

et al. (1999) tolket som et resultat av et katastrofisk smeltevannsutbrudd fra Laurentide-isdekket i Nord-Amerika.

Likevektslinjen stiger brått rundt 8000 kal. år BP, og holder seg rundt 1000 moh. frem til 7000 kal. år BP.

7000 – 5200 kal. år BP

I denne perioden nådde likevektslinjen sin høyeste beliggenhet gjennom hele den rekonstruerte perioden. Høyden varierer noe avhengig av hvilken parameter en bruker, men alle ligger her mellom 1000 og 1080 moh. Om dette betyr at breen var helt fraværende eller bare svært liten i midten av holosen, er vanskelig å si noe helt konkret om. Den høyeste toppen på Svartfjelljøkelen, Svartfjellet, ligger opp mot 1200 moh, og det kan ikke utelukkes fullstendig at det fortsatt lå is i disse høydene. Fordi topografien under breen ikke er kjent, er det vanskelig å avgjøre i hvilken grad dette kan ha påvirket eventuelle endringer i dreneringsretninger når breen var betydelig mindre enn i dag. Det er imidlertid et tydelig sørgående dalføre rett vest for Svartfjellet, og dette kan ha mottatt smeltevannet fra den eventuelt gjenværende breen. Vinternedbøren synker drastisk i denne perioden, fra cirka 190 prosent av dagens vinternedbør til rundt dagens nivå. Fra 5600 til 5200 kal. år BP stiger vinternedbøren igjen til nesten 150 prosent av dagens nivå.

5200 kal. år BP – i dag

Fra omkring 5200 kal. år BP synker likevektslinjen rundt 100 m på 700 år. Dette kan være et resultat av den økte vinternedbøren fra 5600 kal. år BP. Den plutselige senkningen kan tyde på at det fortsatt var noe igjen av Svartfjelljøkelen i perioden frem til 5300 kal. år BP. Det er rimelig å tro at denne senkningen ville være noe mer gradvis dersom breen måtte bygge seg opp fra ingenting. Fra 4900 kal. år BP synker likevektslinjen ytterligere fra 950 til 850 moh. frem til rundt 2300 kal. år BP. Deretter faller den brått til 760 moh., og fortsetter den synkende trenden frem til rundt år 1900 e. Kr. Likevektslinjen har enkelte variasjoner innimellom, med stigninger rundt 1800, 1000 og 400 kal. år BP. Disse episodene sammenfaller med en forholdsvis tydelig reduksjon i vinternedbør i de samme periodene. Fra

rundt 200 kal. år BP synker likevektslinjen drastisk, ned til et absolutt bunnivå for hele den rekonstruerte perioden. Dette markeres også av økt vinternedbør. Denne perioden er kjent som ”Den lille istid” (Benn og Evans, 1998:60). Likevektslinjen når sin laveste høyde rundt 1890 på mellom 650 og 700 moh. Fra denne maksimumsutbredelsen stiger likevektslinjen gradvis og raskt, til den når mellom 870 og 880 moh. i dag. Den raske tilbaketrekkingen stemmer som nevnt overens med historiske kilder fra det attende århundret. Helland (1905, i Gellatly et al. (1989) beskriver at Svartfjelljøkelens brearm mot Bergsfjord trakk seg tilbake 20-25 m mellom 1890 og 1895 e.Kr.

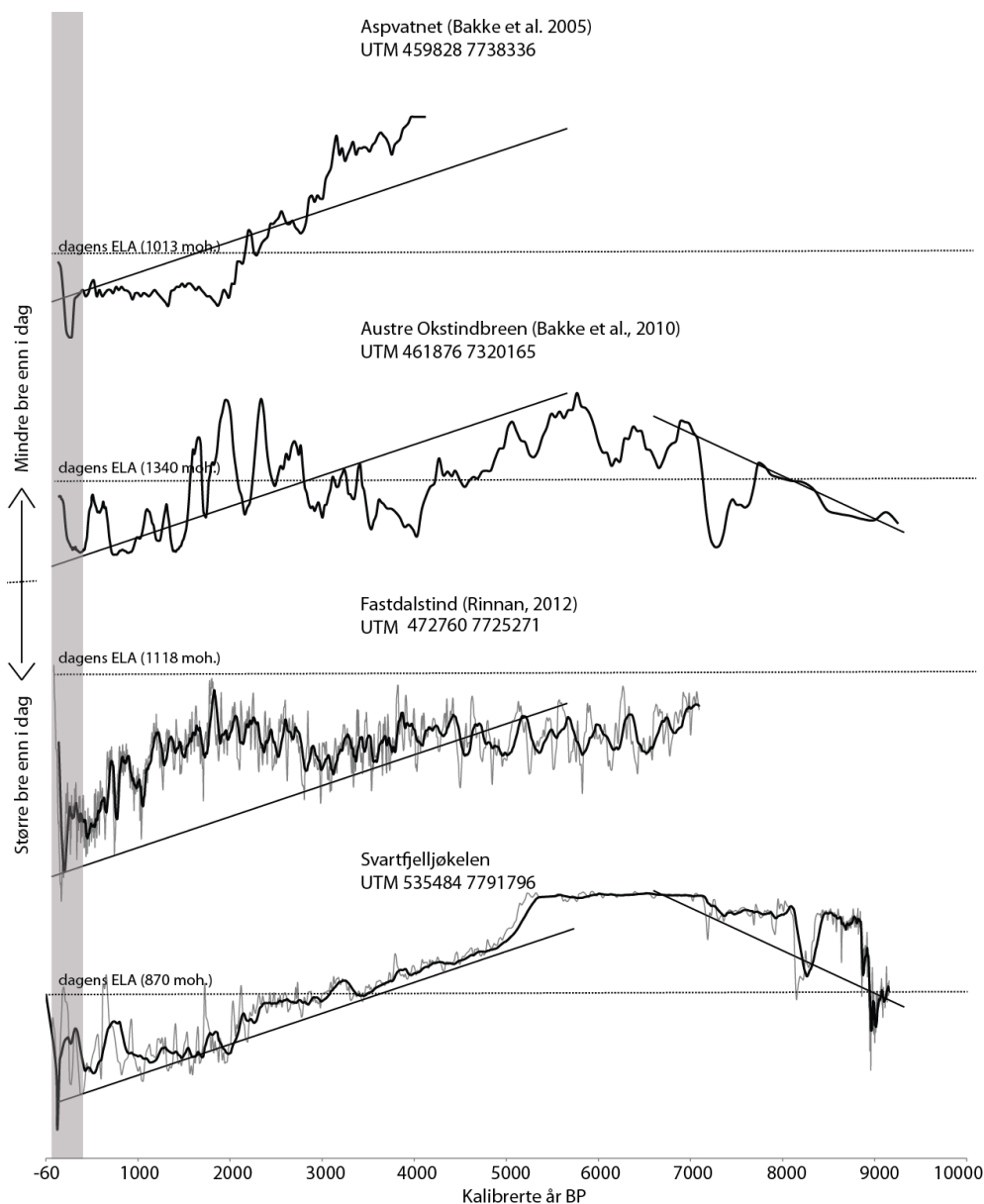
6.3 Klimaforhold gjennom holosen

Wanner et al. (2008) tar for seg globale klimaforhold gjennom siste halvdel av holosen og beskriver blant annet glasiale trender for denne perioden. Her kommer det frem at den generelle trenden på midlere og høyere breddegrader var at breene stort sett trakk seg tilbake i begynnelsen av holosen (11500-6000 kal. år BP), men at den siste halvdel av holosen har vært preget av betydelige brefremstøt. Breer brukes ofte som klimaindikatorer fordi breaktivitet gjerne knyttes til endringer i vær og klima (Benn og Evans, 1998:4), selv om ikke alle breer egner seg til dette (Yde og Paasche, 2010). Svartfjelljøkelens fluktuasjoner vil her vurderes i forhold til hvordan andre breer i samme region har variert gjennom holosen for bedre å kunne identifisere regionale trender. Deretter vil brevariasjonene sammenlignes med ulike klimasystemers variabilitet i samme periode.

6.3.1 Regionale klimaforhold

Figur 6-3 viser rekonstruerte likevektslinjer for tre andre breer i Nord-Norge (Bakke et al., 2005a, Bakke et al., 2010, Rinnan, 2012). Aspvatnet og Fastdalstind ligger på Lyngahalvøya, bare ni mil sørvest for Svartfjelljøkelen, mens Austre Okstindbreen ligger rundt 43 mil enda lengre sør. Til tross for at breene ligger relativt nært hverandre har de likevel forskjellige klimatiske og topografiske forhold som påvirker bredannelse og -aktivitet. Dette reflekteres i de fire brerekonstruksjonene. Når det er sagt, er likevel den generelle trenden sammenfallende. I første halvdel av holosen stiger likevektslinjen for både Austre

Okstindbreen og Svartfjelljøkelen, som er de eneste rekonstruksjonene som går så langt tilbake i tid. Fra rundt 6000 kal. år BP snur denne trenden, og alle de fire breenes likevektslinje faller. På figur 6-3 er den lille istid markert med grått, og det ser ut til at alle rekonstruksjonene viser maksimum breutbredelse for denne perioden, nærmere bestemt rundt år 1900 e.Kr. Det er også tydelig at breene trukket seg tilbake i løpet av de siste 100 årene.



Figur 6-3. Rekonstruerte likevektslinjer for fire breer (inkludert Svartfjelljøkelen) i Nord-Norge. Stiplede linjer viser dagens likevektslinje, og grått felt markerer den lille istid (LIA). Sammenhengende streker viser trenden i datamaterialet.

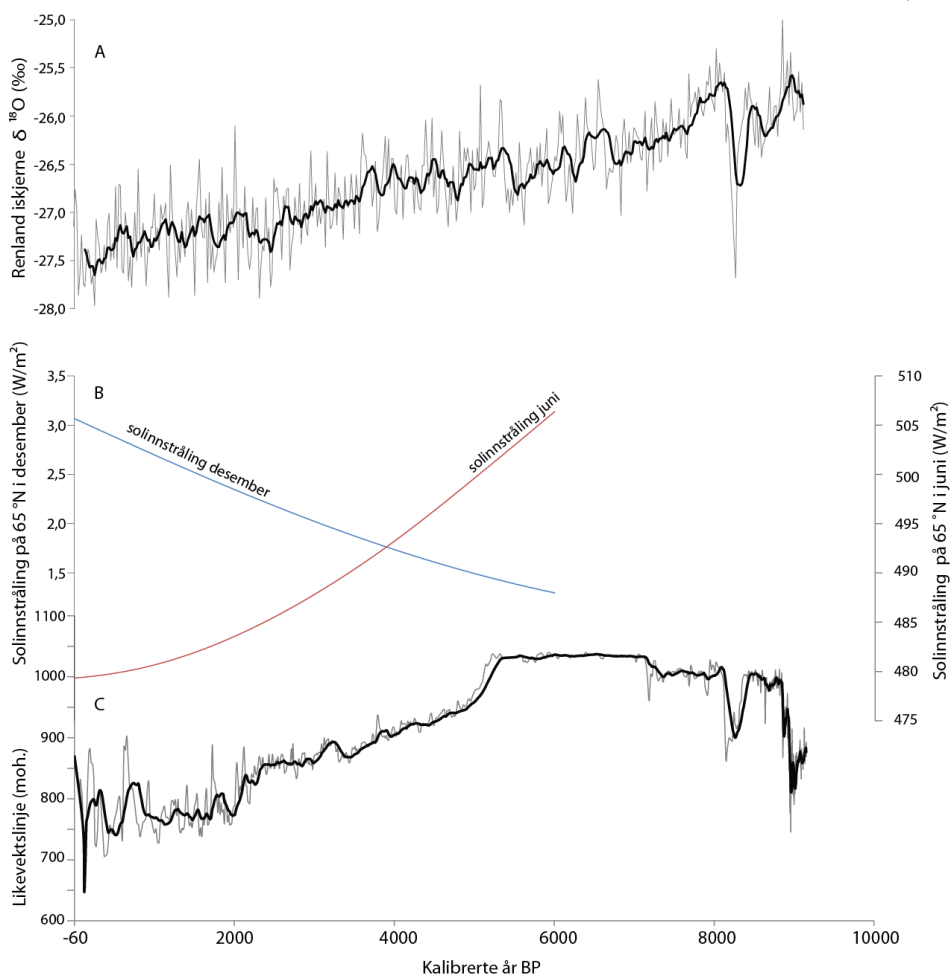
Den storskala trenden er altså lik for de fire breene, og denne stemmer også overens med Wanners (2008). Hvis en derimot ser på endringer på kortere tidsskala, er det store variasjoner mellom de fire breene. Spesielt Austre Okstindbreen og Fastdalstind har, i motsetning til Svartfjelljøkelen, store svingninger gjennom hele den rekonstruerte perioden. Svartfjelljøkelen har i perioden før 2500 kal. år BP en forholdsvis jevn likevektslinje uten store plutselige endringer. Fra 2500 kal. år BP er det større variasjoner. Det er vanskelig å finne noen tydelige sammenhenger i disse svingningene på tiårs- og hundreårsskala. I de siste 1000 år kan det riktignok se ut som at flere av breene har hatt to tydelige brefremstøt i tillegg til lille istids maksimum. Det første skjedde rundt 1000-700 kal. år BP, og det andre omkring 400-200 kal. år BP.

6.4 Hva styrer klimaet på Svartfjelljøkelen?

Den forholdsvis jevne trenden til likevektslinjen på Svartfjelljøkelen gjennom den rekonstruerte perioden, kan tyde på at det er en overordnet, storskala klimapådriver, som for eksempel solinnstrålingen, som først og fremst påvirker breaktiviteten her. Figur 6-4 viser Svartfjelljøkelens likevektslinje sammen med endringer i sommer- og vintersolinnstråling de siste 6000 kal. år (Laskar et al., 2004 i Wanner et al., 2008) og rekonstruksjon av atmosfæretemperaturer basert på isotopstudie av en iskerne fra Grønland (Vinther et al., 2008). Denne er tatt på Renland-isdekket nære Grønlands østkyst, og regnes derfor som en god eksponent for holosene temperaturendringer i Nord-Atlanteren (Sejrup et al., 2011). Figur 6-5 viser likevektslinjen sammen med rekonstruerte havoverflatetemperaturer fra Vøringplatået gjennom holosen (Berner et al., 2010).

Denton og Karlén (1973) foreslår at variasjoner i solinnstråling er den styrende mekanismen for svingningene i breaktivitet i løpet av holosen. Solinnstrålingen på jorda avhenger av solaktiviteten, men også av jordens bane rundt solen. Jordbanens form og jordaksens helning og retning endrer seg jevnlig, og disse syklusene kalles for Milankovitsj-sykluser (etter Milankovitsj, i Wanner et al., 2008). Figur 6-3 viser hvordan både sommer- og vinterinnstrålingen har endret seg de siste 6000 kal. år grunnet disse syklusene (Laskar et al., 2004 i Wanner et al., 2008). Den synkende tendensen i sommerinnstrålingen vil kunne føre til

lavere sommertemperaturer, som igjen kan knyttes til mindre smelting av breene. For at breene skal kunne øke, må det imidlertid akkumuleres mer om vinteren enn det smelter om sommeren. Den økende vintersolinnstrålingen og de resulterende økede vintertemperaturene, foreslås av Abbott et al. (2000) som en årsak til fuktigere forhold om vinteren.

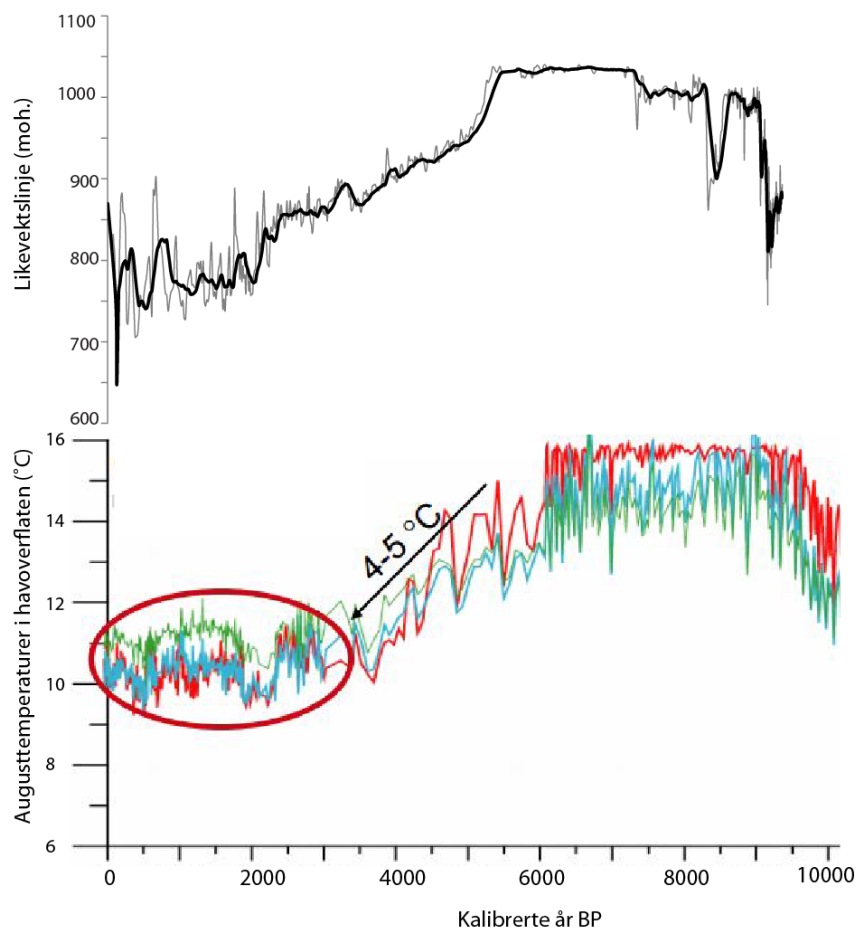


Figur 6-3. Sammenligning av C) Svartfjelljøkelens likevektslinje med A) oksygenisotopdata fra Renland-iskjerne (Vinther et al., 2008) og B) solinnstråling de siste 6000 år (Laskar et al., 2004 i Wanner et al., 2008).

Høyere temperaturer i vannmassene fører til mer fordamping og påfølgende mer nedbør (f.eks. Bradley, 1999:192, Pinet, 2006:158). Isotopstudier ($\delta^{18}\text{O}$) av blant annet iskjerner brukes for å undersøke atmosfæriske temperaturforhold da nedbøren ble avsatt på isen (Bradley, 1999:198). Figur 6-3 viser tydelig at Svartfjelljøkelens likevektslinje har sunket i takt med sommarsolinnstrålingen de siste 6000 kal. år. Også de rekonstruerte temperaturene

fra Renland-iskjernen viser den samme tendensen. Denne viser dessuten et tydelig fall i temperaturer rundt 8200 kal. år BP. Dette skjer samtidig som likevektslinjen synker på Svartfjelljøkelen med 1000 m, ned til 900 moh. I begynnelsen av den rekonstruerte perioden har de to imidlertid motsatt signal. Renland-iskjernen viser fallende temperaturer mens likevektslinjen stiger.

Figur 6-4 viser en havtemperaturrekonstruksjon (august-temperaturer) basert på variasjoner i forskjellige diatomarter fra en marin kjerne fra Vøringplatået (Berner et al., 2010). Den like trenden mellom likevektslinjen og havtemperaturer er påfallende. Havtemperaturene viser den samme økningen frem til rundt 8000 kal. år BP og det samme, høye nivået frem til omkring 6000 kal. år BP. Det kan se ut som at likevektslinjen har en forsinket reaksjonstid i forhold til havtemperaturene. Likevektslinjen synker fra omkring 5200 kal. år BP frem til 2300 kal. år BP. Den yngste, rekonstruerte perioden ser ut til å være preget av et relativt stabilt nivå i både havtemperaturer og likevektslinjen, om enn med noe svingninger.



Figur 6-4. Svartfjelljøkelens likevektslinje sammenlignet med rekonstruert havoverflatetemperatur (august) fra en marin kjerne tatt på Vøringplatået (Berner et al., 2010) (modifisert fra Koç (2006)). De tre fargede grafene representerer tre rekonstruksjoner basert på tre diatomarter.

Basert på sammenligningene med solinnstråling og hav- og atmosfæretemperaturer, kan det se ut til at det hovedsakelig er endringer i sommertemperaturer som påvirker massebalansen på Svartfjelljøkelen. Den rekonstruerte vinternedbøren viser imidlertid at denne økte i siste halvdel av holosen, og dette kan for eksempel være et resultat av økt solinnstråling om vinteren. På denne måten kan solinnstrålingen være en styrende mekanisme for breaktivitet gjennom dens påvirkning på både sommersmelting og vinternedbør.

7. Konklusjon

Gjennom kvartærgeologisk kartlegging har sedimentære avsetninger og aktive og passive prosesser i Bergsfjordvatnets nedslagsfelt blitt identifisert. Fra Bergsfjordvatnet er det også hentet opp to HTH-kjerner og to kjerner tatt med stempelprøvetaker. Et bredt spekter av sedimentanalyser i tillegg til ^{210}Pb - og ^{14}C -dateringer av kjernen, har ført frem til en definering av glasiale og ikke-glasiale sedimenter i kjernen. En regresjon mellom daterte endemorener og de uavhengig daterte innsjøsedimentene, har ført frem til en rekonstruksjon av likevektslinjen gjennom de siste 9000 år. Basert på rekonstruksjonen av likevektslinjen og uavhengige sommertemperaturrekonstruksjoner er vinternedbøren beregnet med Liestøl-forholdet. Resultatene har gitt følgende:

- Den kvartærgeologiske kartleggingen har påvist at glasiale prosesser og massebevegelsesaktivitet er prosesser som er aktive i Bergsfjordvatnets nedslagsfelt i dag. Innsjøsedimentene inneholder avsetninger fra flom- og skredaktivitet og fra turbiditt-lignende strømmer.
- Randmorener i området rundt innsjøen indikerer Svartfjelljøkelens utbredelse under den lille istid. Det er også funnet randmorener fra når Svartfjelljøkelen nådde ut i det som i dag er innsjø, i tillegg til i botnene nord for innsjøen.
- Rekonstruksjonen av likevektslinjen viser at denne lå omtrent på dagens nivå (870 moh.) for 9000 kal. år siden, og at den steg betraktelig frem til 7000 kal. år BP (1000 moh.). Mellom 8300 og 8000 kal. år BP sank den igjen (900 moh.), og dette representerer 8200-årshendelsen. Mellom 7000 og 5200 kal. år BP var det lite eller ingen glasial sedimenttilførsel i Bergsfjordvatnet. Denne startet igjen ved 5200 kal. år BP. Maksimum breutbredelse gjennom hele den rekonstruerte perioden var under lille istid (rundt 1890 e.Kr.), med likevektslinje på mellom 650 og 700 moh.

- Vinternedbøren var høyest mellom 9000 og 7000 kal. år BP (mellom 225 og 150 prosent av dagens nivå), og sank gradvis til dagens nivå frem til rundt 5500 kal. år BP. Deretter steg vinternedbøren igjen, men uten å nå like høye verdier som i begynnelsen av den rekonstruerte perioden (maksimumsverdier på 170 prosent av dagens nivå). Fem perioder med økning i vinternedbør er registrert i neoglasialen: 2900-2800, 2400-2100, 1700-900, 500-300 og 200-100 kal. år BP.
- En sammenligning med andre breer i Nord-Norge viser at Svartfjelljøkelens trend stemmer overens med trenden til andre breer i samme region. Høyfrekvente fluktasjoner på breene ser imidlertid ut til å være styrt av lokale forhold fremfor regionale.
- Svartfjelljøkelens likevektslinje har hatt en jevn trend gjennom hele den rekonstruerte perioden, uten store, høyfrekvente fluktasjoner. En sammenligning med endringer i ulike klimapådriv viser at klimaet på Svartfjelljøkelen hovedsakelig er styrt av sommertemperaturer. Disse er nært knyttet til havoverflatetemperaturer, som igjen kan være knyttet til solinnstråling.
- Klimaet på Svartfjelljøkelen er sterkt avhengig av vindtransportert snø for å kompensere for sommersmeltingen. Den teoretiske likevektslinjen, basert på klimadata fra værstasjonen Loppa, er hele 300 meter høyere enn den reelle likevektslinjen.
- Det statistiske forholdet mellom magnetisk susceptibilitet og titan, i tillegg til forholdet mellom magnetisk susceptibilitet og Mn/Ti, viste at disse parameterne er spesielt gode indikatorer for å identifisere glasiale og ikke-glasiale avsetninger i innsjøsedimentene.
- Likevektslinjen er rekonstruert på bakgrunn av de fire parameterne MS, χ bulk, DBD og titan. Selv om alle disse parameterne er tenkt å reflektere glasial aktivitet, viser rekonstruksjonen seg å variere avhengig av hvilken parameter som er brukt.

Rekonstruksjonen av vinternedbøren varierer dessuten med hvilken sommertemperaturrekonstruksjon som anvendes. Dette er feilkilder i klimarekonstruksjon som er nødvendig å utforske videre.

8. Videre arbeid

Studiet av Svartfjelljøkelens holosene variasjoner kan videreutvikles ved kartlegging av de øvrige brearmenes fluktuasjoner. Slik kan det muligens avgjøres om breen var helt borte i midten av den rekonstruerte perioden, slik denne studien indikerer. Det kan også være interessant å studere skråningsprosessene rundt Bergsfjordvatnet i nærmere detalj. Sedimentkjernen BGP111, som ble studert i liten grad her, kan gi et bedre bilde av hvilke skråningsprosesser som har dominert i nedslagsfeltet under neoglasialen. I denne kjernen dominerer hurtige sedimentære avsetninger over den kontinuerlige sedimentasjonen.

Denne studien har vist at valget av sedimentparameter har mye å si for rekonstruksjonen av likevektslinje. Beregningen av vinternedbør vises dessuten som svært avhengig av hvilken sommertemperaturrekonstruksjon en har brukt. En videre utforsking av dette temaet vil være svært interessant for senere bre- og klimarekonstruksjoner.

9. Referanser

- Abbott, M. B., Wolfe, B. B., Aravena, R., Wolfe, A. P. & Seltzer, G. O. 2000. Holocene hydrological reconstructions from stable isotopes and paleolimnology, Cordillera Real, Bolivia. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1801-1820.
- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. & Clark, P. U. 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 483-486.
- Andersen, T. J. 2012a. Dating of core BGS211. Copenhagen: Institute of Geography, University of Copenhagen.
- Andersen, T. J. 2012b. *Gamma Dating Center* [Online]. Available: <http://geo.ku.dk/english/gdc> [Accessed 26-04 2012].
- Andreassen, L. M., Elvehøy, H., Kjølmoen, B., Engeset, R. V. & Haakensen, N. 2005. Glacier mass-balance and length variation in Norway. *Annals of Glaciology*, 42, 317-325.
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A. & Tribouvillard, N. 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). *Terra Nova*, 14, 225-232.
- Ashley, G. M. 1995. Glaciolacustrine environments. In: MENZIES, J. (ed.) *Glacial Environments, vol. 1: Modern Glacial Environments. Processes Dynamics and Sediments*. Oxford: Butterworth Heinemann.
- 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. *Holocene*, 15, 518.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Simonsen, J. R., 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, 16.
- Bakke, J., Lie, Ø., Hegaard, 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 geoscience*, 2, 202.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. & Paasche, Ø. 2005b. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *Holocene*, 15, 161-176.
- Balascio, N. L., Zhang, Z., Bradley, R. S., Perren, B., Dahl, S. O. & Bakke, J. 2011. A multi-proxy approach to assessing isolation basin stratigraphy from the Lofoten Islands, Norway. *Quaternary Research*, 75, 288-300.
- Ballantyne, C. K. 1989. The Loch Lomond Readvance on the Isle of Skye, Scotland: Glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Journal of Quaternary Science*, 4, 95-108.
- Ballantyne, C. K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., Mcneely, R., Southon, J., Morehead, M. D. & Gagnon, J. M. 1999.

- Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 344-348.
- Benn, D. & Evans, D. J. A. 1998. *Glaciers & glaciation*, London, Hodder Education.
- Berner, K. S., Koç, N. & Godtlielsen, F. 2010. High frequency climate variability of the Norwegian Atlantic Current during the early Holocene period and a possible connection to the Gleissberg cycle. *The Holocene*, 20, 245-255.
- Bishop, A. C., Woolley, A. R. & Hamilton, W. R. 2005. *Guide to Minerals, Rocks and Fossils*, London, Philip's, Octopus Publishing Group Ltd.
- Bjune, A. E. ikke-publisert arbeid. Reconstructed Holocene vegetation and climate history at Elvejordsvatnet, Lyngen, northern Norway.
- Bjune, A. E., Peglar, S. M. & Birks, J. 2003. Bruk av pollen til å rekonstruere fortidens klima. *Cicerone*.
- Blaauw, M. 2010. Clam.
- Blott, S. J. & Pye, K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and landforms*, 26, 1237.
- Bradley, R. S. 1999. *Paleoclimatology - Reconstructing Climates of the Quaternary*, Amherst, Massachusetts, Elsevier, 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.
- Bøe, P. 2011. *Geologi og mineralogi på Sørøya, Finnmark* [Online]. Available: <http://www.hasvik.com/geologi-og-mineralogi.37908.no.html> [Accessed 01.12. 2011].
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Special publication - Geological Society of London*, 267, 51.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø. & Nesje, A. 2003. Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22, 12.
- Dahl, S. O. & Nesje, A. 1992. Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94, 87-97.
- Dean, W. E. J. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of sedimentary research*, 44, 242.
- Denton, G. H. & Karlén, W. 1973. Holocene climatic variations—Their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3, 155-205.
- Deser, C., Magnusdottir, G., Saravanan, R. & Phillips, A. 2004. The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. part II: Direct and indirect components of the response. *J. Climate*, 17, 877-889.
- Drange, H., Dokken, T., Furevik, T., Gerdes, R., Berger, W., Nesje, A., Orvik, K. A., Skagseth, Ø., Skjelvan, I. & Østerhus, S. 2005. The Nordic Seas : An Overview. *In: DRANGE, H., DOKKEN, T., FUREVIK, T., GERDES, R. & BERGER, W. (eds.) The Nordic Seas - An Integrated Perspective*. Washington: American Geophysical Union.

- Esri 2011. ArcGIS. 10th ed.
- Evans, D. J. A., Rea, B. R., Hansom, J. D. & Whalley, W. B. 2002. Geomorphology and style of plateau icefield deglaciation in fjord terrains: the example of Troms-Finnmark, north Norway. *Journal of Quaternary Science*, 17, 221-239.
- Evans, M. E. & Heller, F. 2003. *Environmental Magnetism - Principles and Applications of Enviromagnetics*, Academic Press.
- Garmin. 2005. *GPSMAP® 60CSx* [Online]. Available: <https://buy.garmin.com/shop/shop.do?pID=310&ra=true> [Accessed 19.03 2012].
- Gellatly, A. F., Whalley, W. B., Gordon, J. E., Hansom, J. D. & Tavigg, D. S. 1989. Recent glacial history and climatic change, Bergsfjord, Troms-Finnmark, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 43, 19-30.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P. & Mélières, 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.
- Haldorsen, S. 1981. Grain-size distribution of subglacial till and its reation to glacial scrushing and abrasion. *Boreas*, 10, 91-105.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C. & Röhl, U. 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1308.
- Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology*, 25, 101-110.
- Jansson, P., Rosquist, G. & Schneider, T. 2005. Glacier fluctuations, suspended sediment flux and glacio-lacustrine sediments. *Geografiska annaler. Series A. Physical geography*, 87, 37-50.
- Karlén, W. 1976. Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lapland, Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 58, 1-34.
- Katsuta, N., Takano, M., Kawakami, S.-I., Togami, S., Fukusawa, H., Kumazawa, M. & Yasuda, Y. 2007. Advanced Micro-XRF Method to Separate Sedimentary Rhythms and Event Layers in Sediments: Its Application to Lacustrine Sediment from Lake Suigetsu, Japan. *Journal of paleolimnology*, 37, 259-271.
- Kjøllmoen, B., Andreassen, L. M., Elvehøy, H., Jackson, M. & Giesen, R. H. 2010. Glaciological investigations in Norway in 2009 *Glaciological investigations in Norway*. NVE.
- Knighton, D. 1998. *Fluvial Forms and Processes; A New Perspective*, London, Hodder Arnold.
- Koç, N. Fortidens klima: Naturlige endringer i Golfstrømmen de siste 11000 årene. Klimascenarier for norsk Arktis, 2006 Tromsø. NorAcia.
- Kofstad, P. K. 2009. mangan. 14.02.2009 ed.: Store norske leksikon.
- Kverndal, A. & 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.

- Lie, Ø., Dahl, S. O. & Nesje, A. 2003. Theoretical equilibrium-line altitudes and glacier buildup sensitivity in southern Norway based on meteorological data in a geographical information system. *The Holocene*, 13, 373-380.
- Lie, Ø., Dahl, S. O., Nesje, A., Matthews, J. A. & Sandvold, S. 2004. Holocene fluctuations of a polythermal glacier in high-alpine eastern Jotunheimen, central-southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1925-1945.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of sedimentary research*, 52, 279-297.
- Malå. 2012. *RadExplorer Software* [Online]. Available: <http://www.malags.com/Products/MALA-RadExplorer> [Accessed 01.02 2012].
- Marshak, S. 2008. *Earth - Portrait of a Planet*, London, W.W. Norton & Company, Inc.
- Matthews, J. A., Olaf 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., Lauritsen, T., Rønning, J. S. & Tønnesen, J. F. 1995. Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak. *NGU-rapport*. Met.No 2012. eKlima. Meteorologisk institutt.
- Mulder, T. & Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Nesje, A. 1992. A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and alpine research*, 24, 257-259.
- Nesje, A. 1995. *Brelære*, Kristiansand, Høyskoleforlaget.
- 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., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R. 1991. Holocene glacial and climate history of the Jostedalsbreen region, Western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10, 87-114.
- 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 Jostedalsbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11, 267-280.
- Nesse, W. D. 2000. *Introduction to mineralogy*, New York, Oxford University Press.
- Ngu 2010. Produktspesifikasjon: ND_Løsmasser. Norges geologiske undersøkelse.
- Ngu. 2011. *Nasjonal berggrunnsdatabase*. Norges geologiske undersøkelse.
- Norgeskart.No. 2012. *Norgeskart* [Online]. Statens kartverk. Available: http://www.statkart.no/nor/Statens_kartverk/Om_Statens_kartverk/Kart_pa_netts/ [Accessed 08.03.12 2012].
- Norkart 2006. Norge i 3D.
- Nve. 2009. *Glasiologiske undersøkelser i Norge* [Online]. Available: <http://www.nve.no/no/Vann-og-vassdrag/Hydrologi/Bre/Glasiologiske-undersokelser-i-Norge/> [Accessed 07.03.12 2012].
- Osmaston, H. 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area×Altitude, the Area×Altitude Balance Ratio and the Area×Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138-139, 22-31.

- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Bakke, J., Løvlie, R. & Nesje, A. 2007a. Cirque glacier activity in arctic Norway during the last deglaciation. *Quaternary Research*, 68, 387-399.
- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Løvlie, R., Bakke, J. & Nesje, A. 2007b. Rockglacier activity during the Last Glacial-Interglacial transition and Holocene spring snowmelting. *Quaternary Science Reviews*, 27, 793-807.
- Peinerud, E. K. 2000. Interpretation of Si concentrations in lake sediments: three case studies. *Environmental Geology*, 40, 64-72.
- 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.
- Pinet, P. R. 2006. *Invitation to Oceanography*, Sudbury, MA, Jones and Bartlett Publishers.
- Porter, S. C. 1975. Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5, 27-47.
- Raade, G. 2011. gabbro. *Store norske leksikon*. 20.10.2011 ed.: Store norske leksikon.
- Rea, B. R. 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 28, 237-248.
- Rea, B. R. & Evans, D. J. A. 2007. Quantifying climate and glacier mass balance in north Norway during the Younger Dryas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246, 307-330.
- Rea, B. R., Whalley, W. B., Rainey, M. M. & Gordon, J. E. 1996. Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. *Geomorphology*, 15, 109-121.
- Renberg, I. & Hansson, H. 2008. The HTH sediment corer. *Journal of paleolimnology*, 40, 655.
- Rinnan, A. S. 2012. *Høyoppløselig rekonstruksjon av brefluktuasjoner på Fastdalstindbreen gjennom holosen*. Master, Universitetet i Bergen.
- Rothwell, R. G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I. W. & Frenz, M. 2006. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. In: ROTHWELL, R. G. (ed.) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. London: The Geological Society of London.
- Rubensdotter, L. & Rosqvist, G. 2009. Influence of geomorphological setting, fluvial-, glaciofluvial- and mass-movement processes on sedimentation in alpine lakes. *The Holocene*, 19, 665-678.
- Sejrup, H. P., Haflidason, H. & Andrews, J. T. 2011. A Holocene North Atlantic SST record and regional climate variability. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3181-3195.
- Seppä, H., Birks, H. H. & Birks, H. J. B. 2002. Rapid climatic changes during the Greenland stadial 1 (Younger Dryas) to early Holocene transition on the Norwegian Barents Sea coast. *Boreas*, 31, 215-225.
- Seppä, H. & Birks, H. J. B. 2001. July mean temperature and annual precipitation trends during the Holocene in the Fennoscandian tree-line area: pollen-based climate reconstructions. *The Holocene*, 11, 527-539.
- Seppä, H. & Birks, H. J. B. 2002. Holocene Climate Reconstructions from the Fennoscandian Tree-Line Area Based on Pollen Data from Toskaljavri. *Quaternary Research*, 57, 191-199.

- Snowball, I. & Sandgren, P. 1996. Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. *The Holocene*, 6, 367-372.
- Sollid, J. L., Andersen, S., Hamre, N., Kjeldsen, O., Salvigsen, O., Sturød, S., Tveitå, T. & Wilhelmsen, A. 1973. Deglaciation of Finnmark, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 27, 233-325.
- Statkart 2010. Norgeskart - gratis illustrasjonskart. 19.10.10 ed.
- Strahler, A. & Strahler, A. 2006. *Introducing physical geography*, USA, John Wiley & Sons, Inc.
- 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., Battarbee, R. W., O'sullivan, P. E. & Oldfield, F. 1975. Magnetic Susceptibility of Lake Sediments. *Limnology and Oceanography*, 20, 687-698.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M. & Bickert, T. 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q02004.
- 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*, 21, 597-614.
- 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.
- Vinther, B. M., Clausen, H. B., Fisher, D. A., Koerner, R. M., Johnsen, S. J., Andersen, K. K., Dahl-Jensen, D., Rasmussen, S. O., Steffensen, J. P. & Svensson, A. M. 2008. Synchronizing ice cores from the Renland and Agassiz ice caps to the Greenland Ice Core Chronology. *J. Geophys. Res.*, 113, D08115.
- Vorren, K. D., Jensen, C. & Alm, T. 1999. Klimautviklingen i Troms og Vesterålen de siste 26000 år. *Ottar*, 227, 29-35.
- Vorren, T. O. 1977. Grain-size distribution and grain-size parameters of different till types on Hardangervidda, south Norway. *Boreas*, 6, 219-227.
- Walker, M. 2005. Radiometric Dating 1: Radiocarbon Dating. In: WALKER, M. (ed.) *Quaternary Dating Methods*. West Sussex, England: John Wiley & Sons Ltd.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M. & Widmann, M. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791-1828.
- 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.
- Winsvold, S. H. & Andreassen, L. M. Arealkartlegging av norske breer ved bruk av GIS, kart og satelittbilder. Geoforum 2011, 2011 Oslo. Geoforum.

- Worsley, P. 2007. The British Geological Survey's glacialogical expedition to Arctic Norway in 1865. *Mercian Geologist*.
- Yde, J. C. & Paasche, Ø. 2010. Reconstructing Climate Change: Not All Glaciers Suitable. *Eos Trans. AGU*, 91.