

En kontinuerlig, høyoppløselig rekonstruksjon av brefluktasjoner på Hambergbreen, Syd Georgia, de siste 1500 år

Sunniva Solheim Vatle



Masteroppgave i Geovitenskap

Studieretning Kvartærgeologi og paleoklima

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Mai 2012

Forord

Det er mange som fortjener en stor takk for støtte og oppmuntring i skriveperioden under masteren min. Jeg vil takke veilederen min Jostein Bakke for at jeg fikk være med på dette spennende prosjektet til Syd Georgia, interessante diskusjoner og tilbakemeldinger. Takk til Anne Bjune som støttet meg gjennom en koloni av pelssel på vei til feltområdet og Åsmund Bakke for eksellent båtkjøring og manøvrering på Hamberg Lakes og Penguin River. Takk til Bjørn Kvisvik, Øyvind Paasche og Jostein Bakke for taking av sedimentkjerner til denne oppgaven. Takk til Øyvind Paasche for kritiske tilbakemeldinger som fikk meg til å presisere styrkene ved dataene.

Jeg vil takke masterstudentene Kristina Harila Skjold, Thea Tingelstad Eeg, Solveig Otterå, og Arild Sunde Rinnan for utmerket samhold og god stemning gjennom masteren. En spesiell takk til Ben Robson for at du leste gjennom oppgaven min. Jeg vil også rette en takk til alle på Hovedkvarteret for støtte under tunge tider og god stemning jevnt over!

Takk til Graham Simpkins som hjalp meg med forståelsen av Southern Annular Mode.

Takk Mamma, for gjennomlesing av oppgaven og gode middager.

Til slutt vil jeg rette en stor takk til Tom for støtte og oppmuntring. Samt hjelp med oppgaven og bilder jeg trengte av feltområdet etter at jeg hadde reist hjem.

Bergen, mai 2012

Sunniva Solheim Vatle

Abstract

A sediment record from a distal-glacial fed lake has the potential to contain continuous, high-resolution record of glacial fluctuations backwards in time. In this thesis multiple sediment cores from Middle Hamberg Lake, at South Georgia, Southern Ocean, has been used to reconstruct glacial fluctuations on the Hamberg Glacier at high temporal resolution. The multi proxy analyses on the sediments from the distal glacier-fed lake show that the Hamberg Glacier has been very dynamic over the last 1500 years. During the time period AD 400-730, the Hamberg Glacier was in an advanced position followed by a rapid retreat up until AD 770, when it halted approximately at the same position as the present day glacier. During the following centuries the glacier gradually increased until AD 1300 and thereafter retreated until 1470 when the glacier advances associated with the Little Ice Age (LIA) began. During the LIA, the glacier had its maximum advance twice; close to AD 1600 and AD1800. The glacier halted in an advance position covering the Upper Hamberg Lake until the end of 1990s. Over the most recent 30 year period, by contrast, the Hamberg Glacier has receded rapidly to its present minimum. The increasing air temperatures and sea surface temperatures in Antarctica is interpreted as the main contributor for the retreat of the glacier. The reconstructed glacial fluctuations on the Hamberg Glacier have further been compared with reconstructed glacial fluctuations at Austre Okstindbre, Northern Norway, and the pattern variability are clearly out of phase and also in periods in anti-phase. This anti-phasing pattern of glacier variability may be caused by the bi-polar seesaw effect that also is seen in modern day instrumental data.

Innhold

1.0 Introduksjon	- 1 -
1.1 Problemstilling	- 3 -
1.2 Studieområde - historie, klima og geologi	- 3 -
1.2.1 Klima	- 4 -
1.2.2 Geologi	- 6 -
1.2.3 Tidligere forskning på Syd Georgia	- 7 -
2.0 Beskrivelse av studieområdet og geomorfologisk kartlegging.....	- 9 -
2.1 Studieområde – Hambergbreen	- 9 -
2.2 Beskrivelse og tolkning av landformer.....	- 10 -
2.3 Geomorfologiske kart.....	- 17 -
2.4 Prøver fra nedslagsfeltet.....	- 19 -
2.5 GPR profil fra Zenker Ridge	- 21 -
3.0 Innsjøsedimenter	- 24 -
3.1 Sedimentkjerner.....	- 24 -
3.2 Hamberginnsjøene.....	- 26 -
3.3 Kjernetaking og datainnsamling.....	- 26 -
3.3.1 Stempelprøvetaker	- 28 -
3.4 Laboratoriemetoder	- 28 -
3.4.1 Magnetisk Susceptibilitet	- 28 -
3.4.2 XRF (X-ray Fluorescence)	- 29 -
3.4.3 Glødetap (Loss on Ignition- LOI).....	- 29 -
3.4.4 Tørr massetetthet (Dry-Bulk-Density (DBD))	- 30 -
3.4.5 Vanninnhold (WC)	- 30 -
3.5 Beskrivelse og tolkning av MHLP-608.....	- 30 -
3.6 Beskrivelse og tolkning av kjernene MHLP-108, 208, 308, 408, 508, 708, 808 og 908	- 36 -
3.7 Korrelasjonsanalyse.....	- 40 -
3.8 Alder-dybde modell.....	- 43 -

3.9 Blydateringer	- 46 -
3.10 Relativ brefluktasjonskurve.....	- 47 -
3.11 Oppsummering	- 49 -
4.0 Rekonstruksjon av brefluktasjoner fra proglasiale innsjøavsetninger	- 50 -
4.1 Likevektslinje	- 50 -
4.2 Metoder for å regne ut likevektslinje.....	- 51 -
4.3 Rekonstruksjon av paleolikevektslinjer på Hambergbreen	- 52 -
4.4 Oppsummering	- 56 -
5.0 Diskusjon.....	- 57 -
5.1 Datagrunnlag – gyldighet og kvalitet	- 57 -
5.1.1 Valg av studieområde	- 57 -
5.1.2 Geomorfologisk kartlegging.....	- 58 -
5.1.3 Prøver fra nedslagsfeltet.....	- 58 -
5.1.4 Sedimentkjerner.....	- 60 -
5.1.5 Rekonstruksjon av likevektslinjer	- 62 -
5.2 Glasiale fluktasjoner sett i lys av flere kjerner	- 64 -
5.3 Brefluktasjoner på Hambergbreen.....	- 66 -
5.3.1 500 til 770 e.Kr. (1500-1180 kal år BP).....	- 66 -
5.3.2 770 til 950 e.Kr. (1180-1000 kal år BP).....	- 68 -
5.3.3 950 e.Kr. til i dag (1000-0 kal år BP).....	- 69 -
5.7 Regionale brefluktasjoner.....	- 70 -
5.8 Interhemisfæriske koblinger	- 71 -
5.9 Skandinaviske brefluktasjoner i Sein-Holosen.....	- 82 -
5.10 Den ”Bipolare seesaw”.....	- 84 -
5.9 Oppsummering	- 87 -
6.0 Konklusjon	- 89 -
7.0 Referanser.....	- 91 -

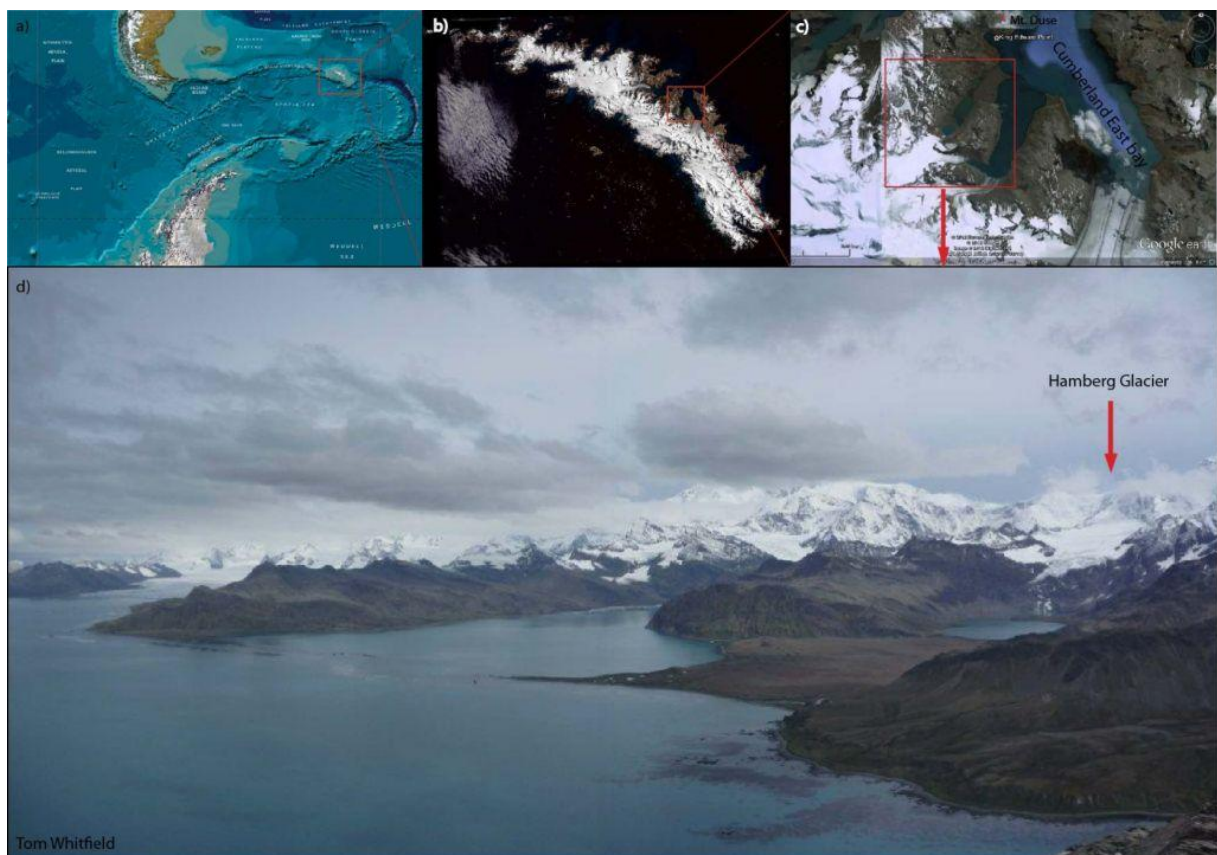
1.0 Introduksjon

Denne masteroppgaven er en del av to forskningsprosjekter; det første prosjektet er PALEODRAKE som hadde som mål å rekonstruere marint og terrestrisk paleoklima i regionen rundt Drakepassasjen, Sørishavet, ved hjelp av marine sedimentkjerner og kjerner fra innsjøer på Syd Georgia. Det andre prosjektet er SHIFTS som er et forskningsprogram som arbeider med proglasiale innsjøsedimenter fra Syd Georgia (se figur 1.0.1) og Kerguelen i Sørishavet samt Norge og Svalbard i Nord-Atlanteren. Målsetningen er å sammenligne de polare regionene for å se på ulikheter og likheter i breaktivitet i fortiden mellom disse områdene. Dette masterprosjektet omhandler den sørlige komponenten og dreier seg om høyoppløselige analyser av sedimentkjerner fra en proglasial innsjø samt geomorfologisk kartlegging fra Syd Georgia med den målsetning å forbedre forståelsen av hvordan breen har variert i størrelse de siste tusen årene på øyen (figur 1.0.1).

Syd Georgia er en øy i Sør-Atlanteren mellom 50-55° S og 35-40° V i et klimatisk sensitivt område: innenfor polarfronten på grensen mellom Antarktis og midtre breddegrader. Klimaet er kaldt og store deler av øyen er dekket av breer. Breene reagerer raskt på endringer i atmosfæriske og oseanografiske forhold og en kontinuerlig rekonstruksjon av brefluktasjoner kan brukes som prokxy på klimatiske endringer, både i forhold til temperatur og nedbør (Porter, 1975). Kontinuerlige brefluktasjoner kan rekonstrueres ut i fra sedimenter fra proglasiale innsjøer, dette er mulig siden det er påvist en positiv korrelasjon mellom glasiale sediment fra proglasiale innsjøer og brestørrelse mellom annet fra studier i Norge (Roald og Haakensen, 1985). Dette er grunnleggende prinsipp for rekonstruksjon av kontinuerlige brefluktasjoner i Holosen og bruken av innsjøsedimenter i Skandinavia men også andre steder i verden (Karlén, 1976, Karlén, 1981, Nesje et al., 1991b, Nesje et al., 2001, Nesje et al., 1995, Nesje et al., 2000a, Dahl og Nesje, 1994, Snowball og Sandgren, 1996).

De glasiale sedimentene kan bli skilt ut fra annet akkumulert materiale i en innsjø ved hjelp av en tilnærming der flere ulike metoder blir brukt til å undersøke de fysiske egenskapene ved sedimentene, dette kan være tetthet av massen (DBD) og geokjemiske analyser (XRF) (Lie et al., 2004, Bakke et al., 2005b, Osborn et al., 2007, Bakke, 2009). Gjennom bruk av ulike metoder er målet å skille ut de ikke-glasiale sedimentkildene fra de sedimentene som er produsert av breen, dette kan være alt fra paraglasiale prosesser, massestrømmer, snøskred og turbiditter (f.eks. Rubensdotter, 2002, Rubensdotter og Rosqvist, 2009, Bakke et al., 2005b,

Paasche, 2007, Støren et al., 2008, Bakke et al., 2010, Støren et al., 2010, Vasskog et al., 2011). Uavhengig daterte morener sammenstilles med sedimentkronologien i kjernene og på den måten kan en fastsette et forhold mellom brestørrelse og sedimentparametre. Ved hjelp av en regresjonsmodell mellom kjente brestørrelser og en datert tidsserie (for eksempel basert på DBD) kan en lage en kontinuerlig rekonstruksjon av likevektslinjen (Bakke og Nesje, 2010, Bakke et al., 2010). Metoden har mange feilkilder og det er viktig å være sikker på at opphavet til sedimentene er breen og ikke andre prosesser som virker i nedslagsfeltet. Resultatene fra sedimentkjernene fra Midtre Hamberginnsjø på Syd Georgia skal først og fremst gi en større forståelse av brefluktasjoner på Syd Georgia i sein-Holosen. Deretter vil denne kontinuerlige rekonstruksjonen av brefluktasjon kobles sammen med uavhengig daterte morener for å konstruere en likevektsline og til sist vil funnene bli diskutert og sammenlignet med regionale proksidata.



Figur 1.0.1: Studieområdet: a) Syd Georgias plassering i Sørishavet, b) Syd Georgia, c) Hambergbrens plassering på Syd Georgia og d) utsikt fra Mt. Duse, pil viser Hambergbreen.

1.1 Problemstilling

Hovedproblemstilling:

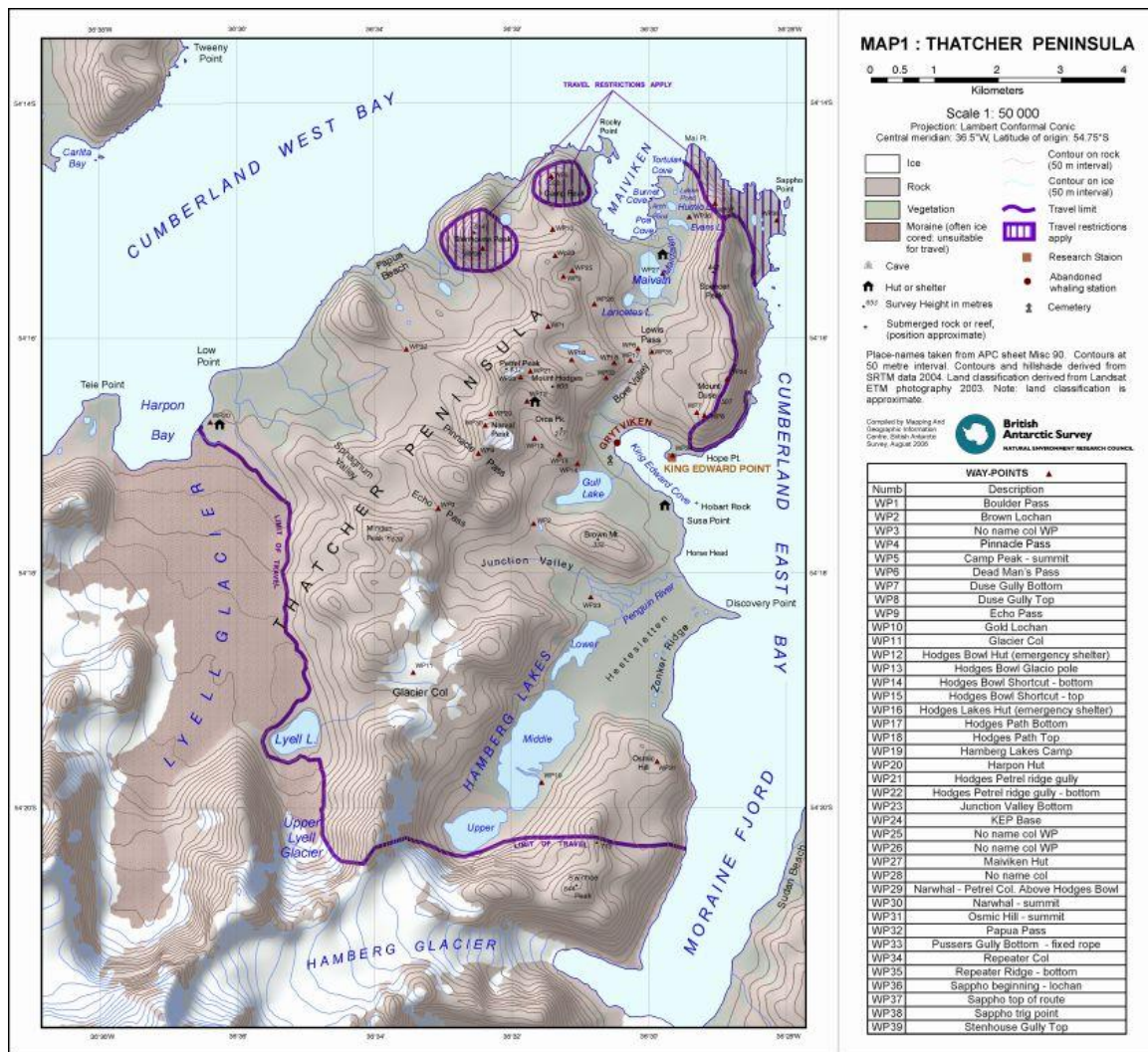
1. Hvordan har størrelsen til Hambergbreen variert gjennom Holosen?

Underproblemstillinger:

2. Er det mulig å bruke sedimentkjernene fra Midtre Hamberginnsjøen til å lage en kontinuerlig rekonstruksjon av Hambergbreen?
3. Er det mulig å knytte de uavhengig daterte endemorenene foran Hambergbreen til sedimentvariabilitet i Midtre Hamberginnsjøen?
4. På hvilken måte har dannelsen av Zenker Ridge påvirket sedimentasjonen i Hamberginnsjøene?
5. I hvilken grad er rekonstruksjonen fra Hambergbreen representativ for det regionale klimaet på Syd Georgia i et lengre tidsperspektiv?
6. Hvordan har breene i sub-Antarktis variert sammenliknet med breene i Skandinavia?

1.2 Studieområde - historie, klima og geologi

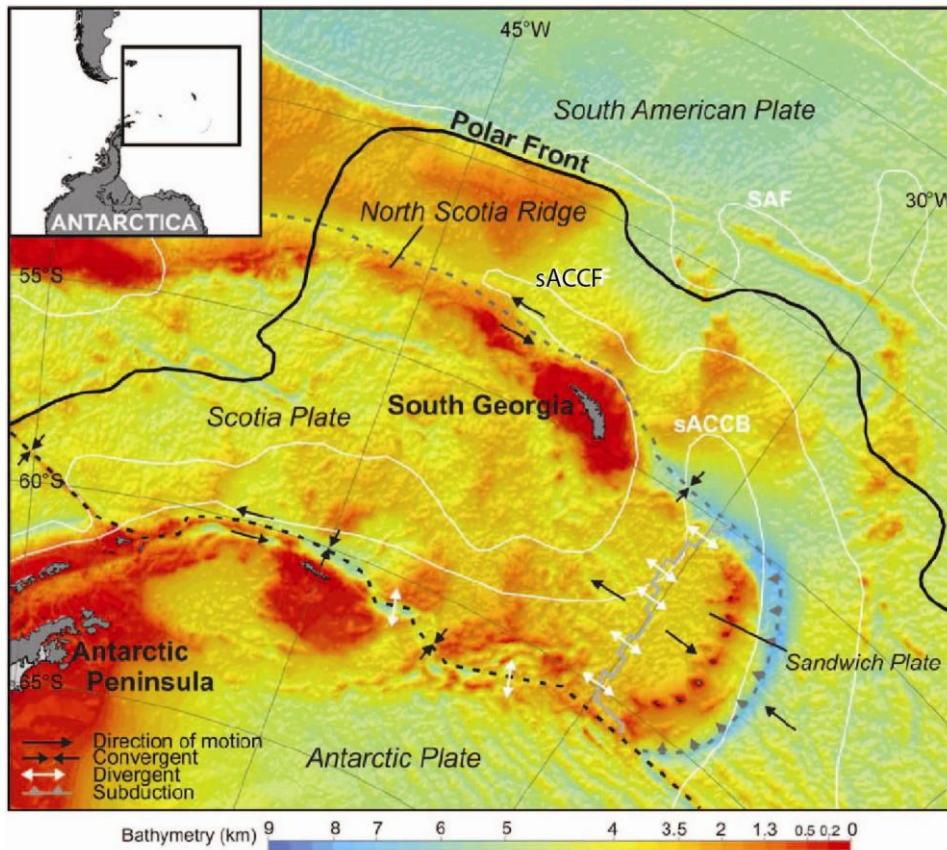
Syd Georgia ligger på 54-55° S, 36-38° V, 1450 km fra Port Stanley på Falklandsøyene, 1550 km fra innlandsisen i Antarktis og 4800 km fra Kapp det Gode Håp. Øyen er om lag 170 km lang, fra 2-30 km bred og har et samlet overflateareal på omtrent 3755 km² hvorav halvparten er permanent dekket av is og snø (Headland, 1984). Syd Georgia ble oppdaget i 1675 av Antoine de la Roché og har en historie med mange ekspedisjoner, hvorav noen har vært vitenskaplige. Øyen har også en historie som rommer den moderne utviklingen av hvalindustri, i tillegg til at den spilte en sentral rolle i Falklandskrigen i 1982. På begynnelsen av 1900-tallet var det flere industrisamfunn av hvalfangere på øyen. Da hvalfangst ble forbudt i 1965 ble øyen fraflyttet. Topografien på Syd Georgia består av daler, fjorder og en lang rekke fjell over 2000 moh. som strekker seg langs øyens fjellkjede. Samtidig finnes det grønne laguner med pingviner, seler og reinsdyr (Headland, 1984). Den britiske forskningsstasjonen King Edward Point (KEP) og Bird Island er de eneste stedene med permanent bosetning i moderne tid. Her overvintrer forskere og fiskerioppsyn for å drive med forskning og overvåking i samarbeid med fiskeindustrien i Sørishavet.



Figur 1.2: Kart over Thatcher Peninsula hvor King Edward Point, Grytviken, Hambergbreen og innsjøene ligger. Kartet er fra British Antarctic Survey.

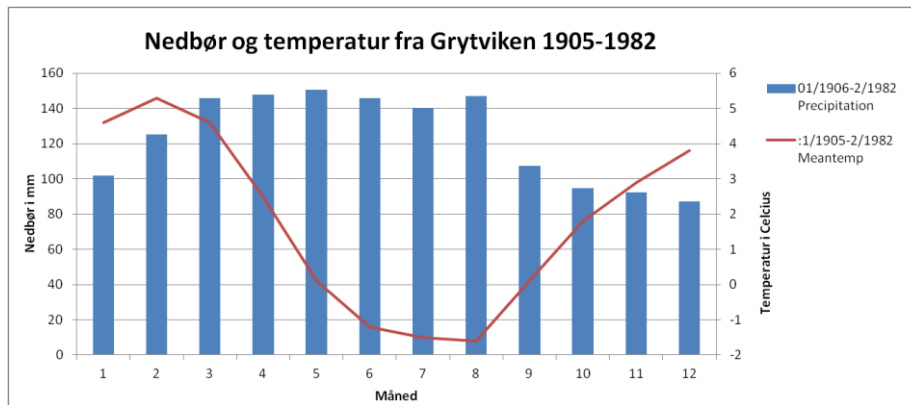
1.2.1 Klima

Syd Georgias klima er styrt av endringer i den Antarktiske sirkumpolare strømmen (Antarctic Circumpolar Current, ACC), variasjoner polarfronten (se figur 1.2.1), hendelser knyttet til El Niño Southern Oscillation (ENSO) og Southern Annular Mode (SAM) (Trathan et al., 1997, Thorpe et al., 2002, Meredith et al., 2008, Trathan og Murphy, 2003). Det er påvist en link mellom havoverflatetemperatur (SST) på Syd Georgia, ENSO og SAM fra 1980 til 2005 (Meredith et al., 2008) (SAM og ENSO blir definert og diskutert i kapittel 5.8). Syd Georgias nærhet til Polarfronten gjør at klimaet er kjølig og svært skiftende da det stadig kommer kraftige lavtrykk over øyen som følge av ACC (Trathan et al., 1997).

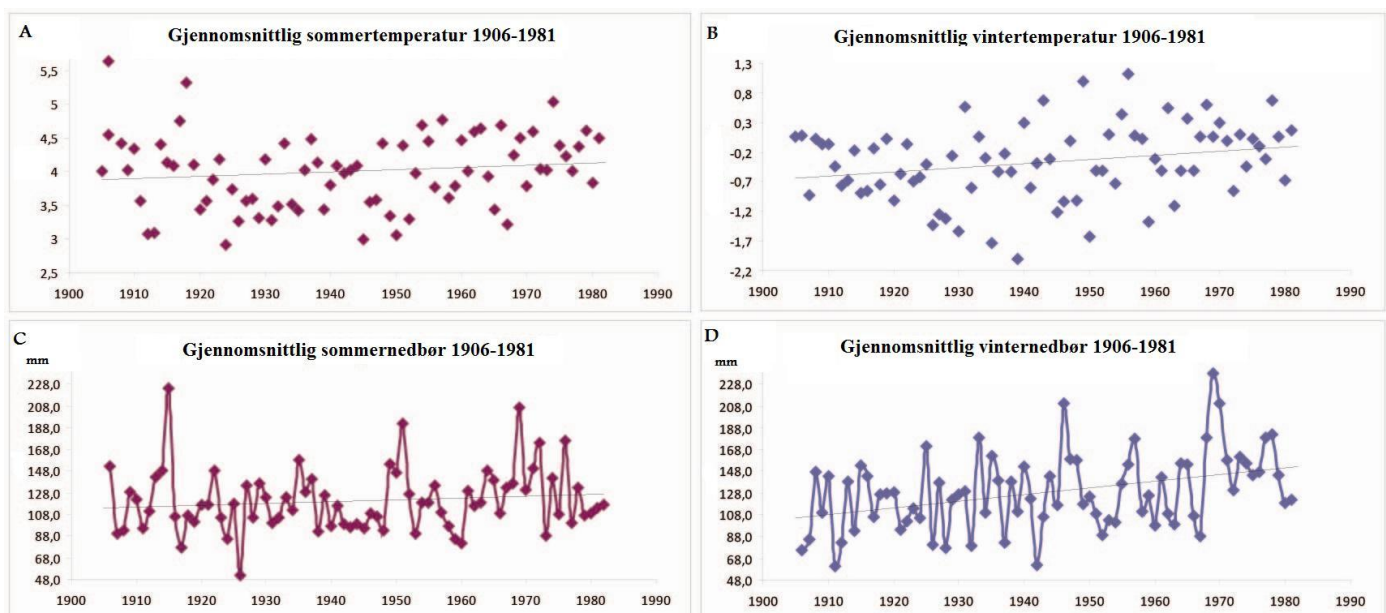


Figur 1.2.1: Syd Georgias plassering øst for spissen på Sør-Amerika og den Antarktiske halvøy, innenfor Polarfronten i den Antarktiske sirkumpolare havstrømmen, med flere grenser; sACCF/sACCB: Den sørlige Antarktiske sirkumpolare havstrøm front/grense; SAF, sub-Antarktiske Front. Illustrasjonen er hentet fra Graham et al. (2008).

Værstasjonen på King Edward Point (KEP, stasjon no. 88903) har vært operativ i perioden 1905 til 1980. I perioden 1905-1982 var den gjennomsnittlige sommertemperaturen (1.november til 30.april) 4°C og den gjennomsnittlige vintertemperaturen (1.mai til 30.oktober) var -0.3°C . Temperaturene varierte fra år til år fra en gjennomsnittlig sommertemperatur i 1905 på 5.6°C til 2.9°C i 1924. Den gjennomsnittlige sommernedbøren for samme periode var 120 mm og 128 mm for vinteren. Variasjonene er størst om vinteren sammenlignet med sommeren når en ser på gjennomsnittlig nedbør (se figur 1.2.1.1). På grunn av relieffet på nesten 3000 meter er mye av nedbøren orografisk forsterket. Vindmålingene startet i 1912 og viser stor variasjon, den gjennomsnittlige vindhastigheten på KEP fra 1912-1982 var 8.4 m/s. De meteorologiske dataene kommer fra British Antarctic Survey.



Figur 1.2.1.1: Nedbør i Grytviken for årene 1905-1982 vist med gjennomsnitt av all nedbør i løpet av perioden for hver måned. 1= januar, 2= februar osv. Temperatur er vist som rød linje.



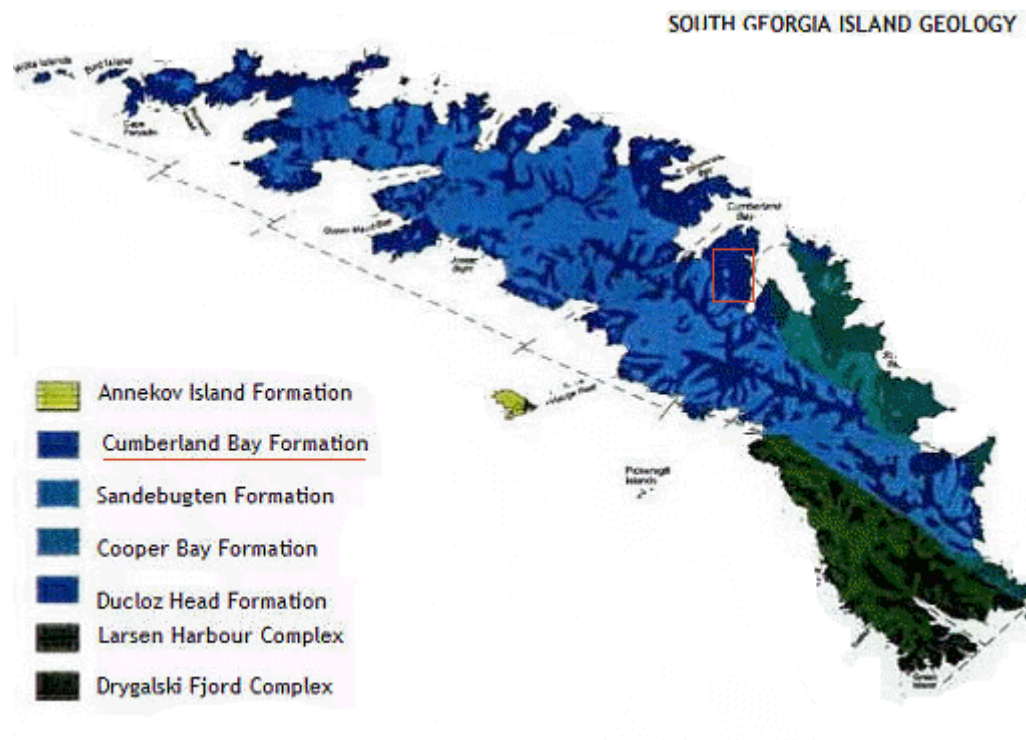
Figur 1.2.1.2: A) Gjennomsnittlig temperatur (°C) viser at temperaturene i Grytviken varierte fra 3°C til 6°C i gjennomsnitt om sommeren (nov. - mai). B) Den gjennomsnittlige vintertemperaturen (mai - okt.) fra 1906-81 varierte fra -1.5°C til 1.2°C målt i celsius. C) Gjennomsnittlig sommernedbør og gjennomsnittlig vinternedbør D).

1.2.2 Geologi

Berggrunnen på Syd Georgia kan deles in i to hovedseksjoner, Cumberland Bay Formasjonen og Sandebugten Formasjonen (Trendall, 1959). Disse består henholdsvis av Tuffig Gråvakke (Tuffaceous Greywackes), og en Kvartsittisk Gråvakke (Quartzose Graywackes).

Berggrunnen ble dannet i Kritt da Syd Georgia var tilknyttet Sør-Amerika langs det som i dag er den sørlige delen av Burdwood Bank. Cumberland Bay formasjonen ble til av avsetningene avsatt fra en vulkan på det Søramerikanske kontinent og på grunn av platetektonikk ble berggrunnen deformert og foldet (Dalziel et al., 1975).

Det er høy konsentrasjon av Titan, Mangan og Magnesium i Cumberland Bay Formasjonen, og som består hovedsakelig av en matriks av vulkanske kalk-alkaline steiner med lite innhold av kvarts og feldspar (Clayton, 1982).



Figur 1.2.2: Syd Georgias geologi utgitt av British Antarctic Survey (Bas, 1987). Studieområdet består av Tuffig Gråvakke, kalt Cumberland Bay formasjonen.

1.2.3 Tidligere forskning på Syd Georgia

Det er gjort mange vitenskapelige undersøkelser på Syd Georgia og det mest relevante arbeidet i forhold til denne masteroppgaven er det som er gjort av kartlegging og datering av morenesystemer (Clapperton, 1971, Sugden og Clapperton, 1976, Clapperton et al., 1989, Van Der Putten og Verbruggen, 2005, Bentley et al., 2007, Graham et al., 2008, Roberts et al., 2010). Glasiologiske undersøkelser er også utført (Smith, 1959, Hayward, 1983, Gordon og Timmis, 1992, Gordon et al., 2008), samt steinbre-undersøkelser (Birnie og Thom, 1982), permafrost (Heilbronn og Walton, 1984), torvprofiler (Smith, 1981, Van Der Putten et al., 2004, Van Der Putten et al., 2009, Van Der Putten et al., 2011), og innsjøkjemi og kjerner (Wasell, 1993, Rosqvist et al., 1999, Rosqvist og Schuber, 2003, Moreton et al., 2004).

Graham et al (2008) har kartlagt batymetrien rundt Syd Georgia på den Sub-marine kontinentalhyllen og angivelig funnet siste istids maksimum utbredelse (LGM) morenekompleks rundt 50 km utenfor dagens kystlinje (Graham et al., 2008). Deglasiasjonen

på Syd Georgia begynte rundt 18 600 kal år BP (år før 1950). Kaldt klima hersket frem til like etter 14 000 kal år BP og varte gjennom Yngre Dryas (12 700-11 500) med stor variabilitet. De postglasiale forholdene mellom 8400 og 6500 ble avbrutt av en kald periode som varte i 400 år og begynte rundt 7800 kal år BP (Rosqvist et al., 1999). Rosqvist og Schuber (2003) har studert en sedimentkjerne fra Block innsjø nær Husvik på Tønsberg halvøyen. Her fant de en sekvens av tusenårs oppløsning på klimaendringer som startet for 7200 kal år BP med en kald hendelse fra 7200 til 7000. Dette var fulgt av en ny kald episode fra 5200 til 4400 kal år BP, mellom 2400 og 1600 og etter 1000. Varme perioder ble påvist rundt 7300, 6000, 4100, 2500 og 1200 kal år BP (Rosqvist og Schuber, 2003).

Clapperton et al., (1989) skiller mellom fem ulike morenetrinn: det eldste (18 000 år siden) gikk helt ut på kontinentalhyllen og det andre like utenfor dagens kystlinje for 14-18 000 år siden. Det tredje morenetrinnet ligger 2-6 km utenfor dagens breer (10-12 000 år siden), det fjerde trinnet 6 km fra dagens breutbredelse (2200-1000 kal år BP) og det femte omtrent 800 m fra dagens breer (12-19 århundre). Clapperton et al. (1989) anslår at likevektslinjen måtte senkes med 100 og 50 m for å danne morenetrinn 4 og 5 (Clapperton et al., 1989, Clapperton, 1990). Van der Putten et al., (2009) fant ut ved hjelp av makrofossiler at klimaet ble tørrere fra 5200 kal år BP og fra 5000 ble klimaet våtere igjen. Fra 4400 ble det tørrere og varmere frem til 3400 og en overgang til tørrere klima skjedde mellom 2200 til 2100 (Van Der Putten et al., 2009).

En sidemorene på Greene Peninsula er datert med ^{10}Be (eksponeringsdatering) og gav en alder på 3600 ± 1100 år. Morenen er korrelert med den ytterste morenen på Zenker Ridge like i nærheten av Hambergbreen (Bentley et al., 2007). Roberts (2010) fant ut ved lichenometri at breene i Prins Olav Havn (Harbour) rykket frem i perioden 1700 til 1870 e. Kr. Hayward (1983) har undersøkt beretninger og bilder fra Syd Georgia i perioden 1883 til 1974, han viser at mange av breene på øyen hadde bre fremrykk i denne perioden og at flere morenerygger ble dannet i 1910, og sent i 1920 årene. Siden 1950-tallet har botnbreene trukket seg raskt tilbake og siden 1970 har tidevannsbreene trukket seg tilbake også (Gordon et al., 2008).

2.0 Beskrivelse av studieområdet og geomorfologisk kartlegging

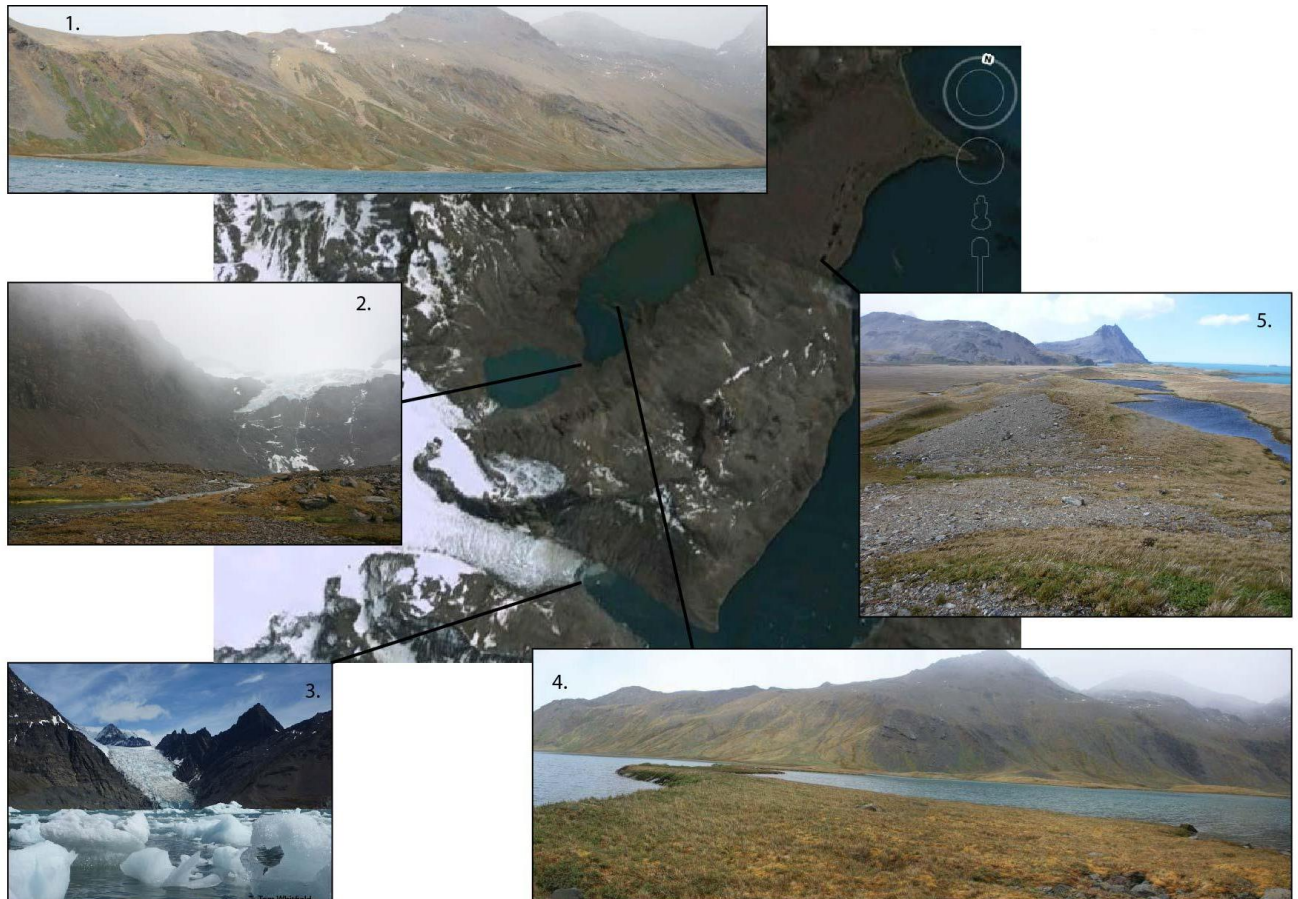
Hovedmålet med oppgaven er å rekonstruere brefluktuasjoner på Hambergbreen så langt tilbake i tid som mulig. For å lage en rekonstruksjon må nedslagsfeltet rundt breen og innsjøen kartlegges for å få oversikt over aktive og tidligere aktive prosesser (Rubensdotter og Rosqvist, 2009) som fører sedimenter inn i vannet og landformer (morener) som kan brukes i en rekonstruksjon av likevekstlinjen på Hambergbreen. Dette gjøres ved kartlegging av landformer og avsetninger og disse tolkes i henhold til hvilken prosess som avsatte dem. Deretter kobles disse prosessene og landformene til sedimentkjernene (Nesje et al., 1991a). Dette kapitlet tar for seg hvordan den geomorfologiske kartlegging ble gjennomført, en beskrivelse av feltområdet og en tolkning av de ulike landformer og prosessene knyttet til dem. Resultatene fra nedslagsfeltprøver og en georadar (GPR) undersøkelse på Zenker Ridge blir til sist fremstilt og tolket.

Hjelpemidler som ble brukt under kartleggingen var kart fra British Antarctic Survey (Bas, 2006), GPS, Google Earth/ satellittbilder og historiske bilder. Det finnes per i dag ikke noen kartserier i større målestokk som dekker hele Syd Georgia, men det finnes et kart med målestokken 1: 50 000 som er godt nok for geomorfologisk kartlegging som dekker Thatcher Peninsula som også er tilgjengelig i ArcGIS (Geographic Information System) (Gsgssi og Bas, 2012).

2.1 Studieområde – Hambergbreen

Hambergbreen ligger i et alpint fjell-landskap (S 54° 21' V 36° 33') nær Moraine Fjord og Grytviken, i East Cumberland Bay på østkysten av Syd Georgia (se Figur 1.0.2). Denne breen strekker seg fra Moraine Fjord, hvor den kalver, og helt opp til Mount Sugartop (2323 moh.). I 2007 var breen 7.6 km², 6.2 km lang og høydespennet gikk fra 0-2000 moh. (Bentley et al., 2007). I følge Gordon et al. (2008) har breen trukket seg tilbake 1 km siden 1970 tallet. I 1957 var Hambergbreen 11.4 km², 7.45 km lang og firngrensen (grensen mellom snø og is) lå på omtrent 500 moh. (Smith, 1959). Gjennom massebalanseåret 1957-58, hadde breen trukket seg tilbake med en distanse på 80 m. Netto tap lå på $2.9 \times 10^6 \text{ m}^3$, omtrent likt som den målte tilbaketrekningen av breen: $4.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Smith, 1959). Det er for tiden ingen massebalansemålinger av Hambergbreen. Breen har et platå fra 800-1200 moh. og to brearmer drenerer ut fra dette platået henholdsvis mot øst og nord. På nordøst siden av breen er det en fjellterskel hvor breen henger over og danner et brefall mot Hambergdalen. Til

slutten av 1990-tallet ble en regenerert bre opprettholdt av isras og snøskred fra hovedbreen, men etter 2000 har denne smeltet helt bort (Gordon et al., 2008). Fra 1902 til 1928 ble det tatt flere bilder av Hamberg-breen som viste at breen hang sammen med den regenererte breen under (Hayward, 1983). Selve brefallet ser ut til å ha holdt den samme posisjonen siden 1969 (Gordon et al., 2008).



Figur 2.1.1: Oversikt over Hamberginnsjøene og breen.1: Slake skråninger på nordøstlig side av Midtre Hamberginnsjø. 2: Hambergbreen sett mot sørvest. 3: Hambergbreen sett fra Greene Peninsula mot vest. 4: I midten av Midtre Hamberginnsjø seende mot øst. 5: Zenker Ridge seende mot nord.

2.2 Beskrivelse og tolkning av landformer

1. Øvre Hamberginnsjø

Posisjon: S 54 20 12.32 V 36 32 35.99

Beskrivelse: Flere avlange rygger er kartlagt med Google Earth og i felt, de er plassert omkring Øvre Hamberginnsjø og er rundt 5 meter høye (se figur 2.2.1, bilde 2). Det er lite vegetasjon rundt innsjøen og ustabile skråninger med blottlagte steiner og berggrunn, fri for vegetasjon. Flere små bekker renner inn i innsjøen, men hovedelven kommer fra Hambergbreen. Ryggene består av materiale i alle størrelsesordner fra leir til blokker over 5x5 meter. Steinene er kantet og sedimentet er dårlig sortert. Ryggene

kan følges i sekvenser, i noen områder er de erodert av bekker som eroderer i avsetningne. Den innerste ryggen er uten vegetasjon, omtrent 1-3 meter høy og diskontinuerlig, men kan bli fulgt rundt innsjøen 1.6 km. Den neste sekvensen er omtrent 1.8 km lang og består av flere små rygger 1-2 meter. Den ytterste sekvensen med rygger er 2.1 km lang og mer eller mindre sammenhengende med rygger på ~3 meters høyde. Morenene er asymmetriske og har slake distale sider og bratte proksimale sider.



Figur 2.2.1: Rygger rundt Øvre Hamberginnsjø illustrert med svarte linjer for å markere ryggene.

Tolkning:

- Øvre Hamberginnsjø:** På bakgrunn av karakteristikken av ryggene rundt Øvre Hamberginnsjø, som avlange rygger kan dette tolkes til å være endemorener (Benn og Evans, 2007:243). Ryggene består av morenemateriale som i følge Benn and Evans (2007) blir definert ut i fra sedimentets kilde, transportvei, og avsetningsprosess. I dette tilfellet er området rundt Hambergbreen sedimentets kilde, transportveien er både under, inni og oppå breen, mens avsetningsprosessen er glasial, i formen av "Push moraines". Definisjonen på "Push moraines" er små morenerygger under 10 meter høye, dannet av korte brefremrykk (bl annet Worsley, 1974, Boulton og Eyles 1979 i Benn og Evans, 2007:244). Et bilde av Hambergbreen i 1914 bekrefter tolkingen av ryggene som morener, i 1914 stod breen ved en av de midterste morenene rundt Øvre Hamberginnsjø og den gang dekket breen hele vannet. Breen drenerte da rett ut i Midtre Hamberginnsjø (se figur 2.2.2).



Figur 2.2.2: Hambergbreen i 1914, bilde er fra Mt. Duse tatt mot sør. Legg merke til størrelsen på den regenererte breen under Hambergbreen som fyller hele Øvre Hamberginnsjø. Fotograf: Frank Hurley, 1914.

Beskrivelse

2. Midtre Hamberginnsjø (se figur 2.1.1, bilde 4 eller figur 2.2.3)

Posisjon: S 54 19 40.13 V 36 31 50.25

Beskrivelse: Ryggene i Midtre Hamberginnsjø er vegetert av gress, mose og lav. Ryggene er rundt 10-20 meter høye fra innsjøen, hvor de snor seg over vannet og danner tre ”demninger” i vannet. Ryggene er høyere på den østre siden, med bratte nordsider. Ryggene består av kantet stein, fra leir til store blokker 5x5 meter og usortert. Den innerste ryggen mot breen er 650 meter lang og brutt opp i vestre side og er den største med sine 20 meter over innsjøen. Den midtre ryggen er 985 meter lang, delt i tre og er rundt 1-10 meter høy. Den ytterste ryggen er 1.2 km lang, 1-3 meter høy over vannet og delt i tre deler som krysser hele innsjøen.

Tolkning:

2. **Midtre Hamberginnsjø** : Ryggene i Midtre Hamberginnsjø har karakteristikk som tilsier at de er endemorener i likhet med morenene rundt Øvre Hamberginnsjø (Benn og Evans, 2007:243). Ryggene består av sedimenter som inneholder alle fraksjoner fra leir til blokker av stein helt usortert og er tolket i tidligere arbeider fra området til å være Neoglasiale morener (Clapperton et al., 1989). Det finnes ingen bilder som viser breen ved en posisjon fremme ved disse morenene, så når morenene ble dannet første gang forblir fortsatt uvisst.



Figur 2.2.3: Morener rundt Øvre og i Midtre Hamberginnsjø, 2012. Fotograf: Tom Whitfield.

Beskrivelse**3. Zenker Ridge og Hestesletten**

Posisjon: S 54° 18' 43.14" V 36° 29' 53.11"

Beskrivelse: Denne landformen er vegetert av gress, mose og lav og den ligger mer enn 35 moh. ved Moraine Fjord (se figur 2.2.4). Ryggen består egentlig av tre rygger i ett, med flere små tjern på. Hestesletten er en slette som strekker seg ut fra Zenker Ridge mot Penguin River og er dekket av et lag torv med tett gressdekke oppå. Det er flere forsøkninger som fører fra Zenker Ridge over Hestesletten, mot Nedre Hamberginnsjø og Penguin River. Sedimentene på ryggen består av alle fraksjoner fra leir til blokker på 5x5 meter, kantede og usortert. Sedimentene på Hestesletten er delvis sortert. Den vestligste av ryggene på Zenker Ridge er 2.2 km lang, den midtre er 2.1 km og den østligste er 2.3 km lang og arealet av Zenker Ridge og Hestesletten er samlet 3 km².

Tolkning

- 3. Zenker Ridge og Hestesletten:** Zenker Ridge og Hestesletten er tolket til å være et stort morenekompleks med Hestesletten som et is-kontakt delta ut fra Zenker Ridge, som i følge Ashley (1995) er landformer dannet ved at gluasifluvialt transportert materiale avsettes inn i en innsjø. Materialet på Zenker Ridge er tolket til å være morenemateriale på bakgrunn av dets signatur og materialet på sletten er tolket til å være glasifluvialt siden det delvis er sortert og delvis rundet (Thoresen, 2000). Zenker Ridge og Hestesletten ble trolig dannet da Hambergbreen og Harkerbreen konvergente en gang i fortiden og dannet morenene på Zenker Ridge og Greene Peninsula. Samtidig avsatte breene trolig Hestesletten da store mengder smelte vann og morenemateriale ble skylt ut fra breen og dannet smelte vannskanaler på Hestesletten. Dette så trolig ut som en sandurflate (Thoresen, 2000). De små tjernene på Zenker Ridge er dødisgroper etter isfjell som har falt av breen og langsomt smeltet i sedimentene som ble formet som små tjern etter formen på isfjellet.



Figure 2.2.4: Hestesletten og Zenker Ridge med Penguin River nærmest, Moraine Fjord lengst vekk, sett mot øst, Greene Peninsula på andre siden av fjorden. Fotograf: Sunniva Vatlé.

Beskrivelse

4. Skråningene rundt Hamberg Lakes

Beskrivelse: Fjellsidene i nordre del av studieområdet er vegetert med gress, moser, bregner og lav. De vestre skråningene er bratte, med mye løst materiale og lite vegetasjon med bart fjell. Den østre fjellsiden langs Midtre Hamberginnsjø er slakere

enn den østre, men med mer vegetasjon, flere gjel og vifter som ender ut i vannet. Disse viftene består av kantet stein, lagdeling med finere sediment i overgang til grovere, alt er delvis sortert og hele avsetningen er over 2° bratt. Det er flere ferske nedskjæringer i vifte-avsetningene med kanter langs hovedsporet. De innerste fjellsidene ved breen er bratte, uten vegetasjon, noen er dekt med løst steinmateriale og andre fjellsider er består av bart fjell. Noen steder er det oppsamlinger av sedimenter med brattere kanter oppover skråningen og slakere nedover skråningen og har spor på overflaten. Det er stedvis hull i vegetasjonsdekket hvor blottlagt berggrunn eller sedimenter ligger fremme i dagen.



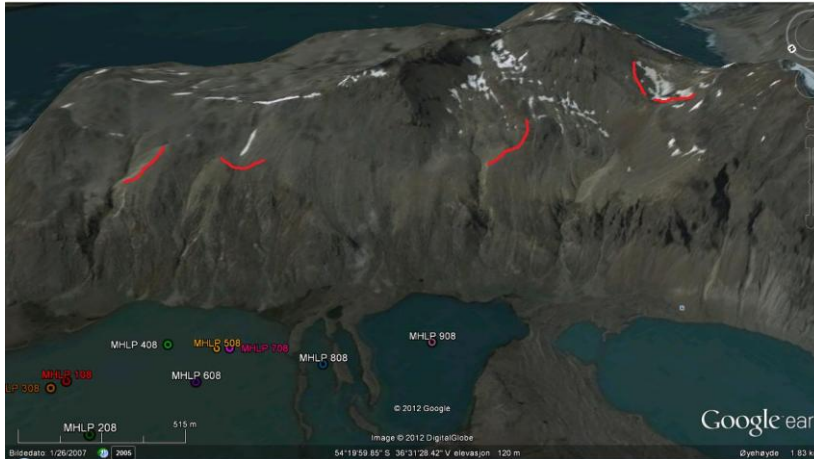
Figur 2.2.5: Fjellsidene langs den østre siden av vannene. Fotograf: Tom Whitfield.

Tolkning

4. **Skråningene rundt Hamberginnsjøene:** Skråningene langs Hamberginnsjøene består av løst steinmateriale som er tolket til å være talus, bygd opp av steinsprang fra fjellsiden (Blikra og Nemec, 1998). Viftene er tolket til å være kolluviale vifter. Viftene er trolig dannet ved at massestrømmer, steinsprang og snøskred har avsatt sedimenter og stein da hastigheten på massestrømmen, steinen eller snøskredet avtok på grunn av fallende helning på skråningen (French, 1992, Leopold og Völkel, 2007). Disse massestrømkanalene er fortsatt aktive og har nylig blitt observert i aktivitet under en hendelse med mye regn sommeren 2011/2012.

Områdene med nylig eksponert fjell og sedimenter er tolket til å være tidligere snøleier som har vært dekket av årvis snø. Disse må ha vært små breer eller snøfonner som dannet pronivale vifter (Christiansen, 1998) eller morener som ikke er fult utviklet (se figur 2.2.6 flere bilder kan sees i appendiks). Disse landformene skyldes

trolig niveo-fluvial utvasking av sedimenter, altså vann smeltet fra snøleiet som førte med seg sedimenter, tolket ut i fra sporene etter smeltevannskanaler på landformene (Christiansen, 1998). De blottlagte sedimentene og berggrunnen er kilde til erosjon av sedimenter av fluviale prosesser og vind.



Figur 2.2.6: Den østlige siden av Midtre Hamberginnsjø. Røde linjer markerer snøleicavsetninger. Kilde: Google Earth.



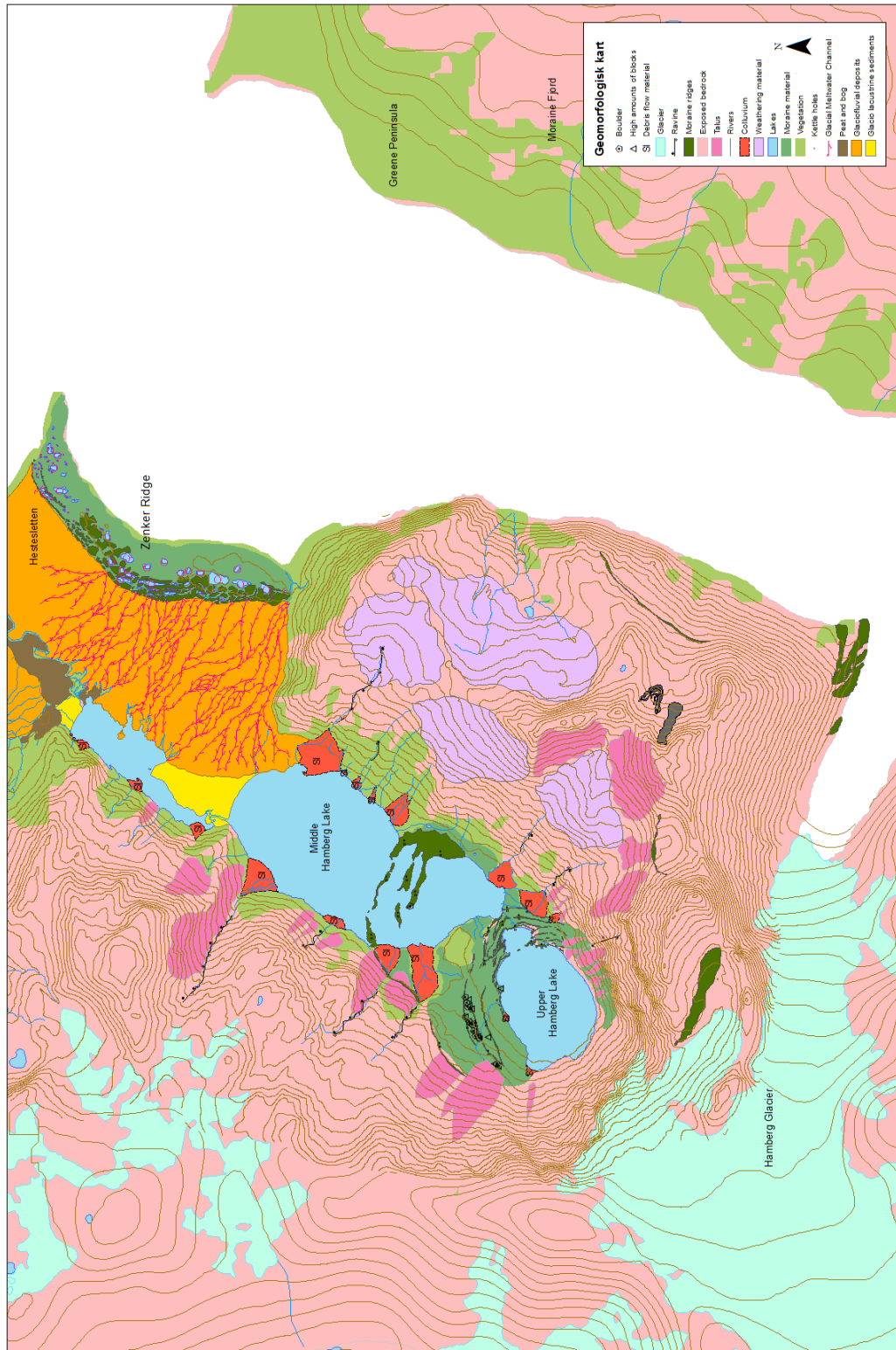
Figur 2.2.7: Vestre fjellside langs Øvre Hamberginnsjø, røde linjer markerer avsetninger fra de små breene like over. Fotograf: Alastair Wilson.



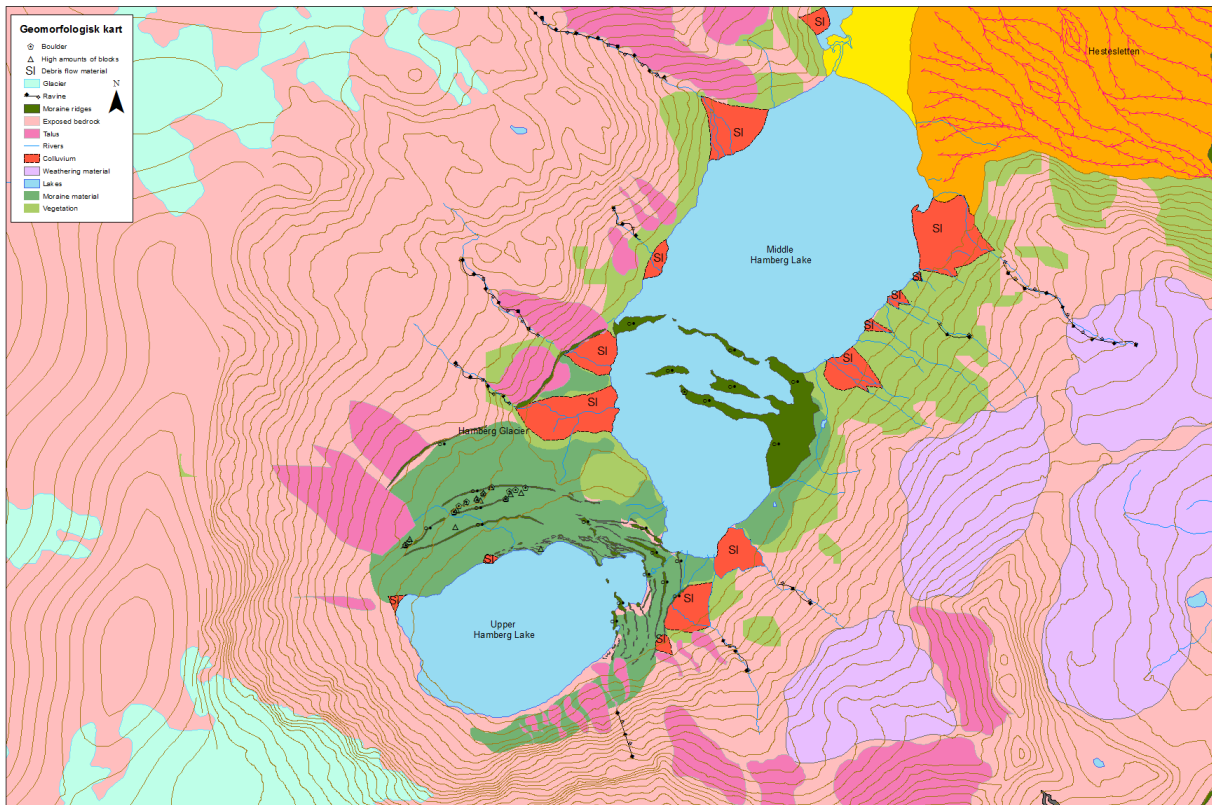
Figur 2.2.8: Vestre fjellside sett mot nord. Røde linjer markerer snøleier med niveo-fluviale avsetninger. Kilde: Google Earth.

2.3 Geomorfologiske kart

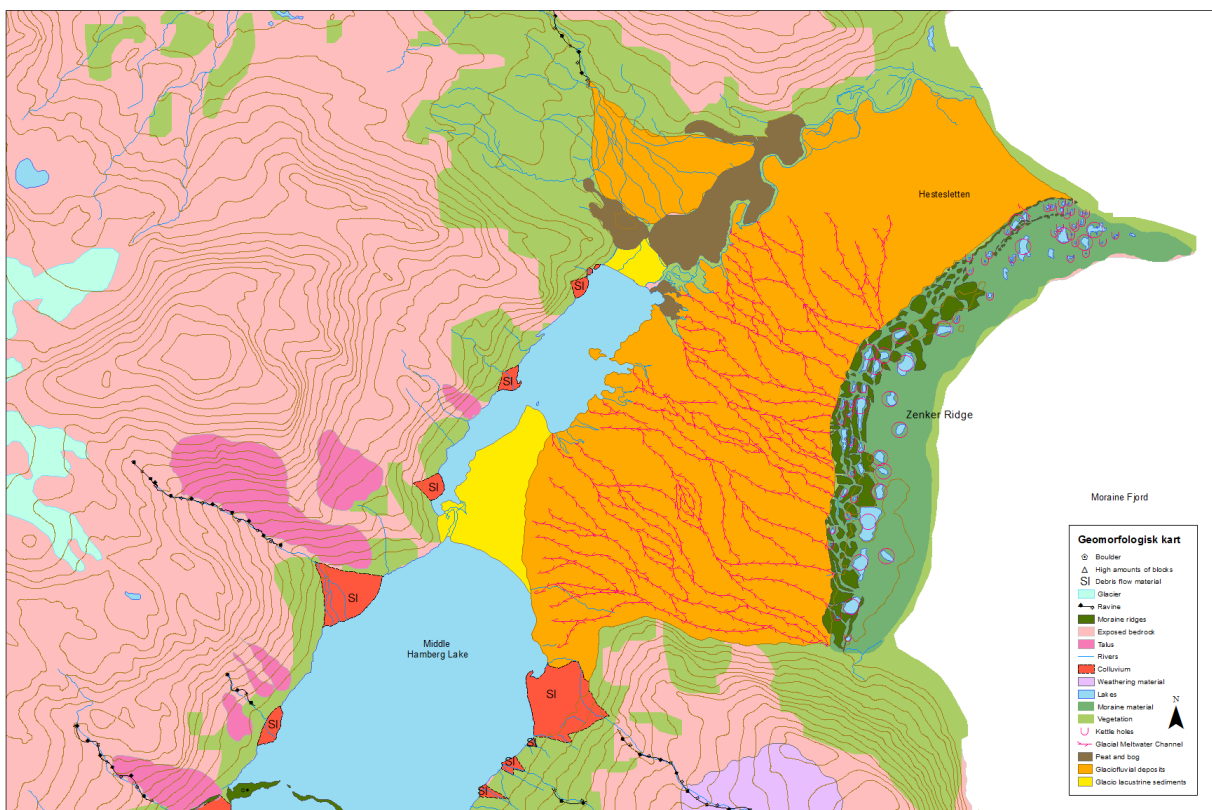
Geomorfologiske kart ble laget i ArcGIS ved hjelp av satellittbilder fra Google Earth og feltarbeid og viser tolkning av landformer og avsetninger.



Figur 2.3.1: Geomorfologisk kart over studieområdet med Hambergbreen, Øvre Hamberginnsjø, Midtre Hamberginnsjø og Zenker Ridge.



Figur 2.3.2: Geomorfologisk kart over Øvre Hamberginnssjø og Midtre Hamberginnssjø.

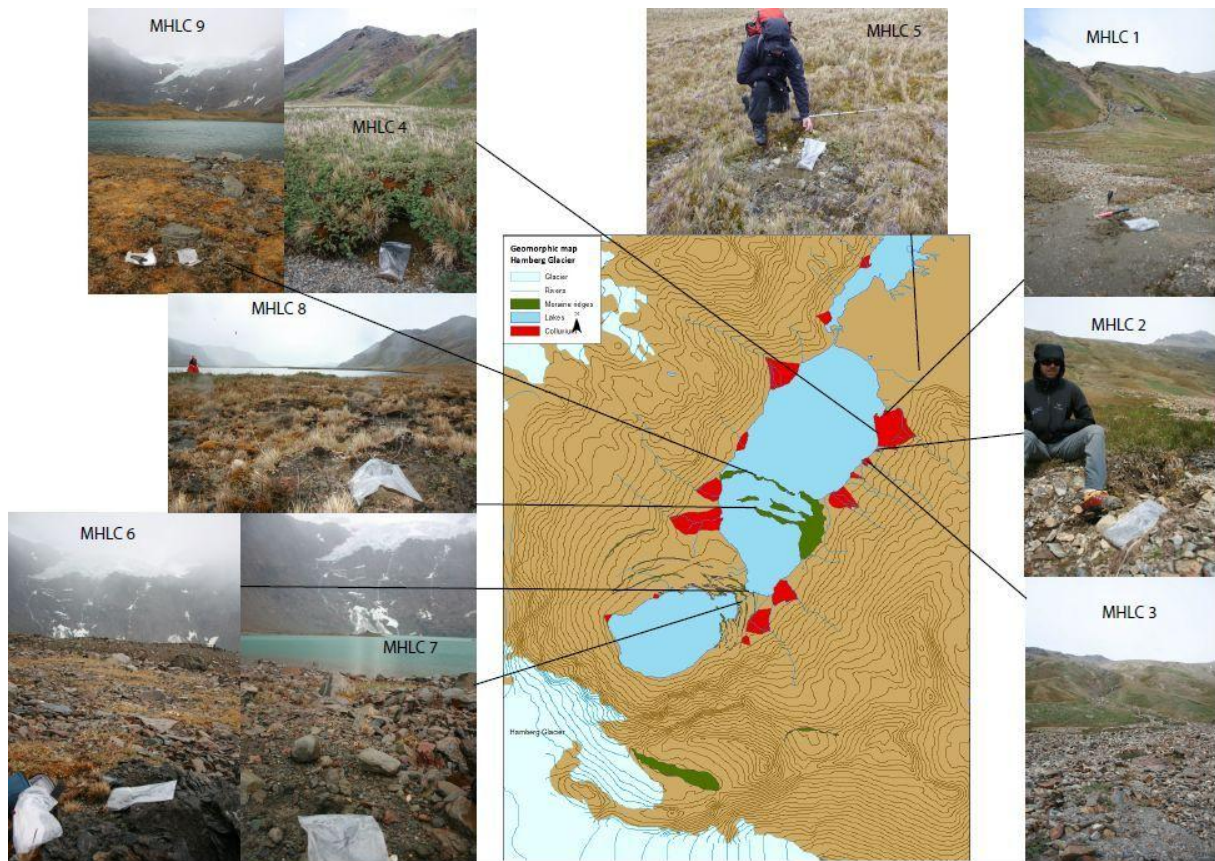


Figur 2.3.3: Geomorfologisk kart over Zenker Ridge.

2.4 Prøver fra nedslagsfeltet

For å finne kildene til sedimentene i vannet ble prøver tatt fra nedslagsfeltet, også kalt provenans (Vasskog et al., 2011, Vasskog et al., 2012). Stedene det ble tatt prøver fra kan sees i figur 2.4.1. Prøvene er plassert i en tabell og resultatene oppsummert i 2.4.2 (se tabell 2.4.1).

Nedslagsfeltprøvene ble undersøkt med metoder som skal bli forklart dypere i kapittelet om innsjøsedimenter (kapittel 3.4). Resultatene fra XRF- og MS analysene kan sees i figur 2.4.2.1. Prøvene ble siktet i sikter med maskevidde på 1 mm, 250 μm , 125 μm og 63 μm , restene ble samlet i en bøtte. De forskjellige kornstørrelsene ble tørket i et tørkeskap i 12 timer og ble deretter lagt i bokser på 4cm³. Prøvene ble målt med en ITRAX XRF skanner på Institutt for Geovitenskap, UiB og Magnetisk Susceptibilitet ble målt på en KLY-2 induction bridge på Paleomagnetisk laboratorium på Geofysisk Institutt, UiB.



Figur 2.4.1: Kart og bilder fra hvor prøvene fra nedslagsfeltet ble tatt.

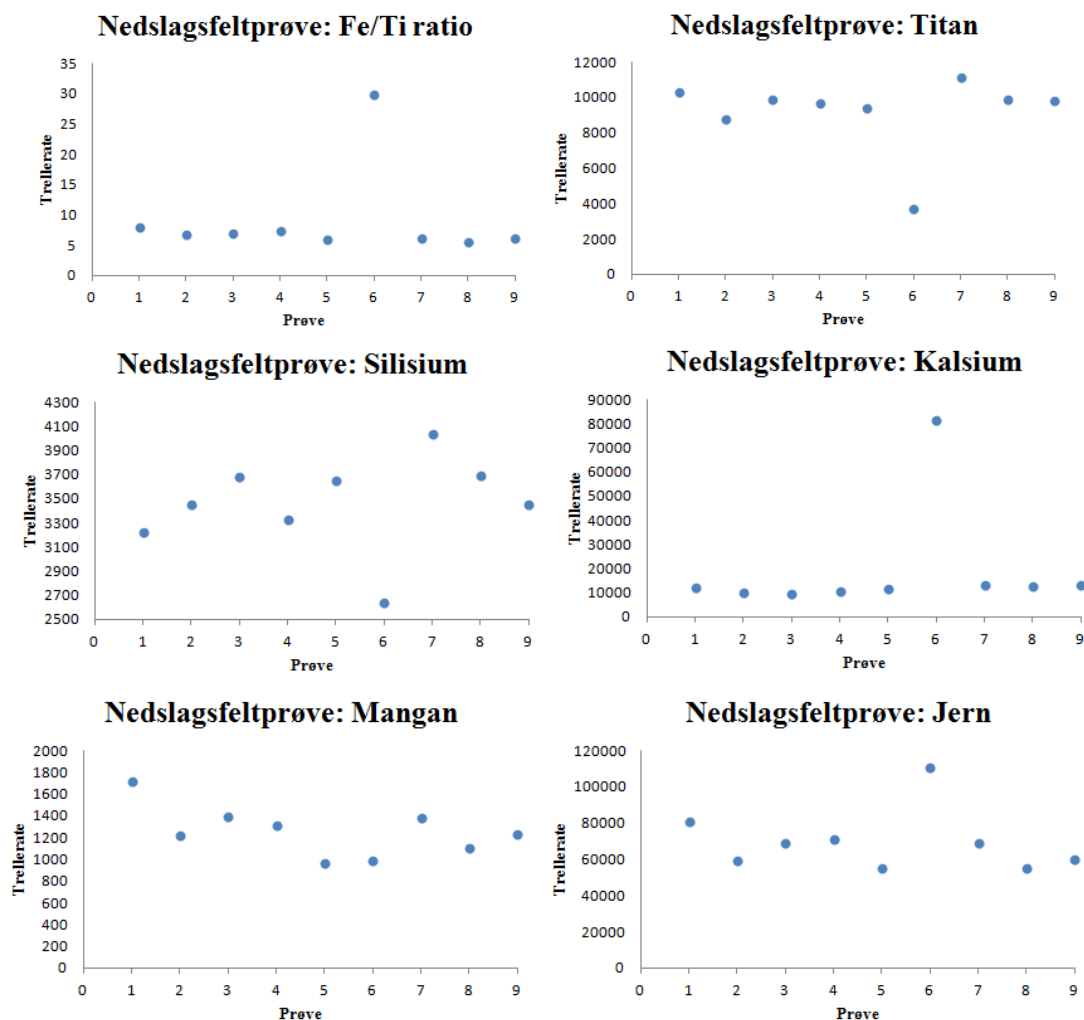
2.4.2 Resultat fra nedslagsfeltprøvene

Det er hovedsakelig én prøve som skiller seg ut fra de andre prøvene, dette er MHLC-6 som ble tatt like ved siden av breelven mellom Øvre og Midtre Hamberginnsjø på en morene. Denne prøven har høyt innhold av jern og kalsium og lavt innhold av titan, silisium og

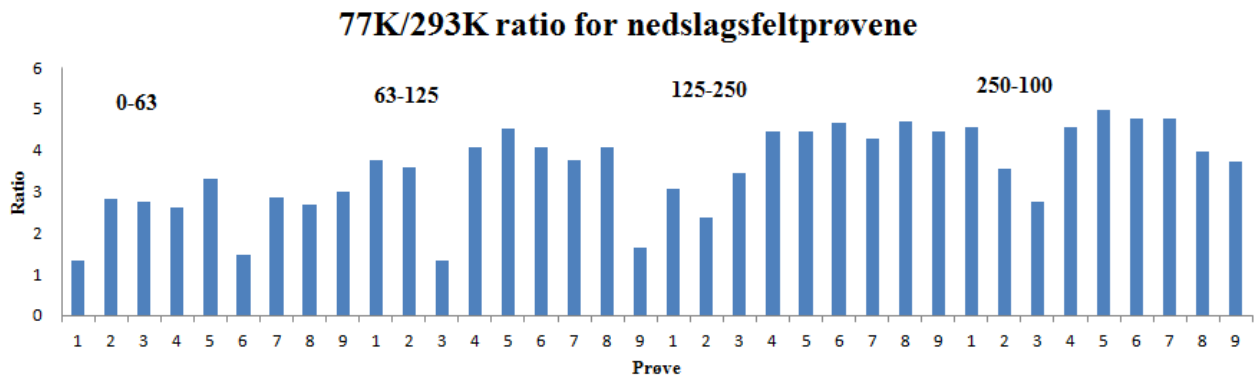
mangan i forhold til de andre prøvene. De magnetiske parametrene viser at målingene er styrt av kornstørrelse, hvor de små kornstørrelsene har lave ratioer mellom 77K og 293K (EM ratio) og øker med økende kornstørrelse. Igjen skiller prøve 6 seg ut med lav EM ratio, men også nummer 1 skiller seg også ut med lav ratio (se tabell 2.4.1 og figur 2.4.1.1).

Tabell 2.4.1: Oversikt over prøver fra nedslagsfeltet, hva de består av og hvilken landform de ble hentet i.

Namn	Nr	Sted	Inneholder	Landform	Vegetasjon	0-63 µm	63-125 µm	125-250µm	250µm-1mm	0-63 µm	0-63 µm	0-63 µm	0-63 µm	0-63 µm	0-63 µm	0-63 µm
						EM ratio	EM ratio	EM ratio	EM ratio	Si	Ti	Mn	Fe	Ca	Fe/Ti ratio	Xbulk 293K
MHLPC	1	S54 19.292 W36 31.034	Tørr sand	Kolluvial vifte	Nei	1,32	3,77	3,06	4,56	3224	10298	1720	80911	11911	7,9	107,2
MHLPC	2	S54 19.431 W36 31.117	Tørr sand	Kolluvial vifte	Nei	2,82	3,60	2,38	3,56	3451	8740	1213	59205	10104	6,8	75,5
MHLPC	3	S54 19.476 W36 31.194	Tørr sand	Kolluvial vifte	Nei	2,75	1,34	3,45	2,74	3675	9880	1390	68712	9725	6,9	91,8
MHLPC	4	S54 19.402 W36 31.111	Tørr sand	Kolluvial vifte	Torv	2,62	4,08	4,47	4,55	3321	9694	1316	70924	10707	7,3	80,5
MHLPC	5	S54 19.042 W36 30.415	Tørr sand	Glacifluvial avsetning	Torv	3,29	4,51	4,44	4,97	3645	9421	959	55018	11405	5,8	60,4
MHLPC	6	S54 20.034 W36 32.026	Tørr sand	Morene	Nei	1,46	4,07	4,68	4,78	2635	3689	986	110279	81587	29,9	119,9
MHLPC	7	S54 20.072 W36 32.095	Tørr sand	Morene	Gress	2,87	3,75	4,28	4,77	4028	11129	1382	69004	13276	6,2	108,3
MHLPC	8	S54 19.689 W36 31.949	Tørr sand	Morene	Gress	2,67	4,07	4,68	3,97	3689	9873	1098	54916	12666	5,6	77,7
MHLPC	9	S54 19.553 W36 31.974	Tørr sand	Morene	Gress	2,99	1,64	4,46	3,73	3452	9809	1224	59951	12978	6,1	80,8



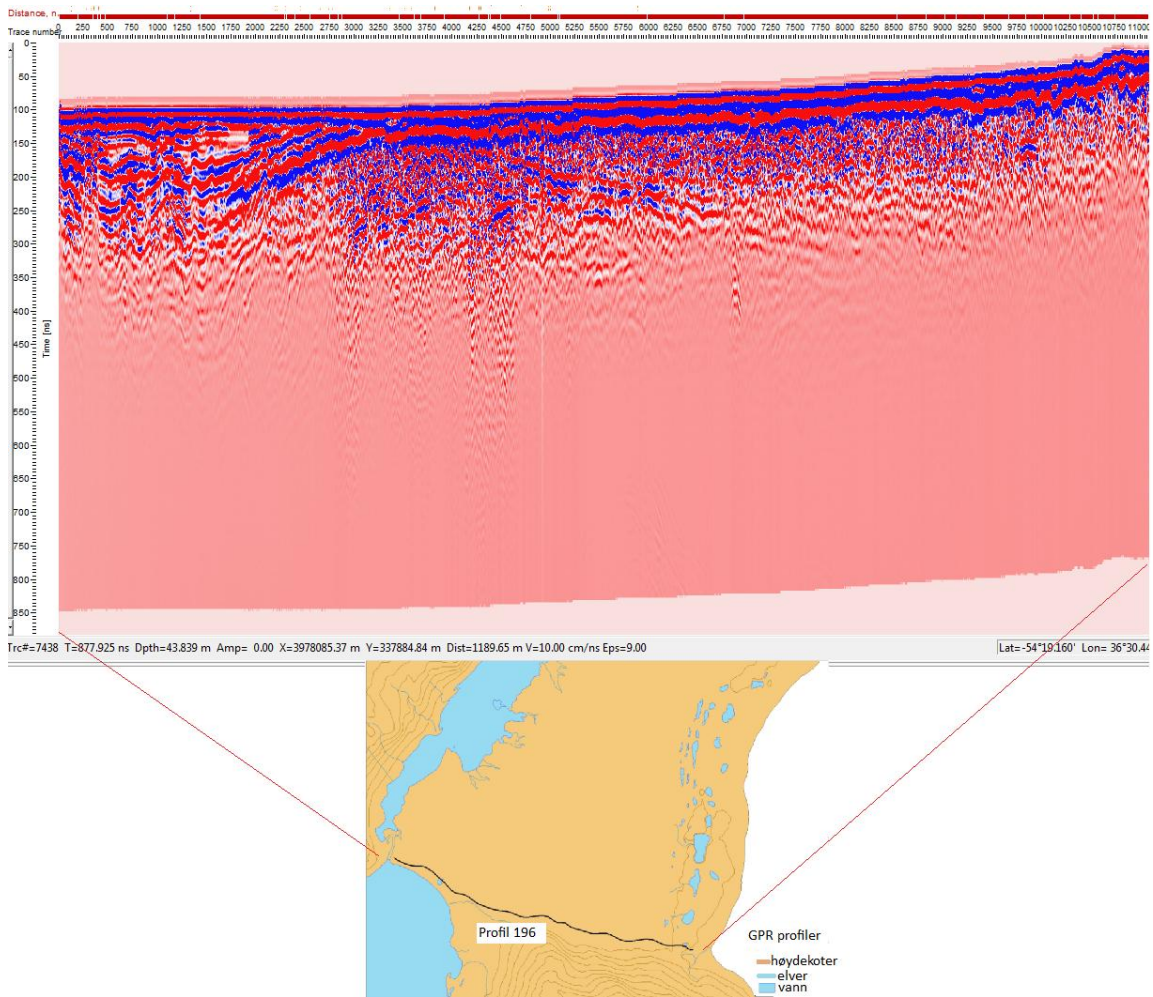
Figur 2.4.1.1: XRF resultatene fra nedslagsfeltprøvene vist med Fe/Ti ratio, titan, silisium, Ca, Mn og Fe. Nummer 6 skiller seg ut på Fe/Ti, titan, Silisium, Kalsium og jern.



Figur 2.4.2: 77K/293K MS ratio av nedslagsfeltprøvene: organisert etter prøvenummer 1-9, kornstørrelse fra 0-63µm, 63-125µm, 125-250µm og 250 µm -1 mm.

2.5 GPR profil fra Zenker Ridge

Georadar (GPR) profiler ble hentet inn fra feltområdet for å se på stratigrafien i landformen Zenker Ridge og Hestesletten for å forstå hvordan innfyllingen av dalen har foregått. GPR er et mye brukt instrument for å kartlegge stratigrafi i landformer, i innsjøer eller under bre (Mauring, 1995). Zenker Ridge ble kartlagt med en GPR fra Malå Analytics med en 50 MHz RTA (“Rough Terrain Antenna”), de tekniske prinsippene bak GPR kan leses i Annan (1992) eller Mauring (1995). Innstillingene som ble brukt er oppgitt i appendiks. Det ble valgt ut ett profil (196) som viser Zenker og Hestesletten ved utløpet av Midtre Hamberginnsjø.

Resultat av profil 196:

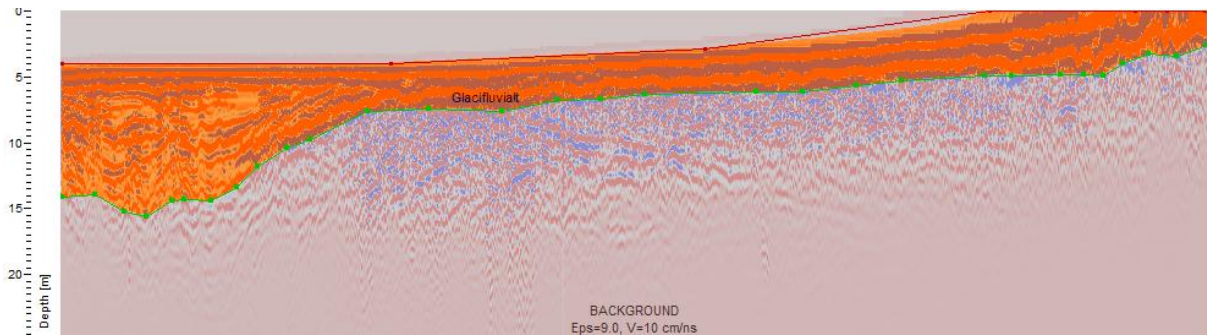
Figur 2.5.1: Profil 196 viser et transekt av Hestesletten opp til Zenker Ridge fra venstre mot høyre. Profilet er tatt med 50 MHz antenne.

Profilet er korrigert for topografi og viser Hestesletten fra venstre (vest) til Zenker Ridge til høyre i profilet (øst). Det er flere kontinuerlige, horisontale refleksjonsmønstre fra Hestesletten til Zenker Ridge og på Hestesletten er det refleksjonsmønstre som skråer nedover mot Penguin River i vest. Under disse horisontale refleksjonene er det et kaotisk refleksjonsmønstre.

Tolkning av GPR profil:

Profilet 196 viser fra venstre, komplekse lagdelte skrålag som i et delta (Thoresen, 2000). Disse består trolig av laminering av sand og grus som går over til morene oppover mot Zenker Ridge til høyre i figur 2.6.2. Under sanden og grusen er det tolket til å være morene på grunn av diffraksjonen i refleksjonene. Sedimentene er 7.5 meter dype på Hestesletten og rundt en meter på Zenker Ridge, her er morenedekket tykkere. GPR målingene viser ikke berggrunnen

og tyder dermed på at vannet er demmet opp av sedimenter. Dette kan tolkes til at vannet ble dannet av Zenker Ridge og Hestesletten som demmet opp smeltevannet fra Hambergbreen. Skrålagene som er tydelige i profilet fra Hestesletten styrker tolkningen av sletten som et glasifluvialt delta (Thoresen, 2000, Benn og Evans, 2007).



Figur 2.5.2: Tolkning av profil 196 hvor profilet er delt i to, øverst er glasifluvial avsetning med morene under, det er ikke noe tegn til berggrunn.

3.0 Innsjøsedimenter

Dette kapitlet tar for seg sedimentkjernene hentet i Midtre Hamberginnsjøene. Beskrivelse av metodene for å utføre analyse av innsjøsedimentene, en objektiv beskrivelse av sedimentkjernene, tolkning av resultatene, korrelasjonsanalyse, alder-dybdemodell og presentasjon av en relativ brefluktasjonskurve for Hambergbreen blir presentert.

3.1 Sedimentkjerner

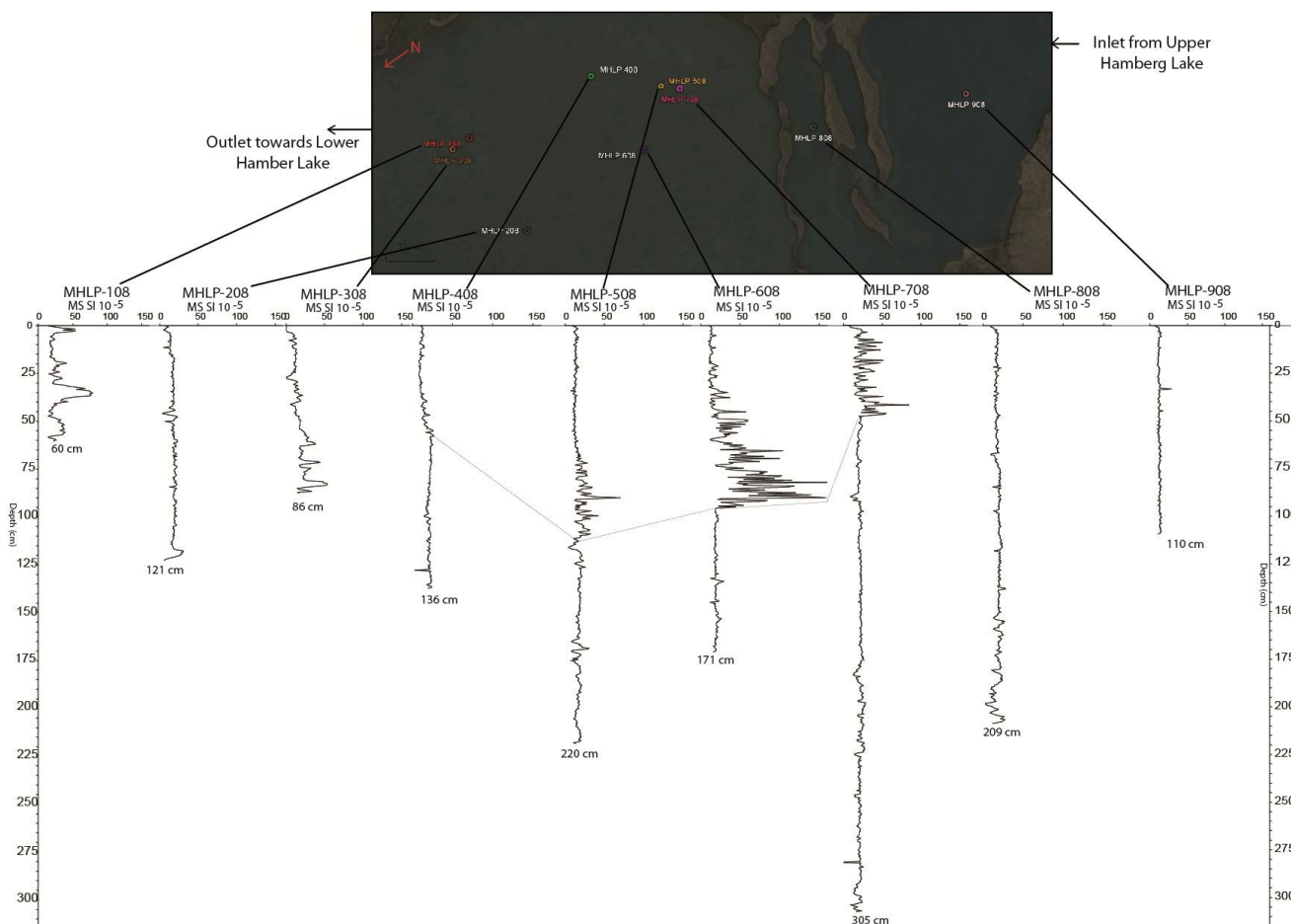
Det ble totalt tatt 13 kjerner fra Midtre Hamberginnsjø, ni kjerner tatt med stempelprøvetaker og fire HTH kjerner (hvorav bare én ble analysert). Kjernene er forholdsvis ulike litologisk: noen er helt homogene og andre har lag med grus og sand, bilder av kjernene kan sees i appendiks. Kjernene representerer et transekt i innsjøen og viser endringer i distribusjon av sedimentasjon gjennom innsjøen. Kornstørrelsesanalyse ble ikke utført på grunn av problemer med å kjøre prøvene gjennom sedigrafen, trolig på grunn av bergartens mineralsammensetning. Kjernene ble delt inn i enheter etter magnetiske egenskaper.

Tabell 3.1.1: Navn på kjernene, plassering, vanndyp og analyse som er utført

System: WGS 84 and Lat/Lon hdd`mm`ss.s			
Namn	Posisjon	Vanndyp	Analyse
MHLP 108	S54 19 14.9 W36 31 23.9		4,9 XRF and MS
MHLP 208	S54 19 15.0 W36 31 38.9		4,9 XRF, MS, LOI, EM, ¹⁴ C
MHLP 308	S54 19 13.3 W36 31 24.0		4,3 XRF and MS
MHLP 408	S54 19 25.7 W36 31 25.4		4,9 XRF and MS
MHLP 508	S54 19 31.2 W36 31 33.3		3,3 XRF and MS
MHLP 608	S54 19 26.2 W36 31 37.9		4,3 XRF, MS, LOI, EM, ¹⁴ C
MHLP 708	S54 19 31.2 W36 31 33.3		3,3 XRF and MS
MHLP 808	S54 19 38.6 W36 31 47.5		4,8 XRF and MS
MHLP 908	S54 19 50.4 W36 31 54.7		20,3 XRF, MS, LOI, EM, ¹⁴ C
HTH 608	S54 19 26.2 W36 31 37.9		4,3 LOI, Lead dating



Figur 3.1.2: Plassering av kjernene i Midtre Hamberginnsjø. Kilde Google Earth.



Figur 3.1.3: Oversikt over alle kjernene illustrert med Magnetisk Susseptibilitet. Alle kjernene har samme skala. MHLP-408, MHLP-508, MHLP-608 og MHLP-708 ble korrelert ved en tydelig overgang i disse kjernene.

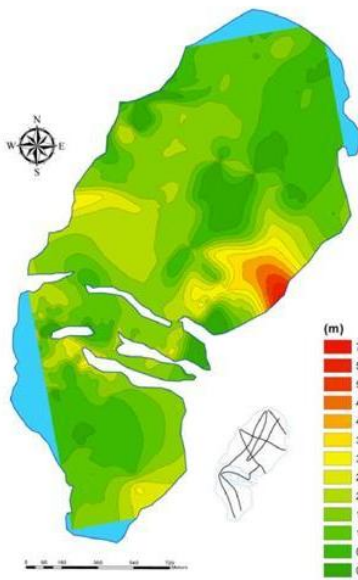
3.2 Hamberginnsjøene

Innsjøene ligger ca 20 moh. hvorpå Midtre Hamberginnsjø er 1.3 km², mens Øvre er 0.4 km² og Nedre er 0.2 km². På det dypeste er Midtre Hamberginnsjø 20 meter dyp. Prosesser som påvirker proglasiale innsjøer er blant annet: glasifluvial- og fluvial aktivitet, massestrømmer, steinsprang, snøskred, overflateavrenning og undergrunnsavrenning (Rubensdotter, 2002, Rubensdotter og Rosqvist, 2009, Støren et al., 2008). Disse prosessene fører til akkumulasjon av makrofossiler, pollen, minerogene sedimenter og oppløste salter. Innad i vannet vil autoktont materiale produseres av biologisk aktivitet (Bradley, 1999:324). Vegetasjonen rundt vannene består av gress, moser, bregner og lav (Headland, 1984).

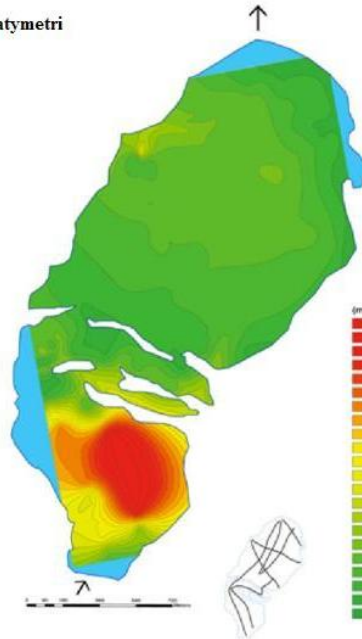
3.3 Kjernetaking og datainnsamling

Valget av hvor kjernene ble tatt er basert på georadarundersøkelsene som viser vanddyp, tykkelse på sedimentene og berggrunnsbatymetri. Det er også mulig å se hvor ulike deltaavsetninger og vifter er lokalisert i innsjøen. GPR profilene ble samlet inn ved å bruke en RAMAC GPR Mäla med 50 Mhz RTA antenne inni et 10 meter lang PVC rør, tauet etter en motorisert gummibåt. Profilene kan sees i figur 3.3.1. Illustrasjonene av sedimenttykkelse, batymetri og dyp til berggrunn ble laget av Sara Beate Larsen. Vannet er dypest innenfor morenene, mot Øvre Hamberginnsjø og grunnest ved utløpet. Sedimenttykkelsen er relativt jevnt fordelt i ytre del av Midtre Hamberginnsjø med rundt 0.5-2.5 meter tykt dekke, utenom på østsiden av vannet hvor tykkelsen er oppe i 7.6 meter (se figur 3.3.1). Dette ser ut til å skyldes at sedimenter har fylt inn en forsenkning i berggrunnen, siden batymetrikartet viser jevn overflate på sedimentene: altså er bunnen på innsjøen jevnet ut med sedimenter.

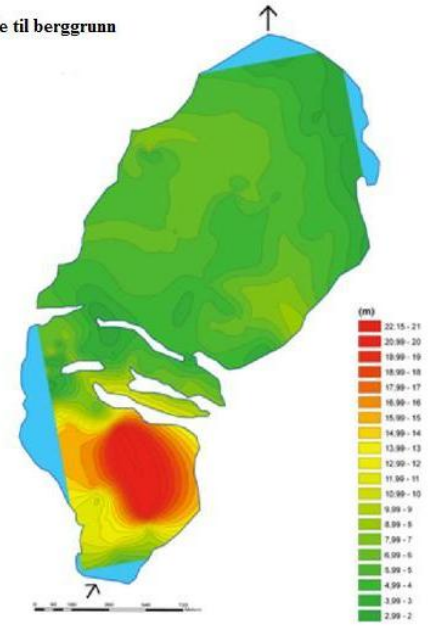
Sedimenttykkelse - Midtre Hamberg Innsjø
Antennefrekvens - 50 Mhz



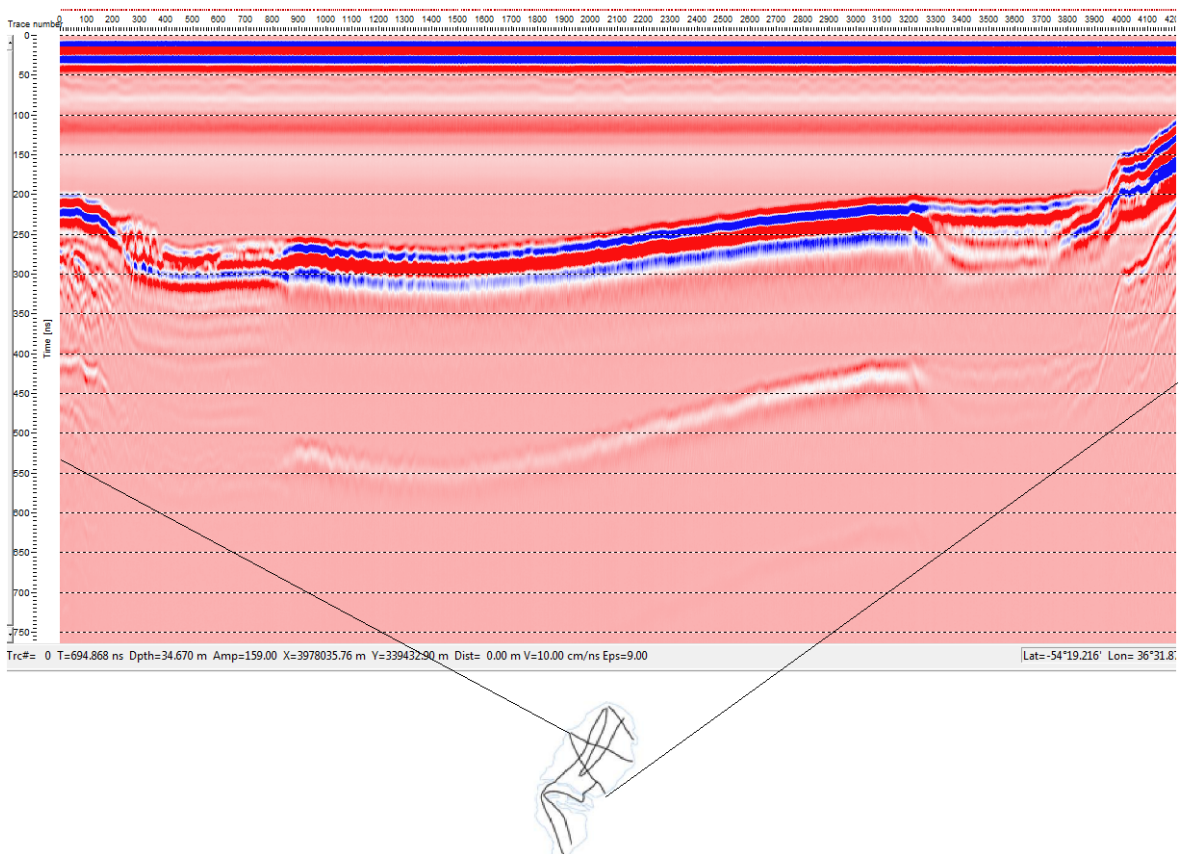
Batymetri



Dybde til berggrunn



Figur 3.3.1: Midtre Hamberginnsjø illustrert med batymetri, dyp til berggrunn, sedimenttykkelse i meter. Alle illustrasjonene er laget av GPR profiler (av Sara Beate Larsen i 2010).



Figur 3.3.2: GPR profil 194 fra Midtre Hamberginnsjø som viser en forsenkning i vestre og østre del av bassenget.

3.3.1 Stempelprøvetaker

Sedimentkjernene ble tatt med en 11 cm diameter stempelprøvetaker (Nesje, 1992) og de korte kjernene ble tatt med en HTH kjernetaker (Renberg og Hansson, 2008) som tillater opp til 50 cm uberørte sedimenter. Kjernene ble tatt fra en aluminiumsflåte stropet fast på to gummibåter. Fra plattformen ble et rør med stempel og sedimentfanger senket ned i vannet og hamret ned i sedimentene. Kjernene ble oppbevart i en konteiner på Syd Georgia før de ble fraktet med et skip til Bergen hvor de ble lagret frem til analysene begynte.

3.4 Laboratoriemetoder

I dette kapitlet blir alle metodene for analysene av sedimentkjernene gjennomgått i den rekkefølgen de ble gjennomført: Magnetisk susceptibilitet, XRF (X-ray fluorescence), glødetap, tørr massetetthet og vanninnhold.

3.4.1 Magnetisk Susceptibilitet

Denne metoden måler magnetisk susceptibilitet (MS) på overflaten av sedimentene og dermed mengden og konsentrasjonen av magnetiske mineraler i en prøve. Dette kan knyttes til perioder med høy glacial aktivitet som fører til mer produksjon av minerogent input i en innsjø og dermed erosjon og transport av klastiske mineraler (Thompson og Oldfield, 1986) sett ved økt magnetisk susceptibilitet (Snowball, 1993, Leemann og Niessen, 1994, Smith, 1999, Dahl et al., 2003). MS kan uttrykkes som SI (κ) som er en dimensjonsløs måleenhet, men reflekterer styrken på det magnetiske signalet (Snowball og Sandgren, 1996). Målingene av MS kan brukes til å koble ulike kjerner fra samme innsjø (Thompson, 1973).

Prosedyre: MS prosedyren ble gjort på en Bartington MS2E sensor på Paleomagnetisk laboratorium på Geofysisk Institutt, UiB. Målinger ble tatt hver 0.5 cm mens kjernen ble kjørt nedover på et bånd.

Bulk Magnetisk Susceptibilitet (χ Bulk)

Denne analysen er basert på de samme prinsippene som Magnetisk Susceptibilitet bare prosedyren er annerledes. Resultatene blir uttrykt i vekt i volum (kg/m^3) (Dearing, 1999) eller i ratio mellom 77K/293K (se prosedyre) (Lanci og Lowrie, 1997).

Prosedyre: Det ble tatt ut prøver fra hver 2 cm fra MHLP-208, 608 og 908 og lagt i plastikkbokser på 6cm^3 , det samme ble gjort med prøvene fra nedslagsfeltet. Alle boksene ble veid før og etter prøvene ble lagt oppi boksene. Boksene ble målt på en Kappabridge (KLY-2 induction bridge) på Paleomagnetisk laboratorium på Geofysisk Institutt, UiB. Først ble

prøvene målt ved romtemperatur (293 Kelvin, K) og deretter ble de målt igjen etter 10 minutter i flytende nitrogen som holdt en temperatur på 77 Kelvin (K). Prøvene fra nedslagsfeltet ble også målt med denne prosedyren.

3.4.2 XRF (X-ray Fluorescence)

XRF målinger ble gjort for å få geokjemiske profiler av kjernene og prøvene fra nedslagsfeltet. Grunnprinsippene bak XRF kan bli lest i Brouwer (2003), den tekniske beskrivelsen av en ITRAX XRF skanner kan leses i Croudace (2006) og bruken av ulike elementprofiler finnes i Rothwell og Rack (2006). Bruken av XRF er økende for paleoklimatologi, metoden er rask å utføre, enkel å gjennomføre og metoden er ikke destruktiv for kjernene. Sedimenter som silt og leir er spesielt passende for XRF målinger (Jansen, 1998) i dette tilfellet er sedimentene ideelle som glasilakustrine.

Prosedyre: Skanningen av kjernene ble utført på en ITRAX XRF kjerneskaner på Institutt for Geovitenskap, UiB, med molybden røntgenstrålerør med en oppløsning på 0.5 mm. Overflaten av kjernen måtte være flat og uten sprekker og buler, slik at det ble minst mulig målefeil. Spektrumet som ble brukt var tilpasset kjernene, intensiteten lå på rundt 30 kcps (kilo counts per second) under måling (Croudace, 2006).

3.4.3 Glødetap (Loss on Ignition- LOI)

I følge Dean (1974) er det en sterk korrelasjon mellom sedimenter brent på 550 °C og organisk innhold. LOI var tidligere brukt som invers indikator for brefluktasjoner basert på sediment fra proglasiale innsjøer (Karlén, 1976, Leonard, 1985, Nesje et al., 1991b, Dahl og Nesje, 1994, Nesje et al., 2000a, Nesje og Dahl, 2001). I dette tilfellet er LOI brukt som parameter sammen med andre proxy for å kaste lys over kompleksiteten i en kerne, samt se på korrelasjonen til XRF dataene hvor LOI forklarer mye av variabiliteten (Tjallingii et al., 2007).

Prosedyre: Prøver fra hver 0.5 cm ble tatt ut av kjernene med en plastiksprøyte som tok 10 ml sediment. Diglene ble veid før og etter prøvene ble lagt oppi, deretter ble de satt til tørking i et tørkeskap over natten. De tørre prøvene ble de veid på ny, hvorpå tørr vekt av sedimentene og vanninnhold ble resultatet, deretter ble prøvene brent på 550 °C i én time (Nesje et al., 2004, Dean, 1974). Da diglene var kjølt ned til 108 °C ble de satt i en eksikator for ikke å tilføres fuktighet (Heiri, 2001). Til slutt ble diglene veid en siste gang og LOI er resultatet av tørr masse minus brent prøve.

3.4.4 Tørr massetetthet (Dry-Bulk-Density (DBD))

DBD blir definert som “raten mellom massen av det tørre stoffet mot volum av sedimentet” (Blake og Hartge, 1986). DBD er vekten av den totale mengden masse i en prøve, inkludert organisk og uorganisk materiale. DBD har vist seg å være mer sensitiv enn LOI til endringer i kapasiteten i en breelv i innsjøer med mindre enn 5 % organisk materiale. DBD er sterkt korrelert med porøsitet på grunn av kornstørrelse, sortering og formen på sedimentene, som igjen kan bli koblet til breakaktivitet, transportkapasiteten til breelven og erosjon under bresålen (Menounos, 1997, Webb og Orr, 1997, Bakke et al., 2005b). Det er antatt at DBD reflekterer massebalansen av en bre ved endringer i kapasiteten i en breelv og derfor også mengden klastiske sedimenter i en prøve (Bakke et al., 2005b).

Prosedyre: DBD er uttrykt som g/cm^3 og blir analysert i samme prosedyre som LOI.

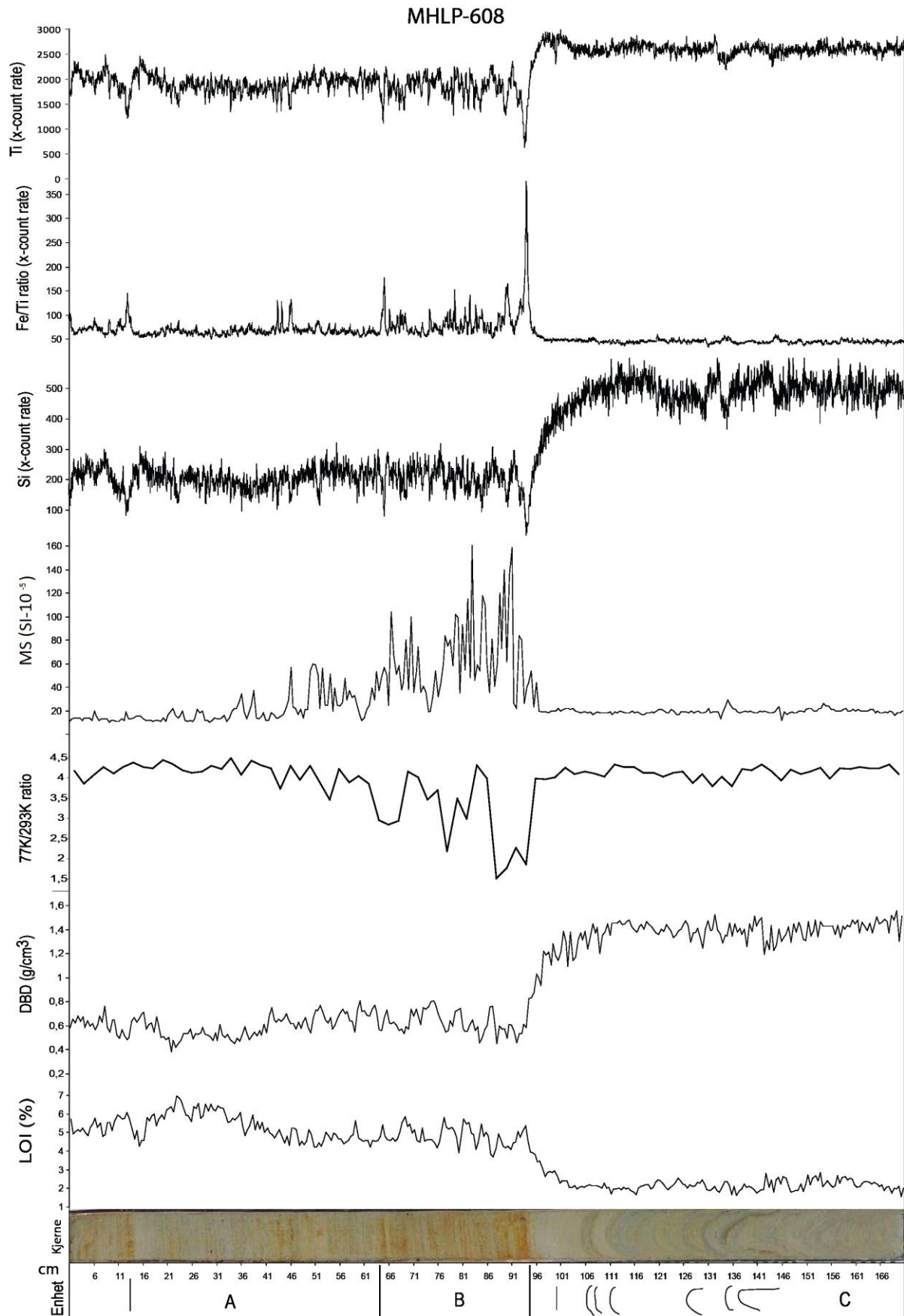
3.4.5 Vanninnhold (WC)

Vanninnhold er sterkt knyttet til DBD på grunn av porøsiteten i en prøve, pakkingen av sedimenter, mengden organisk innhold, sorteringen og formen på kornene som sedimentene består av (Dean, 1974). Ulempen med vanninnhold er at kjerner tørker ut med tiden under lagring og analyser. Vanninnhold er uttrykt i prosent (%) og prosedyren er den samme som for DBD og LOI.

3.5 Beskrivelse og tolkning av MHLP-608

Posisjon: S 54° 19' 26.2" V 36° 31' 37.9" Dyp: 4.3 meter Lengde på kjerne: 170.5cm

Analysene som ble gjort på denne kjernen var Glødetap (LOI, DBD, WC), Magnetisk Susceptibilitet (MS), bulk magnetisk susceptibilitet (χ_{Bulk}), XRF, 11 radiokarbondateringer og 15 blydateringer (disse blir presentert i kapittel 3.9). Illustrasjonen (figur 3.5.1) viser de utvalgte parameterne. Denne kjernen ble tatt i den midtre delen av Midtre Hamberginnsjø med en avstand på 200 meter til en kolluvial vifte langs den østre vannkanten. XRF parametrene ble valgt ut på bakgrunn av deres tellerate og korrelasjon til glødetap og kcps. Kjernen er delt inn i tre deler etter utseende og MS: Enhet C: 171-94 cm, Enhet B: 94-64 cm og Enhet A: 64-0 cm.



Figur 3.5.1: MHL-608 med utvalgte sedimentparametre: LOI, DBD, 77K/293K ratio, MS, silisium, Fe/Ti og titan. Kjernen er delt inn i tre enheter, med markeringer for lag som er tydelige visuelt.

Enhet C (94-171cm) består av lysgrå, kompakte og harde sedimenter med blå/mørkegrå lag. Det er to brune lag i kjernen på 107cm og 135cm. Enhet C har rundt 2 % organisk innhold, DBD fluktuerer fra 1.2-1.4 g/cm³ og WC fra 22-39 %. Mesteparten av de robuste geokjemiske elementene har høy tellerate, og fluktuerer med små variasjoner, med amplituder på 107 og 135cm. Mangan (Mn) og titan (titan) viser en topp som ingen andre parametre har fra 107-96 cm (Mn øker fra 1600 til 2500 tellinger og titan fra 2500 til 2900). MS verdier er lave (MS= 13-29 SI×10⁻⁵; $\chi_{\text{Bulk}} \approx 1.2-7.7 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) og ratioen mellom Fe og titan (Fe/Ti ratioen) er også lav (~50) i hele enheten.

Enhet B (94-64cm) inneholder oransje, organiskholdige sedimenter med bakgrunnsedimenter i grå farge. Ved 94 cm er det en skarp overgang fra lysgrå og kompakte sedimenter (DBD=1.4 /cm³) til sterkt oransje/grå sedimenter (DBD= 0.4g/cm³) som gradvis blir mer grå i fargen mot 65 cm. På 94 cm ble det dannet en hard overfalte over sedimentene, mens under dette var sedimentene svarte og luktet hydrogensulfid (H₂S). De fysiske sedimentparametrene fluktuerer ved DBD fra 0.7-0.4 g/cm³, LOI fra 5.3-3.6% og WC fra 175-84%. Fra 94-90 cm faller mesteparten av de robuste geokjemiske elementene: Si, K, Ca, Ti, Mn, Zn, Rb, Sr, Y og Zr mens Fe, Cl, Pb, S og MS øker og når sitt maksimum i kjernen fra 94-90 cm. Fra 94-40 cm er det sterk variabilitet i både MS og χ_{Bulk} fra høy (MS= 120-160 SI×10⁻⁵; $\chi_{\text{Bulk}} \approx 3.1 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) til lave (MS= 16-36 SI×10⁻⁵; $\chi_{\text{Bulk}} \approx 6.6 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) verdier. Fe/Ti ratioen varierer fra 60-377 fra 94-90 cm, men det er også mindre topper på 89 cm, 84.5 cm, 83 cm, 81cm, 78.8 cm, 73.7 cm, 67.8 cm, 65.5 cm og 64.5 cm.

Enhet A (64-0 cm) består av grå og oransje sedimenter og makrofossiler er synlige i flere av de oransje lagene. Det organiske innholdet ligger på 6.9 % på 20.5cm og 4.2 % på 14.5cm som laveste verdi i denne enheten. DBD er på sitt høyeste på 7.5 cm med 0.7g/cm³, lavest på 21 cm med 0.3 g/cm³ og WC har høye verdier fra 84-178 %. Legg merke til det grå laget fra 20-14 cm som skarpt skifter til et oransje lag fra 14-11 cm. Alle geokjemiske parametrene konvergerer på 41 cm, og forblir på det samme nivået til 16 cm hvor Fe øker inverst med de andre parametrene som synker. Fra 16-14 cm øker alle parametrene før de faller til lave verdier på 12 cm. Fe/Ti ratioen ligger jevnt på 60 i denne enheten med topper på 45.6 cm, 43.6 cm, 42.7 cm, 12.2 cm og 0.5 cm.

Tolkning:

Enhet C (171-94cm): Denne enhet er tolket til å bestå av glasifluvialt avsatt materiale, på grunn av det høye minerogene innholdet som er koblet til glasial erosjon og høy glasifluvial kapasitet, gjenkjent som høye verdier av DBD, silisium, og titan (Bakke et al., 2005b, Bakke, 2009). Også Mangan (Löwemark et al., 2008) og Rubidium (Croudace, 2006) viser høye verdier sammen med Kalium (K), Kalsium (Ca), Strontium (Sr), Zink (Zn) og Zirkonium (Zr) som kan indikere at også disse elementene er til stede i glasiale sedimenter. Episodiske hendelser kan bli gjenkjent med store mengder makrofossiler, anomalier i MS og ved å studere sedimentasjonsraten. Lag med ulik kornstørrelse, ingen sortering og finere sediment oppover i laget indikerer en episodisk hendelse som for eksempel flom, turbiditter eller skred (Støren et al., 2010). Det er ingen slike tegn på episodiske hendelser i denne delen av kjernen.

Midtre Hamberginnsjø er tolket til å ha vært en iskontaktinnsjø i denne perioden på grunn av karakteristikken på sedimentene på grunn av ulikheten mellom enhet C og B. Ved sammenligning med MHLP-708 som er 3 meter lang, er det tydelig visuelt og ved fysiske og geokjemiske parametre at de to kjernene inneholder de samme sedimentene i denne enheten.

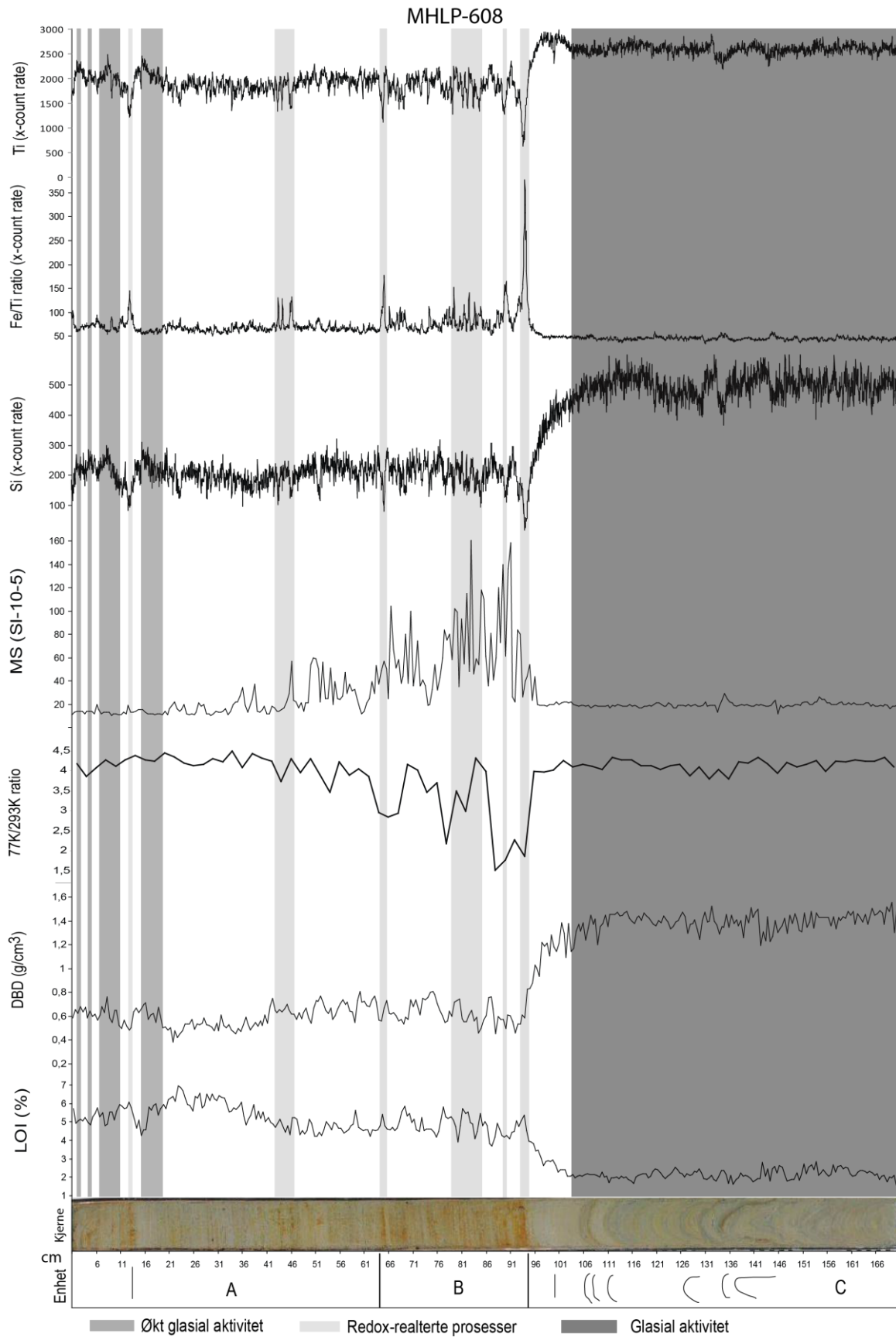
Enhet B (94-64cm): Denne enheten er tolket til å inneholde flere episodiske hendelser; alle de oransje lagene som jern, Fe/Ti raten og MS slår ut på er tolket til å være hendelser hvor sedimentene er blitt påvirket av noen andre prosesser enn resten av kjernen. Forholdet mellom jern og titan (Fe/Ti raten) blir brukt for å skille ut episodiske hendelser i denne kjernen. Dette er basert på at forholdet mellom jern og titan er forholdsvis jevnt i berggrunnen, men endres når jern blir utsatt for oksidering (Croudace, 2006, Jin et al., 2006). Fe/Ti ratio består i denne kjernen av en tydelig linje med høye amplituder på enkelte millimeter. Fe/Ti og Fe/Rb ratio er i følge Croudace (2006) relatert til fraksjonerings effekter på grunn av kornstørrelse og Fe kan bli påvirket av redoks-relaterte diagenser i oksiske miljø eller tidligere oksiske sediment. Forholdstallet mellom Fe og titan er høyt i hele kjernen og ligger på ~50 i denne enheten trolig på grunn av at jern har reagert med oksygen i vannet før det ble avsatt (Stumm, 1985). De største hendelsene ble fjernet (94.5-91.5 cm, 90-88.5 cm, 65-63.5 cm og 12.5-12 cm). I denne kjernen er det ikke mulig å finne flomlag, skredlag eller turbidittavsetninger. Sammen med Svovel (S) indikerer jern at det har vært anoksiske forhold i innsjøen i denne enheten. For å oppnå disse forholdene må det være en sterk hypolimnion som separerer det oksiske overflatevannet fra det anoksiske bunnvannet (Stumm, 1985). Fe og S har trolig blitt redusert fra vannsøylen og avsatt i sedimentene på bunnen. Dette kan bare forekomme når overflaten

på innsjøen ikke blir forstyrret av vind eller brevann som virvler og blander vannmassene. Dette impliserer at klimaet var rolig, med lite vind og en liten bre i nedslagsfeltet med mindre breelvkapasitet.

Vannet i kjernen kan absorbere strålingen fra de lettere elementene som aluminium og silisium (Croudace, 2006) mens tyngre elementer som kalium, kalsium, titan og jern burde forbli upåvirket av fysiske sediment parametre som LOI, WC og DBD (Tjallingii et al., 2007). I dette tilfellet er jern det elementet som korrelerer med WC og LOI, mens de andre parametrene korrelerer med DBD (se korrelasjons-kapittel 3.7). χ Bulk ratio 77K/293K verdiene i denne delen av kjernen svinger fra 4 til 1.5 som i følge Lanci og Lowrie (1997) er avtakende paramagnetisk og økende innhold av ferromagnetiske mineraler i en prøve når verdiene er under 3.8. I følge Vasskog et al. (2012) kan dette tolkes som sediment provenans, hvor sedimenter med lavere verdier enn (>3.5) kan være en indikasjon på andre sedimentkilder.

Enhet A (64-0 cm): Denne enheten er tolket til å representere en periode med få reduserende forhold i innsjøen. Bare rundt 12 cm ble det tolket til at det har vært redoks relaterte prosesser. Resten av enheten er tolket til å representere at en økende bre i nedslagsfeltet avsatte glasifluviale sedimenter, registrert med økte DBD-, silisium- og titanverdier.

Fra 63.5-46.5 cm øker XRF parametrene (Si, K, Ca, Ti og Mn) og fluktuerer uavhengige av hverandre frem til 46.5 cm hvor alle synker raskt med same størrelsesorden. Dette kan tolkes som at breen forsvinner eller avsetter mindre klastisk materiale med silisium, kalium, kalsium, titan og mangan. LOI er på sitt høyeste ved 20.5 cm, med 6.9 % organisk innhold, som indikerer høyere organisk produksjon i innsjøen eller i nedslagsfeltet. På samme tid synker DBD, silisium, kalium, kalsium, titan og mangan noe som indikerer at det var en liten eller ingen bre i nedslagsfeltet den gangen. På 14 cm er XRF verdier sammen med DBD verdier høye, titan når nesten de samme verdiene som i Enhet C (2500 tellerate mot 3000 i enhet C). På 12 cm er XRF og DBD parametrene reversert sammenlignet med LOI, WC, jern, klor og svovel. Dette indikerer at breen igjen var trukket tilbake og nesten like forhold som ved 94 cm rådet. Det samme skjer på 1.5 cm hvor XRF parametrene synker igjen, som sammenlignet med i dag forteller om en bortsmeltet bre i Øvre Hamberginnsjø på den tiden. Sammenlignet med moderne verdier kan perioder med lave verdier sammenlignes: på 64 cm, 45.5 cm og 12 cm og tolkes som perioder som lignet forholdene i 2008. Sedimentasjonen fra breen er tolket til å være hovedkilden i denne delen av sedimentkjernen.



Figur3.6.4: Tolkning av MHL-608: Enhet C er tolket til høy glasiluvial avsettelsesmiljø, mens Enhet B har mange forstyrrelser med redox- relaterte prosesser og Enhet A inneholder økt glacial aktivitet i toppen.

3.6 Beskrivelse og tolkning av kjernene MHLP-108, 208, 308, 408, 508, 708, 808 og 908

For illustrasjoner av alle kjernene, se appendiks.

MHLP-108: Posisjon: S54° 19 14.9 V36° 31 23.9 Lengde på kjerne: 60 cm

Analysert: XRF og MS.

Denne kjernen ble tatt opp i ytre del av Midtre Hamberginnsjø, den kan deles i fire deler visuelt fra 0-5 cm med grå sediment avbrutt med et oransje lag, 5-18 cm er grå sedimenter, 18-40 cm er oransje, 34-38 cm er mørk grå og 40-60 cm består av lys grå sediment. XRF-elementene som viser sterke tellerater er silisium, K, Ca, titan, Mn, Zn, Rb og Sr. Magnetisk overflatesusceptibilitet verdier i denne kjernen varierer fra $20-80 \text{ SI} \times 10^{-5}$.

Tolkning: Denne kjernen har et lag på 34-38 cm som er bemerkelsesverdig; det slår bare ut på Mangan som er tolket til å representere økt input av breelv (Löwemark et al., 2008).

MHLP-208: Posisjon: S54° 19 15.0 V36° 31 38.9

Tatt på dybde: 4.9 meter Lengde på kjerne: 121 cm

Analysert: Glødetap (LOI, DBD, WC), Magnetisk Susceptibilitet (MS), bulk magnetisk susceptibilitet (χ_{Bulk}) og XRF.

Kjernen er delt i fire deler fra 0-20 cm, 44-47cm, 47-90cm og 90-121cm. Kjernen ble tatt opp i den nordlige delen av Midtre Hamberginnsjø, 200 meter fra en kolluvial vifte på den nordvestre strandlinjen. Det ble tatt 2 radiokarbon dateringer fra denne kjernen og dette vil bli presentert i kapittel 3.5. Toppen har en grå farge med oransje lag og myke sedimenter, mengden organisk innhold er høyere i denne delen av kjernen (4-2 %). Det er et tydelig lag på 44-47cm med mørk grå farge; hvor både XRF og MS har lave verdier. Det er to brune lag på 90 og 102 cm. DBD svinger fra $0.7-1.5 \text{ g/cm}^3$ i toppenheten, mens resten av kjernen fluktuierer rundt 1.4 g/cm^3 . Bakgrunnsedimentene er harde og kompakte og skifter mellom blå/mørkegrå lag over til lysegrå lag i mellom og noen oransje lag. Den andre enheten (44-47cm) av kjernen inneholder rundt 1.9 % organisk innhold mens DBD er 1.4 g/cm^3 .

Magnetisk Susceptibilitet og χ_{Bulk} viser ikke de samme trendene, det er noe variabilitet i den øvre delen av kjernen ($\text{MS} = 5-17 \text{ SI} \times 10^{-5}$; $\chi_{\text{Bulk}} = 3.8-4.2 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) mens fra 44-47cm er det sterk variabilitet i MS og mens χ_{Bulk} viser ingen respons ($\text{MS} = 4-47 \text{ SI} \times 10^{-5}$; $\chi_{\text{Bulk}} \sim 4.1 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$). MS og χ_{Bulk} responderer på bunnenheten (116-121cm) ($\text{MS} = 30 \text{ SI} \times 10^{-5}$; $\chi_{\text{Bulk}} \sim 1.3 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$). 77K/293K ratioen viser lave verdier (2.7) i bunnenheten, hvor også Fe/Ti forholdet er også lavt (34).

Tolkning: Denne kjernen kan brukes til å forstå sedimentasjonsraten i Midtre Hamberginnsjø, dette vil bli diskutert i diskusjonen (kapittel 5.4). I den nedre delen av denne kjernen har sedimentene en helt annen karakteristikk enn noe annet sediment tatt opp fra dette vannet. Fe/Ti er på sitt laveste her, noe som tyder på kortere vei fra bre til innsjø (Croudace, 2006). χ Bulk 77K/293K ratioen viser at dette sedimentet stammer fra et annet kildeområde enn resten av kjernen. Laget på 44-47 cm var trolig en hendelse som førte sediment med en synlig annen kornstørrelse inn i bassenget. Dette er tolket til å være tilførsel av glasifluvialt materiale fra en kilde tolket til å være fra Zenker Ridge. Toppen av 208 representerer overgangen som også kan sees i MHLP-608 hvor sedimentene skifter fra grå, tettpakket glasilakustrint materiale til myke oransje/grå sediment som er tolket til å være en blanding av glasialt og fra nedslagsfeltet på bakgrunn av at alle parameterne endres ved 10 cm og DBD og LOI fra 18 cm.

MHLP-308: Posisjon: S54° 19 13.0 V36° 31 24.0 Lengde på kjerne: 87cm

Analyse: XRF og MS.

Denne kjernen ble tatt ganske nær MHLP-108 og kan deles grovt opp i tre deler fra 0-28 cm hvor sedimentene er oransje og den synlige kornstørrelsen er leir til silt. En sekvens med lys leir starter på 28 cm og slutter ved 38 cm. Resten av denne kjernen har en skarp overgang til mørk grå sand med noen lag med leir. XRF målingene er dårlige med svært lave verdier, spesielt i øvre del fra 0-17cm og igjen fra 24-27 cm. Magnetisk overflatesusceptibilitet verdiene varierte fra 0-80 SI $\times 10^{-5}$.

Tolkning: Det ser ut til at sanden i den nedre delen av denne kjernen ble avsatt nært en breelv på grunn av sandkornene som skille seg ut fra leir som er vanlig i resten av vannet, deretter må elven ha avtatt i transportkapasitet og leir blitt avsatt fra 38-28cm. Fulgt av en periode med enda grovere sand og grus til dette ble avløst med finkornet oransje silt som tydeligvis representerer dagens forhold.

MHLP-408: Posisjon: S54° 19 25.7 V36° 31 25.4 Lengde på kjerne: 137 cm

Analyser: XRF og MS

Denne kjernen ble tatt i midtre del av Midtre Hamberginnsjø, den kan deles i to deler fra 0-55 cm og 55-136 cm. Den øverste delen har flere oransje lag og sedimentene er myke, den andre delen består av grå hardpakkede sedimenter. De XRF elementene som viser robust tellerate er silisium, K, Ca, titan, Mn, Zn, Rb og Sr. Magnetisk overflatesusceptibilitet verdier varierer fra

0-27 $SI \times 10^{-5}$.

Tolkning: MHLP-408 har i likhet med hovedkjernen 608 en markant overgang midt i kjernen; dette er tolket til å være samme overgang. Det er også flere lag som titan gjør utslag på som kan sammenlignes med 608 og kan derfor støtte opp om tolkninger i 608 i forhold til brefluktasjoner på Hambergbreen. Dette vil bli belyst videre i diskusjonen.

MHLP-508: Posisjon: S54° 19 31.2 V36° 31 33.3 Lengde på kjerne: 220 cm

Analyser: XRF og MS.

Denne kjernen ble hentet nær 408 og kan deles i fire deler. Fra 0-82 cm, med flere lag med lysgrå til oransje farge og myk tekstur. Fra 82-112 cm er mørk oransje med myke sedimenter. Fra 112 cm er det en skarp overgang til hard grå leir som fortsetter i resten kjernen til 220cm. XRF elementene som viser robuste tellerater er silisium, K, Ca, titan, Mn, Zn, Rb og Sr. Overflate magnetisk susceptibilitet verdiene varierer fra 6-70 $SI \times 10^{-5}$.

Tolkning: MHLP-508 har i likhet med hovedkjernen 608 en markant overgang midt i kjernen; dette er tolket til å være samme overgang. Det er også flere lag som titan gjør utslag på som kan sammenlignes med 608 og kan derfor støtte opp om tolkninger i 608 i forhold til brefluktasjoner på Hambergbreen. Dette vil bli belyst videre i diskusjonen.

MHLP-708: Posisjon: S54° 19 31.2 V36° 31 33.3 Lengde på kjerne: 308 cm

Analyser: XRF og MS

Denne kjernen ble hentet nær 508 og kan deles inn i enheter fra 0-50 cm og 50-307 cm. Den første delen består av oransje lag og myke sedimenter og den andre delen er kompakt grå leir. XRF elementene som viser robust tellerate er silisium, K, Ca, titan, Mn, Zn, Rb og Sr. Magnetisk overflatesusceptibilitet verdiene varierer fra 9-83 $SI \times 10^{-5}$.

Tolkning: MHLP-708 har i likhet med hovedkjernen 608 en markant overgang også i kjernen. Dette er tolket til å være samme overgang som i MHLP-608 og titan gjør utslag på lag som kan sammenlignes med 608 og kan derfor støtte opp om tolkninger i 608 i forhold til brefluktasjoner. Dette vil bli belyst videre i diskusjonen.

MHLP-808: Posisjon: S54° 19 38.6 V36° 31 47.5 Lengde på kjernen: 208 cm

Analyser: XRF og MS

Denne kjernen tatt opp mellom de to ytterste neoglasiale morenene i Midt Hamberginnsjø. Denne kjernen kan deles inn i 0-98 cm og 98-208 cm. XRF parametrene som viser robust tellerate er silisium, K, Ca, titan, Mn, Zn, Rb og Sr. Magnetisk overflatesusceptibilitet

verdiene varierer fra 3-28 $SI \times 10^{-5}$.

Tolkning: MHLP-808 har i likhet med hovedkjernen 608 en overgang i toppen av kjernen, denne er mer gradvis, men likevel tolket til å være samme overgang.

MHLP-908: Posisjon: S54° 19 50.4 V36° 31 54.7

Dybde: 20,3 meter Lengde på kjernen: 110 cm

Analyser: Glødetap (LOI, DBD, WC), Magnetisk Susceptibilitet (MS), Bulk magnetisk susceptibilitet (χ_{Bulk}), XRF og en radiokarbondatering fra 107-108 cm.

MHLP-908 ble tatt i den indre delen av Midtre Hamberginnsjø, 190 meter fra strandlinjen og 360 meter fra utløpet fra Øvre Hamberginnsjø. Kjernen er delt opp to deler: 0-10 cm og 10-110 cm. Kjernen består av brungrå sediment med mange lag fra gul til brun til lysegrå.

Litostratigrafien viser at toppen har brungrå lag med oransje lag mellom og består av myke sedimenter. Mengden organisk innhold er 2.1-2.5 % fra 0-10 cm og fluktuerer fra 2.2-1.2 % fra 10-110 cm. DBD varierer fra 1-1.4 g/cm^3 fra 0-10 cm, mens WC svinger fra 30-41 % og DBD fluktuerer rundt $\sim 1.4 g/cm^3$ fra 10-110 cm og WC synker ned til ~ 28 %. Magnetisk Susceptibilitet og χ_{Bulk} viser lite variasjon gjennom kjernen fra høye ($MS = 33 SI \times 10^{-5}$; $\chi_{Bulk} = 1.1 \times 10^{-6} m^3 kg^{-1}$) til lave ($MS = 15 SI \times 10^{-5}$; $\chi_{Bulk} = 1 \times 10^{-6} m^3 kg^{-1}$) verdier.

77K/293K ratio verdiene varierer fra 3.5 til 4 og de geokjemiske elementene som viser robust tellerate er silisium, K, Ca, titan, Fe, Mn, og Sr. *Tolkning:* Denne kjernen kan brukes til å se tilbaketrekingen av den regenererte Hambergbreen fra Øvre Hamberginnsjø. Dette sees i toppen av kjernen fra 10-0 cm. Denne endringen i sediment kan sees i alle parametre. Dateringen fra 107-108 cm kan gi en indikasjon på sedimentasjonsraten i dette indre bassenget som tilsier én meter på 500 år. Dette vil bli diskutert videre i diskusjonen.

HTH MHL-608: Posisjon: S54° 19 26.2 V36° 31 37.9 Lengde på kjerne: 19 cm

Analyser: Glødetap og blydateringer

Denne HTH kjernen ble tatt opp ved samme posisjon som MHLP-608. Blydateringene som er analysert fra denne kjernen er brukt i alder-dybde modellen for MHLP-608.

3.7 Korrelasjonsanalyse

Denne analysen ble utført i Excel hvor alle utvalgte robuste XRF- parametre i MHLP-608 ble analysert for korrelasjon mellom dem. I tabell 3.7.1 er parametre i MHLP-608 korrelert på høy oppløsning. Tabell 3.7.2 viser en analyse mellom utvalgte parametre i lav oppløsning, først hele kjernen, deretter korrelasjon innad i hver enhet. Kjernene MHLP-408, 508, 608 og 708 er også blitt sammenstilt visuelt ved å se på lagdeling og hendelser, dette kan sees i figur 3.7.1.

Tabell 3.7.1: Korrelasjon mellom parametrene med høy oppløsning i MHLP-608. Grønn indikerer positiv korrelasjon, rød negativ og gul under 0,7.

Høy oppl.	kcps	Si	Mn	K	Ca	Ti	Fe	Zn	Rb	Sr	Zr
kcps	1										
Si	-0,90	1									
Mn	-0,46	0,45	1								
K	-0,70	0,75	0,82	1							
Ca	-0,92	0,97	0,49	0,75	1						
Ti	-0,86	0,91	0,69	0,87	0,93	1					
Fe	0,80	-0,55	-0,37	-0,48	-0,60	-0,56	1				
Zn	-0,68	0,70	0,69	0,81	0,70	0,79	-0,49	1			
Rb	-0,55	0,63	0,57	0,73	0,62	0,67	-0,27	0,63	1		
Sr	-0,92	0,93	0,34	0,65	0,94	0,84	-0,67	0,64	0,55	1	
Zr	-0,66	0,55	0,46	0,58	0,58	0,59	-0,73	0,57	0,44	0,61	1

Tabell 3.7.2: Først korrelasjon mellom alle utvalgte parametre i MHLP-608 med 0.5cm oppløsning. De tre neste tabellene er korrelasjon mellom parametrene i Enhet A, B og C.

Hele 608	kcps	MS	WC	DBD	LOI	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
kcps	1										
MS	0,42	1									
WC	0,86	0,29	1								
DBD	-0,88	-0,29	-0,98	1							
LOI	0,82	0,18	0,97	-0,96	1						
Si	-0,91	-0,31	-0,94	0,97	-0,93	1					
K	-0,75	-0,42	-0,78	0,76	-0,71	0,79	1				
Ca	-0,92	-0,32	-0,94	0,96	-0,92	0,99	0,79	1			
Ti	-0,87	-0,35	-0,92	0,91	-0,88	0,93	0,90	0,95	1		
Mn	-0,52	-0,42	-0,52	0,47	-0,44	0,50	0,85	0,53	0,73	1	
Fe	0,75	0,49	0,47	-0,49	0,38	-0,57	-0,53	-0,61	-0,56	-0,44	1

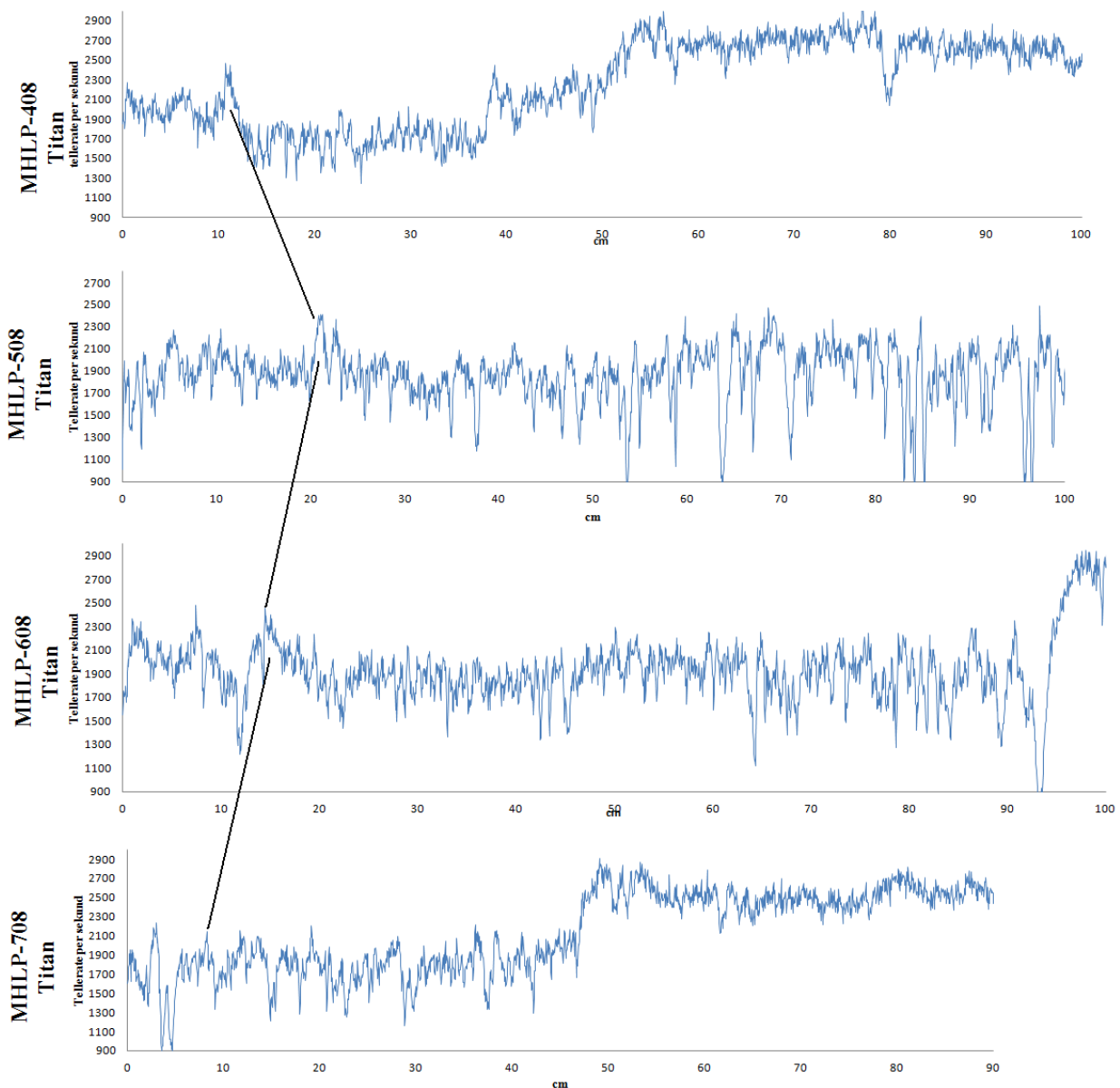
Enhet A	kcps	MS	WC	DBD	LOI	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
kcps	1,00										
MS	0,15	1,00									
WC	-0,04	-0,23	1,00								
DBD	0,02	0,28	-0,90	1,00							
LOI	-0,03	-0,42	0,85	-0,81	1,00						
Si	-0,20	0,00	-0,45	0,41	-0,35	1,00					
K	-0,17	-0,11	-0,49	0,41	-0,34	0,88	1,00				
Ca	-0,43	-0,10	-0,47	0,44	-0,37	0,84	0,83	1,00			
Ti	-0,21	-0,10	-0,54	0,49	-0,39	0,85	0,95	0,91	1,00		
Mn	-0,28	-0,24	-0,36	0,26	-0,20	0,69	0,89	0,80	0,90	1,00	
Fe	0,68	0,33	-0,33	0,30	-0,36	-0,07	-0,03	-0,34	-0,07	-0,24	1,00

Enhet B	kcps	MS	WC	DBD	LOI	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
kcps	1										
MS	0,26	1									
WC	0,36	0,16	1								
DBD	-0,31	-0,20	-0,92	1							
LOI	-0,13	-0,05	0,53	-0,50	1						
Si	-0,62	-0,05	-0,25	0,20	-0,04	1					
K	-0,65	0,01	-0,29	0,24	-0,06	0,93	1				
Ca	-0,72	-0,04	-0,30	0,24	-0,01	0,94	0,91	1			
Ti	-0,66	0,01	-0,32	0,27	-0,11	0,94	0,98	0,95	1		
Mn	-0,68	0,06	-0,31	0,25	-0,09	0,87	0,97	0,90	0,96	1	
Fe	0,83	0,09	0,35	-0,29	-0,11	-0,70	-0,72	-0,83	-0,73	-0,75	1

Enhet C	kcps	MS	WC	DBD	LOI	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
kcps	1										
MS	0,72	1									
WC	0,89	0,74	1								
DBD	-0,89	-0,74	-0,97	1							
LOI	0,86	0,71	0,96	-0,96	1						
Si	-0,92	-0,71	-0,94	0,95	-0,94	1					
K	-0,79	-0,63	-0,84	0,82	-0,79	0,83	1				
Ca	-0,93	-0,71	-0,93	0,94	-0,92	0,98	0,83	1			
Ti	-0,87	-0,69	-0,91	0,89	-0,88	0,91	0,92	0,94	1		
Mn	-0,60	-0,50	-0,66	0,61	-0,61	0,61	0,87	0,64	0,83	1	
Fe	0,89	0,56	0,76	-0,75	0,70	-0,82	-0,69	-0,86	-0,77	-0,50	1

Korrelasjonsanalysene viser at de aller fleste parametre, både de fysiske sedimentparametrene (WC, LOI og DBD) og XRF korrelerer med kcps (kilo counts per second) i MHLP-608 (tabell 3.7.1). Dette tyder på at de fysiske forhold som tetthet, vanninnhold og organisk innhold styrer XRF målingene sett ved kcps som korrelerer med de fleste andre XRF parametre (Croudace, 2006, Tjallingii et al., 2007).

MHLP-408, 508, 608 og 708 er satt i sammenheng med titan for å illustrere at noen lag i kjernene tydeligvis går igjen i vannet. Alle kjernene viser en overgang (408 på 55 cm, 508 på 112, 608 på 94, og 708 på 50 cm) fulgt av en nedgang i titan tellerate. Mot toppen i kjernen har alle kjernene en eller flere topper i telleraten på titan som kan knytte sammen kjernene. Toppen på 12-10 cm i 408 kan knyttes sammen med toppen på 23-20 cm i 508, 20-12 cm i 608 og 9-6 cm i 708 (figur 3.7.1), hvorpå alle disse nevnte toppene er etterfulgt av en nedgang i titan tellerate i alle kjernene.



Figur 3.7.1: MHLP-408, -508, -608 og -708 vist med titan og en sammenkobling av kjernene ved en topp i telleraten på titan.

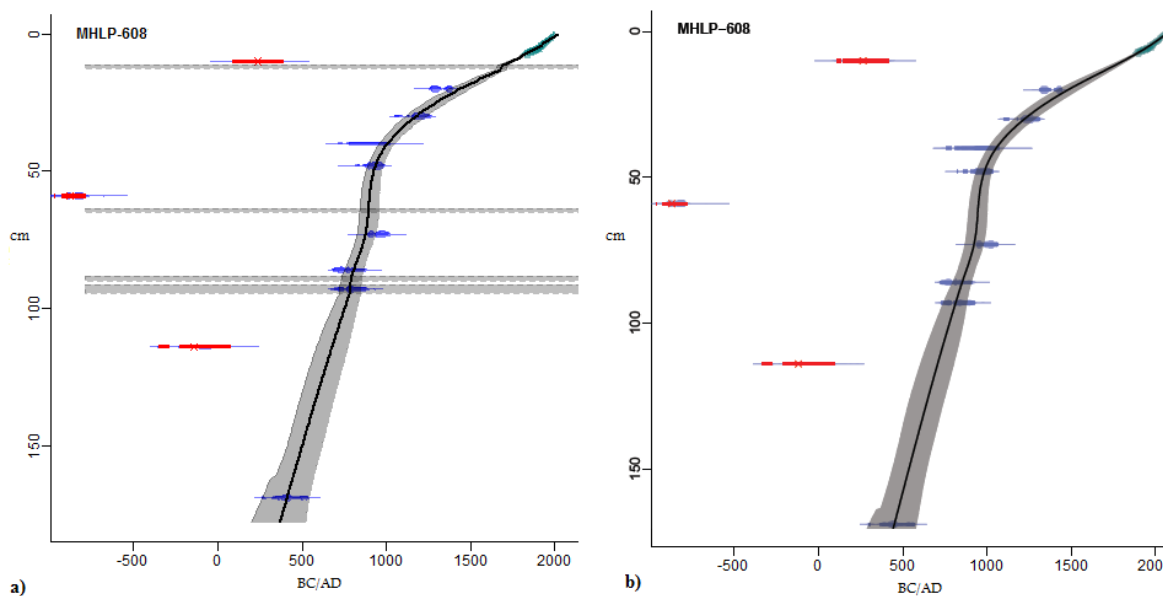
3.8 Alder-dybde modell

15 prøver med makrofossiler ble sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory for AMS radiokarbondatering (tabell 3.8.1) (elleve prøver fra MHLP-608, to fra MHLP-208, en fra MHLP-908 og en fra MHLP-708). Makrofossilene ble forsøkt identifisert, valgt ut gjennom et mikroskop og plassert i glass og tørket. Prinsippene bak radiokarbondatering kan leses i Faure og Mensig (2005). De 11 dateringene fra MHLP-608 sammen med de 15 blydateringene fra HTH-608 ble brukt til å etablere en alder- dybde kronologi i Clam i statistikkprogrammet R med smoothed spline og sørlige halvkule kalibreringskurve og kan sees i figur 3.11.3 (Blaauw og Heegaard, 2012). Alle dateringer er kalibrert til etter Kristus/ e. Kr. (AD/BC) og aldre som ikke kommer fra dette arbeidet er oppgitt i kalibrerte år før 1950 (kal år BP).

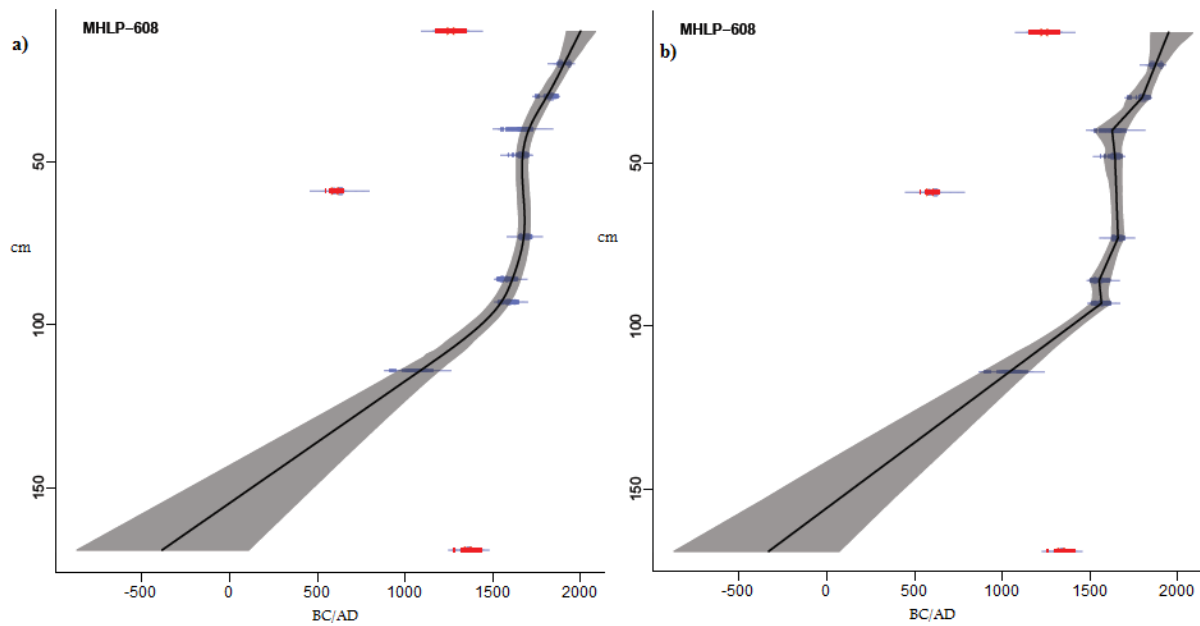
Radiokarbondateringene Poz-44156 (1790 ± 60), Poz-44161 (2680 ± 50) og Poz-44168 (2070 ± 70) ble ikke inkludert i alder- dybde modellen på grunn av for høye aldre. Grunnen til de høye aldrene er trolig at prøvene inneholdt materiale som er blitt innvasket fra land i en episodisk hendelse eller at de inneholdt for lite karbon til å få en korrekt alder. Legg merke til at de to øverste dateringene som ikke er tatt med ligger tett etter hendelser som ble tatt bort i aldersmodellen (se figur 3.8.1). Funksjonen ”slump” ble lagt inn i aldersmodellen for å fjerne uønskede lag (Blaauw og Heegaard, 2012). De lagene som ble fjernet var 94.5-91.5 cm, 90-88.5 cm, 65-63.5 cm og 12.5-12 cm (se figur 3.8.1)

Tabell 3.8.1: Radiokarbondateringer

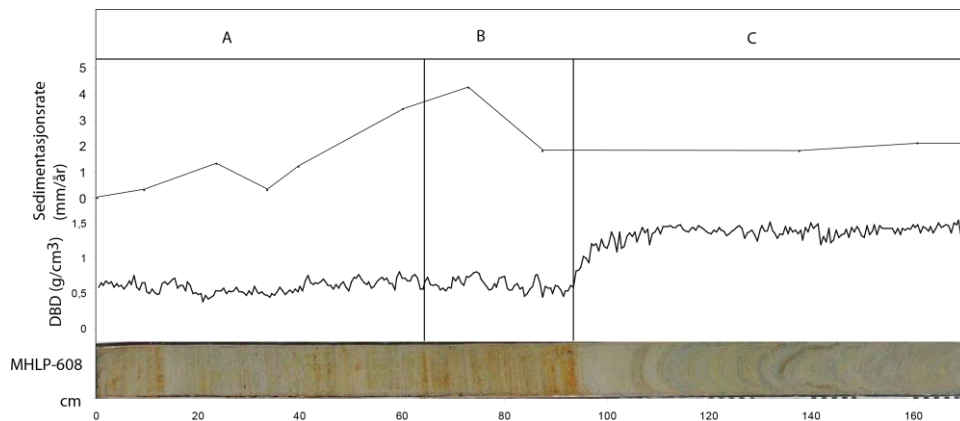
Lab.no	Kjerne	Dyp	Beskrivelse	Radiokarbonalder	mgr	± 2 sigma (cal yr BP)	Mean cal yr BP	e. Kr	år brukt i modell
Poz-44151	708	121-122	Mose, deler av kvist	>0 BP	0.1mgC	-			
Poz-44152	908	107-108	Mose, deler av kvist	480 ± 60 BP	0.2mgC	330-359 (4.3%) 369-373 (0.4%) 429-565 (77.3%)	344,5 371 497	1663,5 1637 1511	
						587-644 (13%)	615,5	1392,5	
Poz-44153	208	10-11 cm	Mose, deler av kvist	910 ± 40 BP	0.4mgC	741-917 (95%)	829	1179	
Poz-44155	208	13-14	Bark	980 ± 35 BP		796-874 (49.3%)	835	1173	
						877-885 (2.2%)	881	1127	
						891-956 (43.5%)	923,5	1084,5	
Poz-44156	608	10-11 cm	Mose, bark,	1790 ± 60 BP	0.5mgC	1565-1830 (91.8%)	1697,5	310,5	
						1842-1864 (3.1%)	1853	155	
Poz-44157	608	20-21	organsik materiale	690 ± 40 BP	0.9mgC	558-603 (32%)	580,5	1427,5	
						627-691 (62.1%)	659	1349	1410
Poz-44158	608	30-31	Mose	845 ± 35 BP	0.4mgC	686-798 (87.2%)	742	1266	1162
						815-823 (1.3%)	819	1189	
						869-899 (6.5%)	884	1124	
Poz-44159	608	40-41	Mose, gress	1120 ± 70 BP	0.9mgC	923-1182 (92.4%)	1052,5	955,5	1002
						1206-1234 (2.5%)	1220	788	
Poz-44160	608	48-49	Mose	1125 ± 30 BP		960-1089 (91.4%)	1024,5	983,5	937
						1108-1131 (3%)	1119,5	888,5	
						1163-1166 (0.5%)	1164,5	843,5	
Poz-44161	608	59-60	Mose	2680 ± 50 BP	0.4mgC	2737-2877 (94.8%)	2807	-799	905
						2915-2915 (0.1%)	2915	-907	
Poz-44162	608	73-74	Mose, gress, blad	1085 ± 30 BP		935-1017 (65.6%)	976	1032	878
						1022-1056 (29.1%)	1039	969	
Poz-44166	608	86-87	Mose, blad	1240 ± 30 BP	0.7mgC	1079-1264 (95%)	1171,5	836,5	808
Poz-44167	608	93-94	Mose	1225 ± 30 BP	0.7mgC	1066-1187 (69.6%)	1126,5	881,5	770
						1201-1259 (25.3%)	1230	778	
Poz-44168	608	114-115	Mose	2070 ± 70 BP	0.2mgC	1879-2162 (87.5%)	2020,5	-12,5	666
						2168-2179 (0.9%)	2173,5	-165,5	
						2242-2302 (6.6%)	2272	-264	
Poz-44170	608	169-170	Mose, blad	1640 ± 40 BP	0.5mgC	1414-1619 (92.7%)	1516,5	491,5	414
						1674-1686 (2.3%)	1680	328	



Figur 3.8.1: a) Alder-dybde modell av MHLP-608 først med episodiske hendelser og kal år e. Kr, b) aldersmodell uten episodiske hendelser i år e. Kr. Blå dotter er dateringer som er med i modellen, røde er "outliers" (tatt ut fra modellen) og grønne er blydateriner. De grå horisontale stripene er episodiske hendelser. Den svarte stripene representerer den best tilpassede alderen, mens det grå området rundt er standardavvik.



Figur 3.8.2: a) Alder-dybde modeller testet med bunndateringen som "outlier" (tatt ut av modellen), b) alder- dybde modell med smoothed spline og den høyre med lineær regresjons modell.



Figur 3.11.3: Sedimentasjonsrate og DBD: regnet ut mellom hver radiokarbondatering. I Enhet B er sedimentasjonsraten opp i 4.2 mm i året.

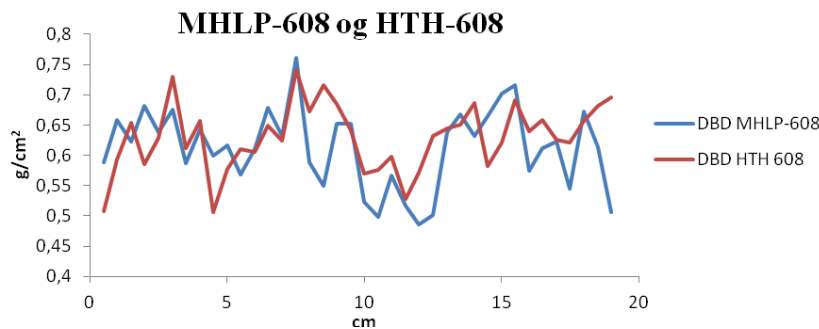
Ut i fra radiokarbondateringene er sedimentasjonsraten for MHLP-608 regnet ut og illustrert i figur 3.11.3. Figuren viser høyest sedimentasjonsrate mellom 49 cm og 74 cm med opp i 4 mm i året. Sedimentasjonsraten ligger på rundt 2 mm i året i enhet C og 1.5 mm i året i enhet A. Fra 30 cm til 12 cm viser sedimentasjonsraten en økning som passer med en periode med økt breaktivitet sett i figuren som grå sediment og økning i DBD.

3.9 Blydateringer

Blydatering er basert på nedbrytningen av radioisotop ^{238}U til stabile bly isotoper, under denne nedbrytningen blir ^{222}Rn gass produsert og avsettes i innsjøer etc. Siden bly har en halveringstid på 22.6 år, kan bly brukes til å konstruere en kronologi av sedimenter som inneholder bly (Andersen, 2012).

Av HTH kjernen 608 ble det tatt glødetap (LOI, DBD, WC) med den samme prosedyren som de andre kjernene (se kapittel 3.5.4), for å kunne korrelere HTH kjernen med MHLP-608.

Den andre halvdel av den delte HTH kjernen ble delt i skiver for hver 0.5 cm og tørket i et tørkeskap i 12 timer. Prøvene ble sendt til Universitetet i København, Institutt for Geografi og Geologi (for dateringsprosedyre se Andersen (2012)). Aldrene ble gjort om til e.Kr.



Figur 3.9.1: DBD fra hovedkjerne MHLP-608 sammenlignet med HTH kjerne 608. Blydateringene fra HTH-608 ble brukt i aldersmodellen for MHLP-608.

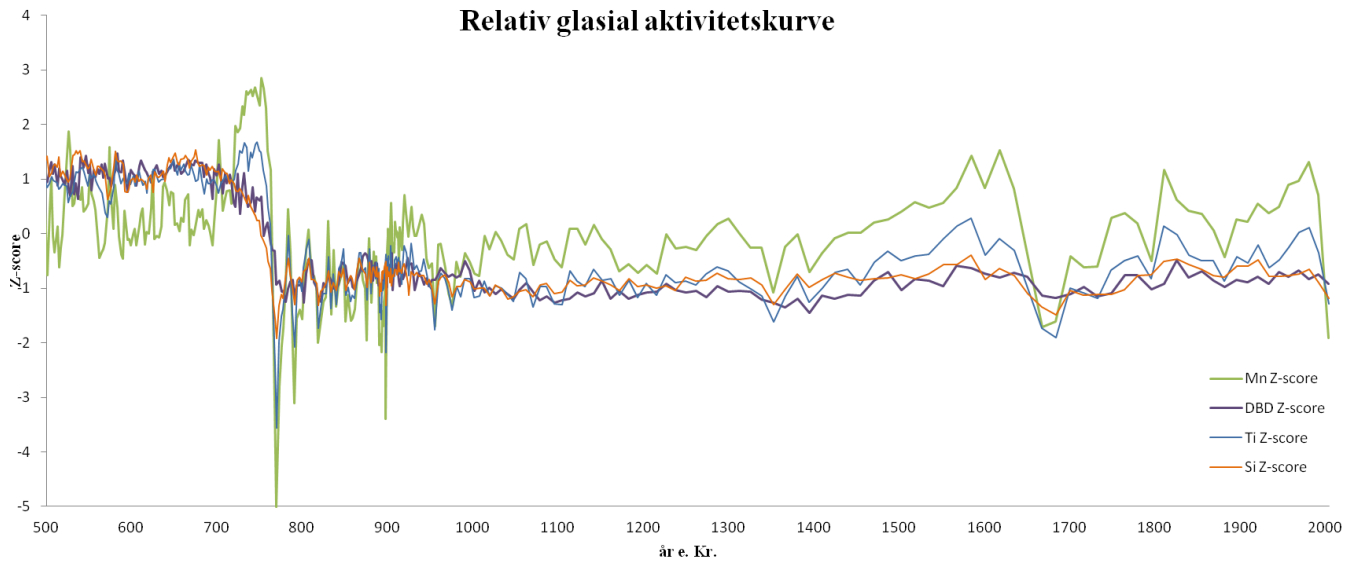
Tabell 3.7.1: Blydateringer fra HTH-608

Lab ID	Kal år	stdav	dyp	tykkelse	kal år BP	E. Kr
Lead-HTH-608	3	2	0,25	0,5	-55	2005
Lead-HTH-609	13	2	0,75	0,5	-45	1995
Lead-HTH-610	26	2	1,25	0,5	-32	1982
Lead-HTH-611	37	2	1,75	0,5	-21	1971
Lead-HTH-612	46	2	2,25	0,5	-12	1962
Lead-HTH-613	54	3	2,75	0,5	-4	1954
Lead-HTH-614	65	3	3,25	0,5	7	1943
Lead-HTH-615	76	3	3,75	0,5	18	1932
Lead-HTH-616	85	4	4,25	0,5	27	1923
Lead-HTH-617	97	4	4,75	0,5	39	1911
Lead-HTH-618	108	6	5,25	0,5	50	1900
Lead-HTH-619	122	8	5,75	0,5	64	1886
Lead-HTH-620	138	11	6,25	0,5	80	1870
Lead-HTH-621	156	9	6,75	0,5	98	1852
Lead-HTH-622	173	7	7,25	0,5	115	1835

3.10 Relativ brefluktasjonskurve

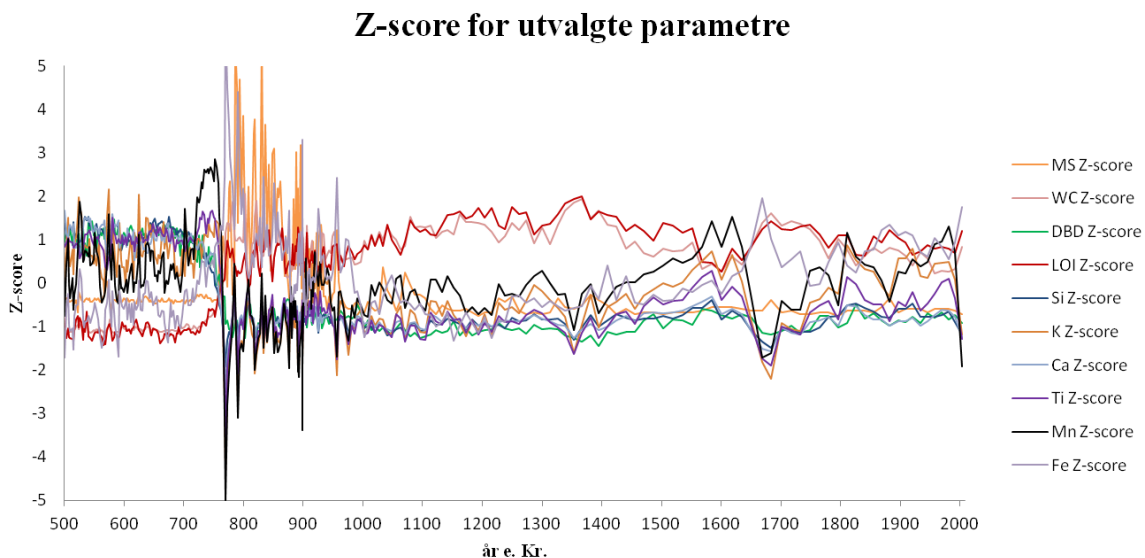
De ulike delene av MHLP-608 representerer ulike tilstander Midtre Hamberginnsjø har vært gjennom de siste 1500 år. Den eldste delen (enhet C) representerer en periode hvor Midtre Hamberginnsjø var en iskontaktsjø hvor prosessene i vannet var preget av at en bre stod med kalvingsfronten ut i vannet. Forholdene i en proglasial innsjø er forskjellige fra en iskontaktsjø (Ashley, 1995). Den midtre kjernedelen (enhet B) var påvirket av reduserende prosesser i innsjøen, inneholdt mye fluktasjoner i parametrene og ble ikke ansett som presentabel for brefluktasjoner på Hambergbreen i denne perioden. Den øverste kjernedelen (enhet A) er tolket til å representere brefluktasjoner siden parametrene følger stratigrafien i kjernen mellom grå og oransje lag og parametrene svinger mindre mellom ekstremer (figur 3.12.1).

En relativ brefluktasjonskurve kan konstrueres basert på antakelsen om at variasjoner i DBD, silisium eller titan varierer som en funksjon av brestørrelse enten på grunn av økt sediment transport i breelven eller som en funksjon av større breareal og dermed høyere erosjonsrater (Karlén, 1976, Karlén, 1981, Roald og Haakensen, 1985, Bakke et al., 2005b, Dahl et al., 2003). I dette studiet er titan og silisium veldig lik DBD ($r=0.9$), men de to nevnte parametrene viser større variabilitet enn DBD. Derfor blir DBD, silisium og titan brukt videre siden titan er et stabilt element som ikke reagerer med oksygen og silisium vanligvis koblet til terrestrisk erosjon, men er et mindre stabilt element (Croudace, 2006). Når DBD, silisium og titan verdiene øker er det tolket til økende erosjon under bresålen, økt glasifluvial transport og dermed økt avsetning av minerogene sediment i innsjøen. Den relative brefluktasjonskurven (figur 3.12.2) viser en stor bre i den eldste delen av kjernen, fulgt av en brå overgang hvor breen trakk seg raskt tilbake. Deretter økte breen gradvis til begynnelsen på 1600-tallet. Fra 1608 fulgte en periode med mindre breerosjon frem til midten av 1700-tallet da breen igjen vokste frem til 1800-tallet, som igjen var fulgt av tilbaketrekning frem til 1900-tallet. Fra 1990-tallet trakk breen seg tilbake.



Figur 3.12.1: Relativ brefluktasjonskurve basert på DBD, silisium, mangan og titan i kalibrerte år e. Kr og viser økt breaktivitet rundt 700 e. Kr, rundt 1600, 1800 og 1900-tallet.

Z-score (standardisering av verdiene slik at alle parametre kan vises i samme figur) er vist i figuren 3.12.1 med fysiske sedimentparametre, MS og utvalgte XRF- parametre. I denne figuren vises inndelingen av kjernen tydelig: fra 500-770 e.Kr. følger parametrene hverandre, fra 770-1000 e.Kr. er det store amplituder og forstyrrelser og fra 1000 e.Kr. frem til i dag varierer parametrene likt, utenom LOI og WC.



Figur 3.12.2: Z-score for utvalgte parametre viser tydelig inndelingen av kjernen: fra 500-770 e.Kr. følger parametrene hverandre, fra 770-1000 e.Kr. er det store amplituder og forstyrrelser og fra 1000 e.Kr. til toppen av kjernen varierer parametrene likt, utenom LOI og WC.

3.11 Oppsummering

Sedimentparametrene og dateringene har vist at kjernen MHLP-608 går tilbake 1500 år og inneholder tre sekvenser: enhet C (500-770 e. Kr) som består av glisialfluviale avsetninger og enhet B (770-950 e. Kr) var en periode med lite breaktivitet. Enhet A (950-2008) var preget av økende breaktivitet med flere fluktasjoner. Midtre Hamberginnsjø er egnet til å si noe om brefluktasjoner på Hambergbreen siden fem av ni kjerner viser den samme overgangen fra minerogene sediment til organiskholdige sediment. Alle parametre hadde svært store amplituder og variasjoner i den midtre enheten, og de største lagene ble fjernet for videre bruk i likevektslinjerekonstruksjonen. Toppene i Fe/Ti ble tolket til å være redox-prosesser siden det ikke var noen visuelle tegn på skred- eller flom hendelser. Korrelasjonsanalysene viser at de fleste XRF- parametrene følger de fysiske sedimentparametrene. Det ble rekonstruert en relativ brefluktasjonskurve som representerer Hambergbreens fluktasjoner de siste 1500 år.

4.0 Rekonstruksjon av brefluktuasjoner fra proglasiale innsjøavsetninger

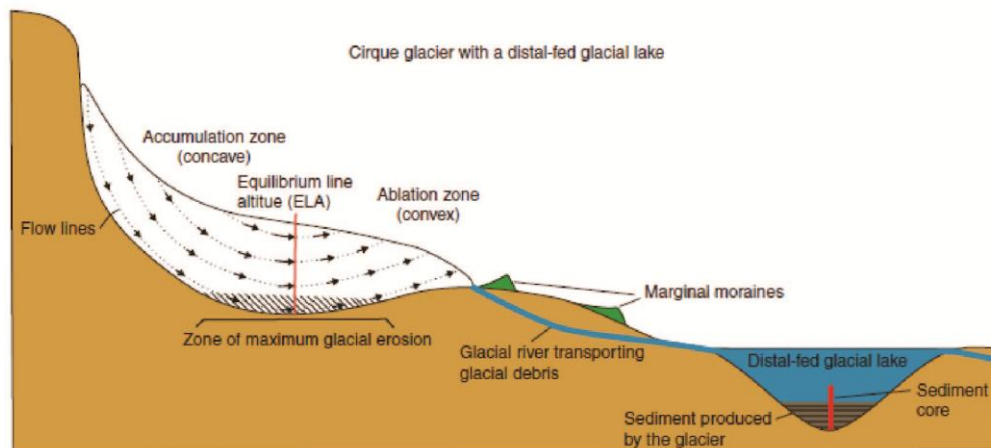
I dette kapittelet blir det gjort forsøk på å rekonstruere likevektslinjer på Hambergbreen basert på analysene av de proglasiale innsjøsedimentene og kartlagte morener. Hambergbreen er en kompleks bre på grunn av dens hypsometri. Det blir gjort en rekonstruksjon av likevektslinje på Hamberg fra 400 e.Kr. til i dag med hovedvekt på perioden 950 e. Kr. til 2008. Koblingen mellom temperatur og nedbør på likevektslinjen er blitt satt i sammenheng med en statistisk tilnærming (bl. annet, Liestøl i Dahl et al., 1997, Nesje et al., 2000a) og dermed kan likevektslinjen bli brukt til å reflektere svingninger i klima. Rekonstruksjoner av likevektslinjer gjør det dermed mulig å gjøre høyoppløselige paleoklimatiske analyser som er målet med å rekonstruere likevektslinjer på breer (Bakke og Nesje, 2010).

4.1 Likevektslinje

Breer og proglasiale innsjøsediment blir brukt som klimaindikatorer på raske endringer i temperatur, nedbør og vindretning (Porter, 1975, Dahl et al., 2003). Definisjonen av likevektslinje er i følge Bakke & Nesje (2010): det området, eller sonen på breen som separerer akkumulasjonssonen fra ablasjonssonen og representerer det sted på breen hvor årlig akkumulasjon og ablasjon er lik.

Likevektslinjen er tett relatert til vinternedbør, sommer lufttemperatur, men lokale topografiske forhold kan også påvirke likevektslinjen (Bakke og Nesje, 2010).

Akkumulasjonen på Hambergbreen inkluderer nedbør i form av snø, hagl og snø fra snøskred fra fjellene rundt. Ablasjonen på Hambergbreen består av isfjell som kalver av breen ut i sjøen, men også smelting, vind erosjon og sublimasjon. Nedbøren er høyest om vinteren og lavest om sommeren og ablasjon foregår sterkest om sommeren, men også året rundt på grunn av nærheten til havet og temperaturer rundt 0°C året rundt. Vind er også en viktig faktor for breens massebalanse: Temperatur (T), nedbør (P) og vind (W) utgjør termen TPW-likevektslinje for breer som er påvirket av transport av tørr snø med vind (Dahl og Nesje, 1992).



Figur 4.1.1: Forenkelt illustrasjon av en bre med likevektslinje og en proglacial innsjø med illustrasjon av en sedimenterkjerne. Hentet fra Bakke og Nesje (2010).

4.2 Metoder for å regne ut likevektslinje

De mest brukte metodene for å regne ut likevektslinjer er:

Akkumulasjonsområde ratio til glasiert område (AAR metoden) (Porter, 1975),

Akkumulasjonsområde balanse ratio metoden (AABR) (Furbish og Andrews, 1984),

Maksimum høyde på laterale morener (MELM),

Median høyde på en bre (MEG),

Tå-til-fjellvegg høyde ratio (THAR) og

Tå-til-høyde-på-topp metoden (TSAM) (Bakke og Nesje, 2010).

AAR og AABR metoden kan regnes ut ved hjelp av et Excel ark (Osmaston, 2005). Her trengs bare areal mellom høydekotene for å utføre utregningen av likevektslinjen. I AAR metoden er det generelt antatt at dalbreer og botnbreer er i klimatisk likevekt med en ratio mellom akkumulasjonsområde og ablasjonsområde på $\sim 0,65 \pm 0,05$ (Nesje et al., 1995). Denne metoden tar ikke utgangspunkt i hypsometrien på breen, eller underlagets helning (Benn og Gemmill, 1997). AABR (balance ratio) metoden tar hensyn til hypsometrien på en bre (Osmaston, 2005) og BR bruker forholdet mellom helningen og arealet over og under likevektslinje (Benn og Lehmkuhl, 2000). En BR på 2,0 har vist seg å stemme best for maritime breer, dette betyr at gradienten mellom ablasjonsområdet er to ganger større enn akkumulasjonsområdet (Furbish og Andrews, 1984) og siden Hambergbreen er en maritim bre er det denne metoden som blir brukt videre.

4.3 Rekonstruksjon av paleolikevektslinjer på Hambergbreen

Innsjøsediment og morener er blitt koblet sammen ved hjelp av regresjonsanalyse og sedimentparameterne brukt i denne analysen er DBD, titan og silisium. Toppene i parametrene kan kobles til morenerygger som ble avsatt i ulike brefremstøt. Ut fra dette kan en kontinuerlig likevektslinje konstrueres (Dahl et al., 2003, Bakke et al., 2005a, Bakke et al., 2010). Likevektslinjen på Hambergbreen ble regnet ut av arealet på breen for året 2004 i Excelarket (Osmaston, 2005) (tabell 4.3.1). Et fotografi fra 1914 (figur 4.3.2) som viser breens posisjon i Øvre Hamberginnsjø og en figur (figur 4.3.1) fra Hayward (1983) som viser breens posisjon i Moraine Fjord i 1914 ble brukt til fastpunkt for rekonstruksjonen av likevektslinje for 1914. Ut i fra dette kunne likevektslinje for 1914 regnes ut ved hjelp av AA, AAR og AABR metodene som er vist i tabell 4.3.1.

Det finnes ingen uavhengige dateringer av morener tidligere enn 1914, som kan brukes til å regne ut likevektslinje for Hambergbreen. Et forsøk er likevel blitt gjort: morenene i Midtre Hamberginnsjø ble brukt til å regne ut en likevektslinje for året 710 e. Kr. Siden alderen på morenen er ukjent, er en alder like før overgangen som er datert til 770 e. Kr i MHL-608 brukt som aldersfastpunkt (710 e. Kr). Breen kan ha stått ut til en av morenene i Midtre Hamberginnsjø og trolig den innerste morenen i 710 e. Kr. Morenene i Midtre Hamberginnsjø er satt i sammenheng med morenene på Zenker Ridge og Greene Peninsula og representerer trolig samme brefremstøt (Clapperton et al., 1989). Problemet er at breen muligens konvergente med Harkerbreen og derfor er det vanskelig å vite nøyaktig hvor stor del av Hambergbreen som *egentlig* er del av morenene på Zenker Ridge og Greene Peninsula. Hvis Hamberg stod for halvparten av isen frem til morenene på Zenker og Greene kan et grovt estimat av likevektslinje regnes ut og sees i tabell 4.3.1. I tillegg var trolig Midtre Hamberg innsjø en iskontaktsjø, som gjorde at forholdene var betraktelig forskjellig fra forholdene senere, da innsjøen ble en proglasial innsjø. Senkningen av likevektslinjen i forhold til dagens kan sees i samme tabell og utbredelsen av breen de ulike periodene i figur 4.3.2. Året 2004 ble valgt som referansepunkt for toppen av kjernen på grunn av at de fysiske sedimentparameterne begynner på 0.5 cm. Perioden 700-950 e. Kr. ble tatt bort i den videre bruken av likevektslinje på grunn av usikkerheten med denne delen av rekonstruksjonen. Det er forskjell på de rekonstruerte likevektslinjene av titan, DBD og silisium. En av grunnene til denne forskjellen kan være at DBD har lavere oppløsning (0.5 cm) enn titan og silisium (0.5 mm) og vil med dette få færre svingninger. Silisium har lav tellerate og dette kan forklare forskjellen mellom silisium og titan.

Tabell 4.3.1: Tabellen viser Hambergbreen i 2004, 1914 og 710 e. Kr. i areal, og med ulike metoder for å regne ut likevektslinje.

Bre (år e. Kr.)	Area (km ²)	AA	AAR 0,5	AAR 0,60	AAR 0,70	AABR 1,8	AABR 2,0	Senkning av ELA i meter
2004	9,1	899	850	800	700	819	805	0
1914	13,4	790	700	400	600	723	742	165
710	17,5	606	500	300	100	527	550	349

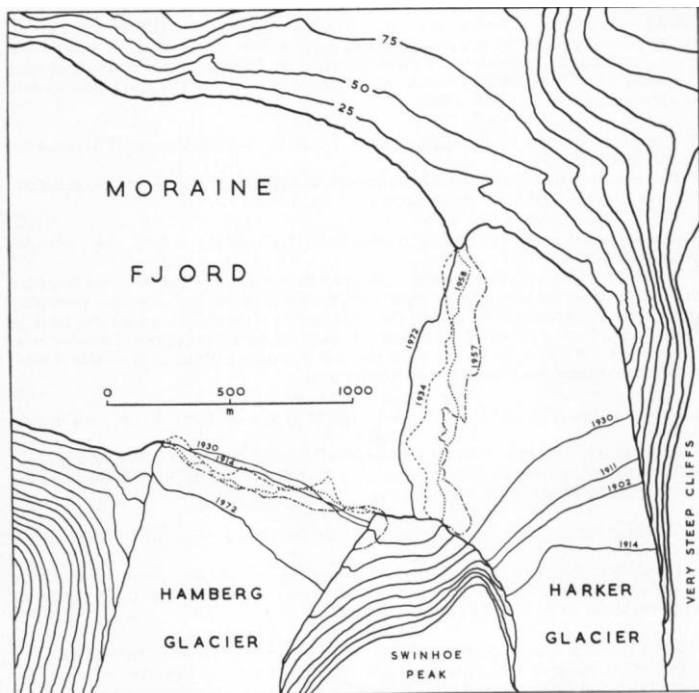


Fig. 2. Fluctuations of Harker and Hamberg Glaciers.

Figur 4.3.1: Fra Hayward (1983) som viser Hamberg og Harkers posisjoner i henholdsvis 1914, 1930 og 1972. I dag er brefronten 1.6 km lenger inne i forhold til 1914.

1914



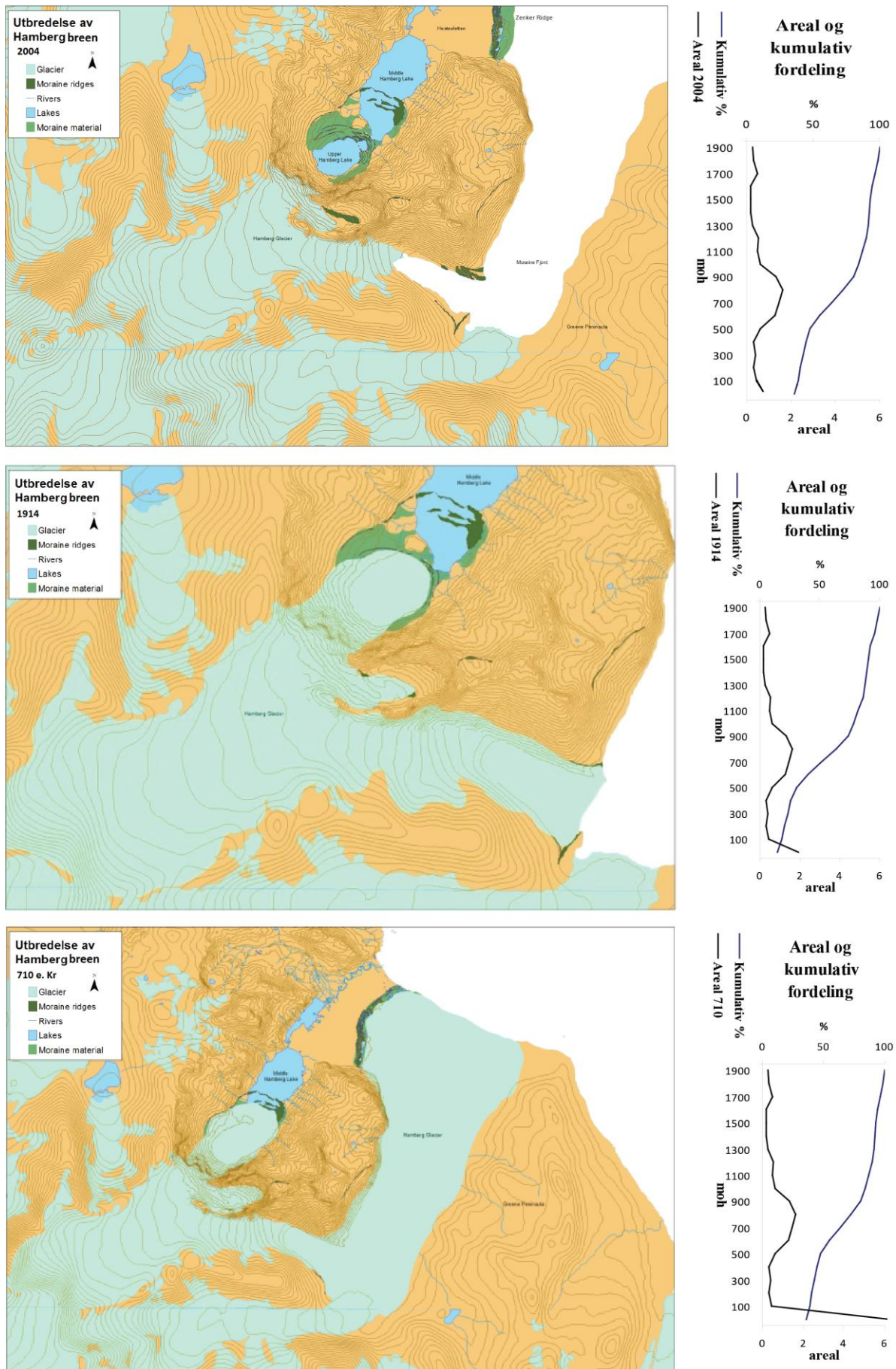
Frank Hurley, Scott Polar Research Institute

2012

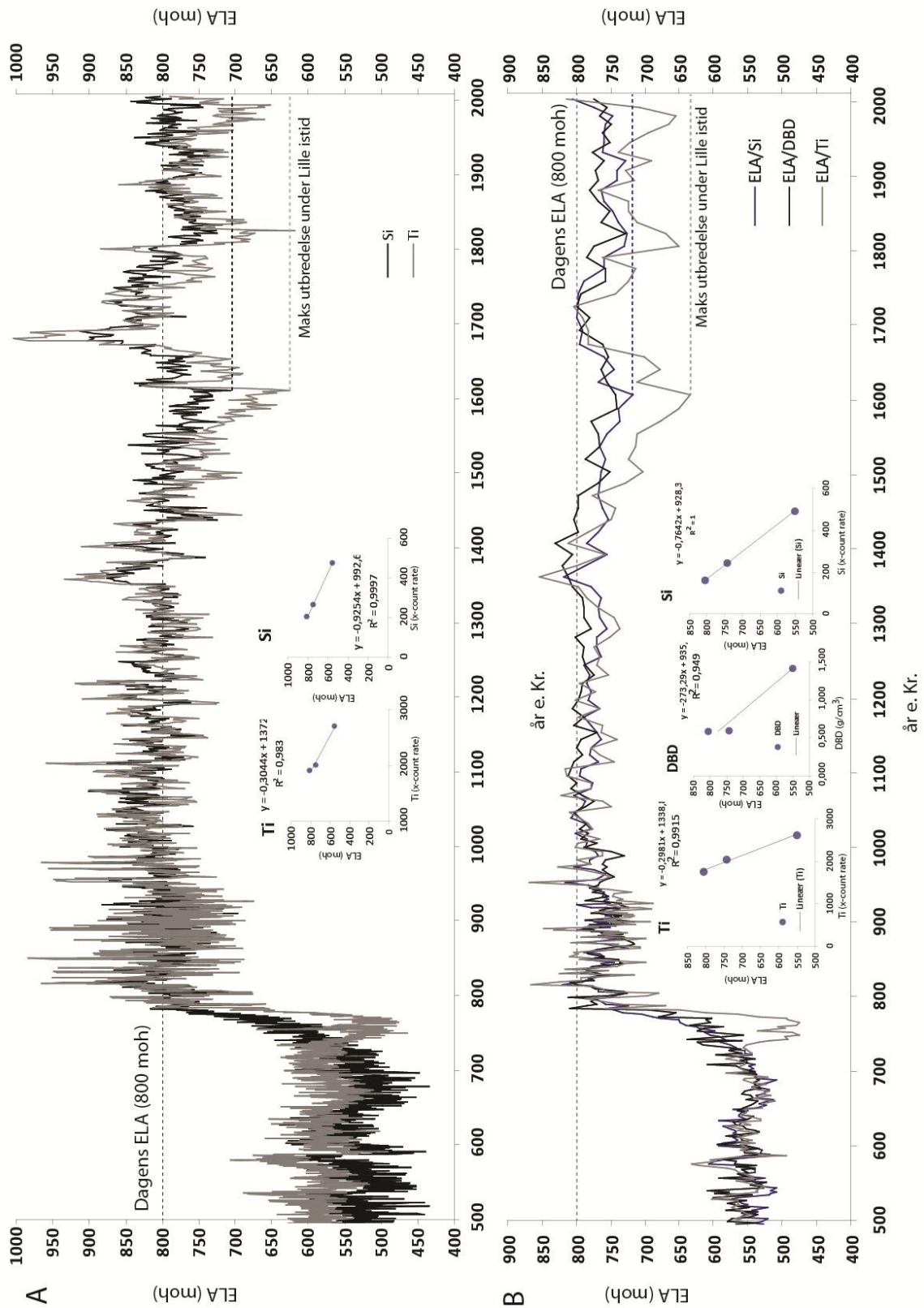


Tom Whitfield

Figur 4.3.2: Bilder fra 1914 og 2012. I 2012 er det ingen regenerert bre igjen i Øvre Hamberginnsjøen.



Figur 4.3.3: Illustrasjoner av breutbredelse, mengde is (km²) og kumulativ fordeling (%) i nåtid, 1914 og 710 e. Kr.



Figur 4.3.4: Kontinuerlig rekonstruksjon av likevektslinje på Hambergbreen fra 500 e. Kr. til 2004 vist med A) høy oppløsning og B) lav oppløsning, regresjonsligning og høyden på likevektslinjen i meter over havet. Silisium og titan er brukt i den høyoppløselige, mens silisium, titan og DBD er brukt i den lavoppløselige. Rekonstruksjonen basert på titan viser høyre variabilitet enn de som er basert på silisium og DBD.

4.4 Oppsummering

En høyoppløselig og en lavoppløselig kontinuerlig likevektslinje for Hambergbreen er blitt rekonstruert med regresjonsligninger for hver kurve. Rekonstruksjonen er basert på AABR 2,0 metoden med tre fastpunkt fra morener. Resultatene viser omtrent det samme, silisium og DBD har like kurver, mens likevektslinjen basert på titan ligger 100 meter lavere på brefremstøtene (kapittel 4.3). Likevektslinjen er mest pålitelig fra 950 til 2004 e. Kr på grunn av uviss alder på det eldste fastpunktet. Størst utbredelse under Lille istid hadde Hambergbreen tidlig på 1600-tallet, med et nytt fremstøt på begynnelsen av 1800-tallet. Breen var mye større på 400 til 700-tallet, men delen blir ikke brukt videre i diskusjonen på grunn av den store feilmarginen ved denne delen av rekonstruksjonen.

5.0 Diskusjon

Ved hjelp av geomorfologisk kartlegging og analyse av ni kjerner fra Midtre Hamberginnsjø er Hambergbreen blitt rekonstruert de siste 1500 år. I dette kapitlet blir først resultatene fra kartleggingen og analysene av sedimentkjernene diskutert. Videre vil rekonstruksjonen av Hambergbreen bli satt inn i en regional kontekst. Til slutt vil dataene fra Syd Georgia bli satt inn i en global kontekst og mulige interhemisfæriske koblinger vil bli diskutert.

5.1 Datagrunnlag – gyldighet og kvalitet

5.1.1 Valg av studieområde

Syd Georgias plassering i den sirkumpolare havstrømmen (ACC) og midt i vestavindsbeltet, sør for polarfronten gjør øyen til en av få landområder innenfor vestavindsbeltet på den sørlige halvkule. Lenger sør ligger det Antarktiske kontinent hvor klimaet er styrt av østavind og et mer kontinentalt klima mindre påvirket av oseanografiske forhold. Derfor er det interessant å studere brefluktasjoner som en terrestrisk respons på de klimatiske variasjonene i dette området. Det finnes lite paleoklimatiske terrestriske data fra denne regionen, særlig med høy tidsoppløsning. Derfor er sedimentkjerner fra proglasiale innsjøer viktige: de har kontinuerlig høy tidsoppløsning og indikerer terrestrisk klimavariabilitet (Bakke et al., 2005b).

Valget av studieområde på Syd Georgia falt på Hambergbreen og innsjøene som ligger nedstrøms denne både fordi dette er en av få innsjøer med tilførsel av smeltevann fra en bre, og fordi lokaliteten ligger nært King Edward Point, noe som gjorde logistikken under feltarbeidet lettere. Under arbeidet med Hambergbreen har det vist seg at det er problematisk å bruke breen til en kontinuerlig rekonstruksjon av likevektslinjen siden størstedelen av breen går ned i fjorden og bare en liten del av ismassen drenerer over til Hamberginnsjøene. Det er trolig en fjellterskel under breen som gjør at den drenerer mot Moraine Fjord og ikke mot Hamberginnsjøene, dette gjør at mesteparten av smeltevannet fra Hamberg ikke drenerer ned i innsjøene, men ut i fjorden.

Dahl et al. (2003) anbefaler å rekonstruere tidligere likevektslinjer fra proglasiale innsjøsediment med bare én botnbre i nedslagsfeltet. I dette tilfellet har det vært mer enn en bre som har drenert inn i Midtre Hamberginnsjøen. Det kompliserte nedslagsfelt med mange små snøfonner, skredbaner, mye løsmasser, komplisert geologi og et grunt vann (5 meter

dypt) fører til at tolkningen av innsjøsedimentene har vært komplisert, men ikke helt uforståelig.

5.1.2 Geomorfologisk kartlegging

Den geomorfologiske kartleggingen foregikk først ved hjelp av Google Earth (2007) i 3D siden bildene har svært god oppløsning og deretter ble det gjort kartlegging i felt i 2012. De laterale randmorenene i Hambergdalen er svært tydelige landformer, sett både fra Google Earth og ute i felt. Bildet fra 1914 (kapittel 2.3) er et entydig bevis på at breen var større i 1914 og avsatte noen av morenene rundt Øvre Hamberginnsjøen. Mindre tydelig er snøleiene rundt Hambergdalen, de som ligger høyest har fortsatt isflekker igjen, men de lavereliggende har noen utydelige morener. Alderen på morenene i Midtre Hamberginnsjøen er fortsatt ikke kjent, men en relativ alder på 710 e. Kr fra kjernen har gitt et estimat (kapittel 4). En ^{10}Be datering fra den ytterste morenen på Greene Peninsula gav en alder på 3600 ± 1100 (Bentley et al., 2007). En torvdatering fra den ytterste morenen i Midtre Hamberginnsjøen har en alder på 2000 ± 50 ^{14}C år BP og denne torven er dekket av morenemateriale (Clapperton et al. 1989). Altså har breen rykket frem igjen etter 2000 ^{14}C år BP. Det siste fastpunktet er dagens brestørrelse, som ansees som robust sammen med 1914 morenene. Det er likevel ikke mange fastpunkt og med flere punkt vill rekonstruksjonen blitt bedre.

Georadar profilene (kapittel 2.5) viser at Hestesletten demmer opp Midtre Hamberginnsjøen og det er tolket til at GPR signalene ikke traff berggrunn under sletten, slik profilene er tolket. Demningen består dermed av morene- og glasifluvialt materiale: derfor må vannet ha blitt til da Zenker Ridge og Hestesletten en gang ble dannet. Dette betyr at MHLP-608 dekker tiden *etter* dannelsen av Zenker Ridge og at vannet har vært til i hele perioden. Den jevne sedimentasjonen i vannet tyder på at området hvor sedimentkjernene ble tatt ikke er blitt forstyrret, og batymetrien i vannet er jevnt fordelt i den ytre delen av Midtre Hamberginnsjøen.

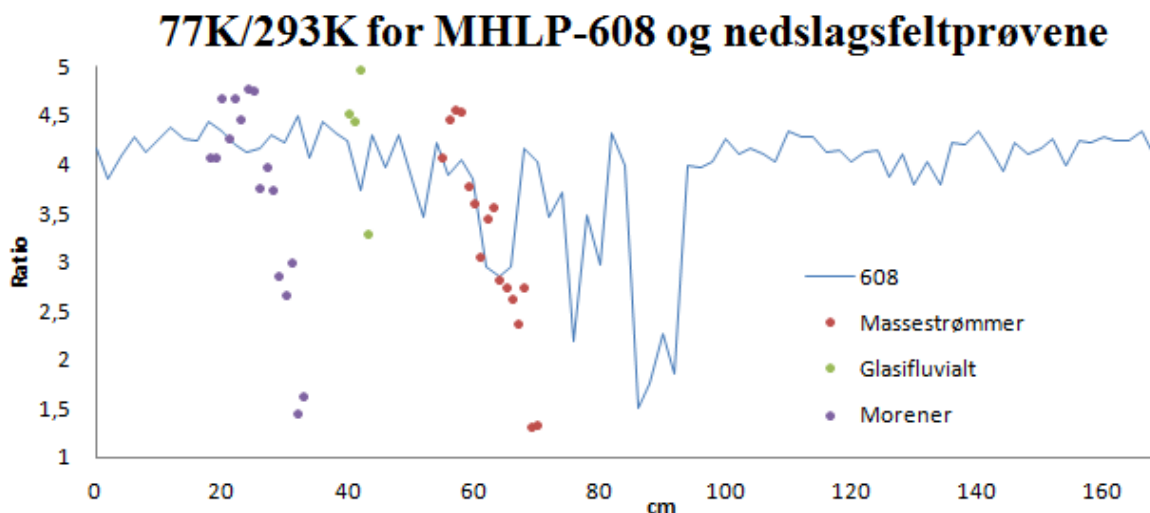
5.1.3 Prøver fra nedslagsfeltet

XRF analysene på sedimentprøvene fra nedslagsfeltet viser at det er stor forskjell på forholdet mellom elementene i prøvene fra nedslagsfeltet og prøvene i kjernene. Fe/Ti forholdet i nedslagsfeltprøvene er mye lavere (~9) enn forholdet i kjernene (~60). Den store forskjellen mellom prøvene og kjernene kan skyldes at sedimentene har blitt usatt for reduserende oksygenprosesser (redox) etter at de ble avsatt i vannet (Stumm, 1985). MHLC-6 prøven fra nedslagsfeltprøvene skiller seg ut fra de andre prøvene med lavt innhold av titan, silisium,

mangan og høyt innhold av jern og kalium. Dette indikerer at denne prøven skiller seg ut fra de andre prøvene på grunn av bergarten den består av og at den ikke lar seg plassere som kildeområde for noen av sedimentene i kjernene.

χ Bulk ratioen (77K/293K) i nedslagsfeltprøvene er generelt høyere (~4.3) enn i kjernene (~4), men begge inneholder forholdstall rundt 1.5 som betyr ferromagnetisk innhold i sedimentet (Lanci og Lowrie, 1997). Det er ingen tydelige grupperinger av prøvene, alle jordarter opptrer i hele forholdstallskalaen (se figur 5.2.1). Resultatene fra prøvene indikerer at resultatene fra 77K/293K ratioen er styrt av kornstørrelse: økende verdier med økende kornstørrelser.

Prøvene fra nedslagsfeltet kan indikere at områder med lave 77K/293K verdier inneholder mindre kornstørrelser. Illustrasjonen (figur 5.2.1) viser 77K/293K ratio for nedslagsfeltprøvene og kjernen MHLP-608. Nedslagsfeltprøvene er inndelt etter landform eller avsetningen de kommer fra og viser at moreneprøvene og massestrømprøvene opptrer i hele skalaen fra 5-1.2 77K/293K forholdet. Prøven som kommer fra en glasifluvial avsetning består bare av 77K/293K ratio verdier mellom 5 og 3. Det er dermed ikke mulig å gjenkjenne én type jordart fra nedslagsfeltet i sedimentkjernene.



Figur 5.2.1: 77K/293K ratio og nedslagsfeltprøvene for MHLP-608. Alle de 8 prøvene er representert på hele skalaen fra ferromagnetisk rundt 1.5 til paramagnetisk på over 5, utenom nummer 5 (glasifluvial) som spenner fra ratioer på 3.2 til 5. Det er ikke mulig å gjenkjenne en type jordart fra nedslagsfeltet i sedimentkjernene.

5.1.4 Sedimentkjerner

Det er stort sett glasifluviale sedimenter som blir fraktet med breelven fra Hambergbreen til Hamberginnsjøene: den renner direkte fra Hambergbreen, ut i Øvre Hamberginnsjø og 160 meter gjennom en morene før den renner ut i Midtre Hamberginnsjø. Elver og bekker langs sidene av vannet drenerer gjennom talusvifter, noe som kan tilføre innsjøen finkornet materiale som ikke har glasialt opphav. Visuelt og gjennom ulike sedimentparametre var det ikke mulig å gjenkjenne noen skred-, massebevegelses- eller flomlag i MHLP-608 (Lowe, 1982, Støren et al., 2008, Støren et al., 2010, Vasskog et al., 2011) (kapittel 3.5). Ved å se på Fe/Ti raten var det mulig å skille ut redox relaterte diageneser – altså sedimenter som har vært utsatt for oksidasjon (Croudace, 2006). *Jern/Titan (Fe/Ti)* forholdet viser kornstørrelses forskjeller (Croudace, 2006) noe som er støttet av $^{77}\text{K}/^{293}\text{K}$ forholdet hvor nedslagsfeltprøvene viste økende verdier ved økende kornstørrelser. I kjernen er det Fe/Ti topper på samme steder som hvor $^{77}\text{K}/^{293}\text{K}$ forholdet er lavt, noe som kan indikere at her har det vært tilførsel av sediment av mindre kornstørrelser enn resten av kjernen. Dette er også perioder som er tolket til at det var lite breaktivitet (770-950 e. Kr), med lengre avstand fra breen til Midtre Hamberginnsjø.

Jern blir mobilisert under redox relatert diagenese og oksidert jern kan sees i oksygenrike, eller tidligere oksygenrike deler av sedimenter (Croudace, 2006). Sedimenter frigitt ved breerosjon har i utgangspunktet en lik ratio mellom jern og titan. Dersom denne ratioen endrer seg over tid kan det være en indikasjon på at jernet har oksidert, enten på grunn av subaeril eksponering, eller reduserende forhold i innsjøen. Alle de største Fe/Ti toppene ble fjernet når likevektslinjen skulle rekonstrueres: den største var rundt 770 e.Kr, like etter overgangen fra minerogene sediment til mer organiskholdige, oransje sediment. Den neste Fe/Ti toppen var i 790 e. Kr., fulgt av en rundt 890 e. Kr., et par rundt 970 e. Kr. og til sist en i 1675. Alle disse hendelsene ligger i perioder som er tolket som perioder med høy likevektslinje og en mindre bre. Hvorfor det er så stor forskjell mellom jern og titan i kjernen er forsøkt forklart med oksygenfattige forhold hvor vannmassene fikk stå i ro og det ble dannet en grense mellom oksygen rikt vann og oksygen fattig vann hvor jern ble utfelt fra vannsøylen og avsatt i sedimentene på bunnen (Stumm, 1985). Målinger av magnetisk overflatesusceptibiliteten i kjernen MHLP-608 viser høyere verdier ved minkende bre, noe som ikke stemmer med den vanlige oppfatningen av MS hvor MS skal øke ved økende tilførsel av minerogene sediment (Thompson et al., 1975). Trolig stiger MS i dette tilfellet på grunn av akkumulasjon av jern i sedimentene i perioder der det er anoksiske forhold i vannet (Stumm, 1985).

Sedimentasjonsraten i vannet er på 1.9 mm i året når Fe/Ti raten når sine høyeste verdier (293) på 93.5cm (770 e. Kr). Dette stemmer ikke med oppfatningen av et reduserende miljø, for da trengs det rolige forhold som opprettholder den oksiske-anoksiske grensen i vannet. Den høyeste sedimentasjonsraten er mellom to dateringer på 49 cm og 74 cm: på 4 mm i året. Her er Fe/Ti forholdet også høyt (64 cm). Det er likevel en mulighet for at de oransje lagene representerer varme perioder hvor den regenererte breen var smeltet bort og det oppstod anoksiske forhold i vannet. En annen mulighet er at lagene representerer årsvariasjoner (Stumm, 1985). Periodene blir sett på som upålitelig i rekonstruksjonen av likevektslinjen og er blitt fjernet.

Variasjoner i titan konsentrasjonen i innsjøen ble valgt som representativ for breens størrelse siden det er høyt innholdet av titan i bergarten (Clayton, 1982). Titan er tidligere blitt brukt som proksi på massebalanseendringer (Bakke et al., 2009). Titan er et stabilt element som ikke reagerer med for eksempel luft eller vann. Silisium korrelerer høyere med DBD i hele kjernen ($r=0,97$) enn titan ($r=0,91$), men siden silisium er et lett element som i dette tilfellet har lav tellerate og kan være påvirket av de fysiske egenskapene til kjernen som for eksempel kornstørrelse (Tjallingii et al., 2007, Croudace, 2006).

Glødetap (Loss-on-Ignition) er tidligere brukt som en invers indikator på brestørrelse (Karlén, 1976, Karlén, 1981, Leonard, 1985, Nesje et al., 1991b, Dahl og Nesje, 1994, Nesje et al., 2000a). I tilfeller der det organiske innholdet er lavt er massetettheten i sedimentene et bedre mål på den minerogene sedimentasjonen (Snowball og Sandgren, 1996). Dette fordi tettheten er påvirket av både mengde, sedimentasjonsrate, sortering og organisk innhold (Bakke et al., 2005b). I Midtre Hamberginnsjøen har DBD blitt brukt som indikator på breaktivitet og parameteren viser økning der en har visuelt synlige minerogene lag i kjernen. Disse lagene er tolket til å representere perioder med økt breaktivitet. Glødetapet er blitt brukt som en indikator på perioder med en mindre aktiv bre, og viser høye verdier der hvor lagene i kjernen er oransje. Dette ble tolket til å være perioder med varmere klima hvor breen trakk seg tilbake. Ingen av parametrene ble likevel valgt til å regne ut likevektslinjen fordi DBD viste lite variabilitet sammenlignet med titan.

Resultatene fra sedimentanalysene tilsier at kjernene representerer brefluktasjoner. Tydeligst er dette sett i enhet C frem til overgangen på 94 cm. Hovedsakelig tyder denne delen av kjernen at Hambergbreen var mye større enn i dag. Enhet B var en periode med store endringer i breaktivitet, hvor breen trakk seg tilbake. Enhet A viser med alle utvalgte

parametere at i denne delen økte glasialt input og gjennomgikk flere fluktuasjoner som visuelt kan sees som overganger fra minerogene sediment til oransje lag, som tolkes som perioder med økende og minkende bre, dette støttes av LOI og DBD.

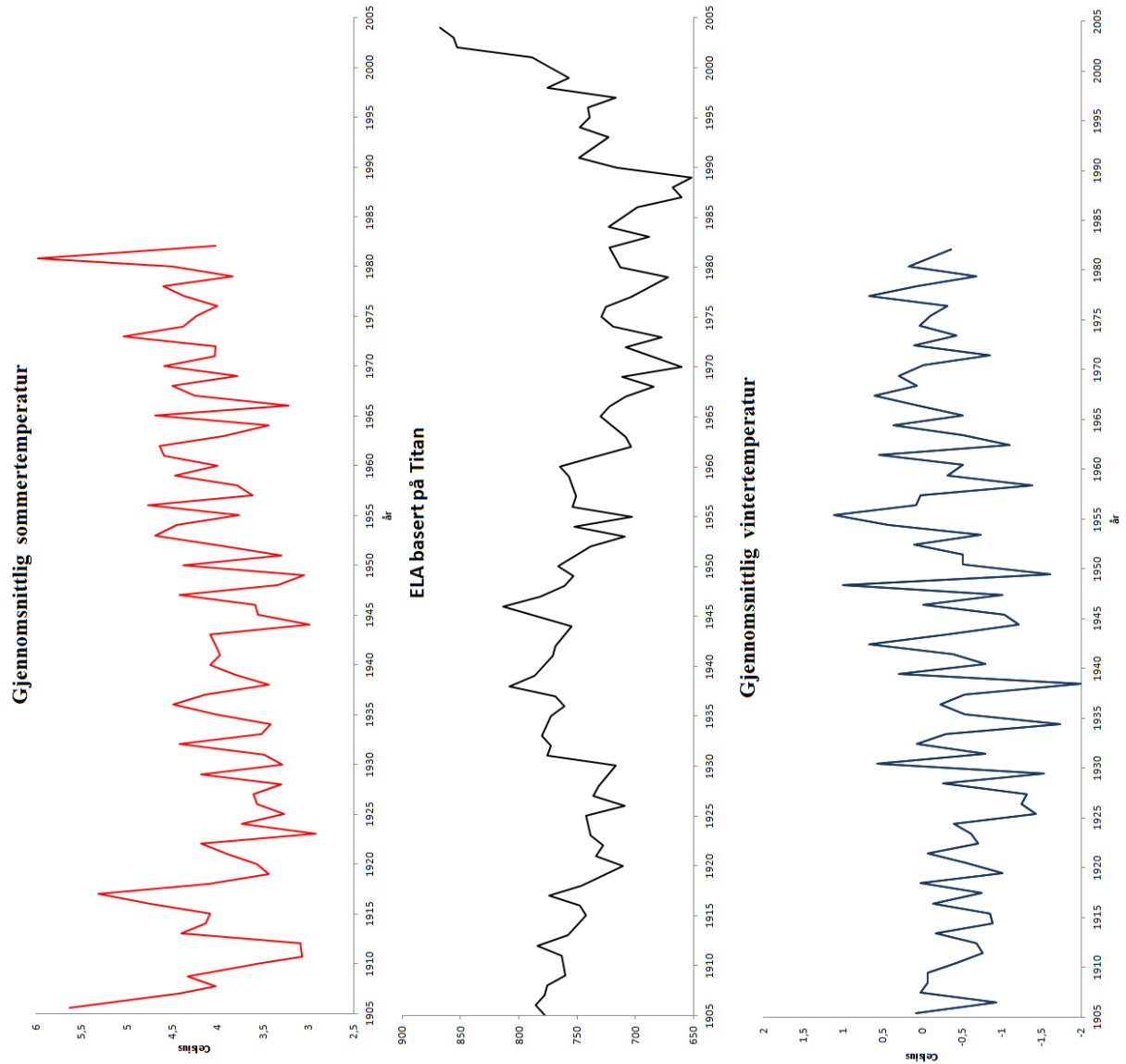
5.1.5 Rekonstruksjon av likevektslinjer

Rekonstruksjonen av likevektslinjen på Hambergbreen fra 1914 og frem til i dag er sett på som troverdig, kronologien er god med en serie på 15 blydateringer. Endringene i sediment parametrene stemmer godt overens med informasjon om at den regenererte breen var smeltet bort innen 2003 (Gordon et al., 2008). Mer usikker er rekonstruksjonen fra rundt 770 e. Kr, hvor denne delen av rekonstruksjonen er basert på et fastpunkt som ble satt til en topp i titankonsentrasjon før overgangen mellom minerogene til organiskholdige sediment fant sted (710 e. Kr.) (kapittel 3.5). Breen trakk seg trolig ut av Midtre Hamberginnsjøen da sedimentsammensetningen endret seg, noe som impliserer at breen har stått ved en av morenene i vannet frem 730 e.Kr. Likevektslinjen ble estimert ut i fra dette og gav en likevektslinnehøyde på 550 moh.

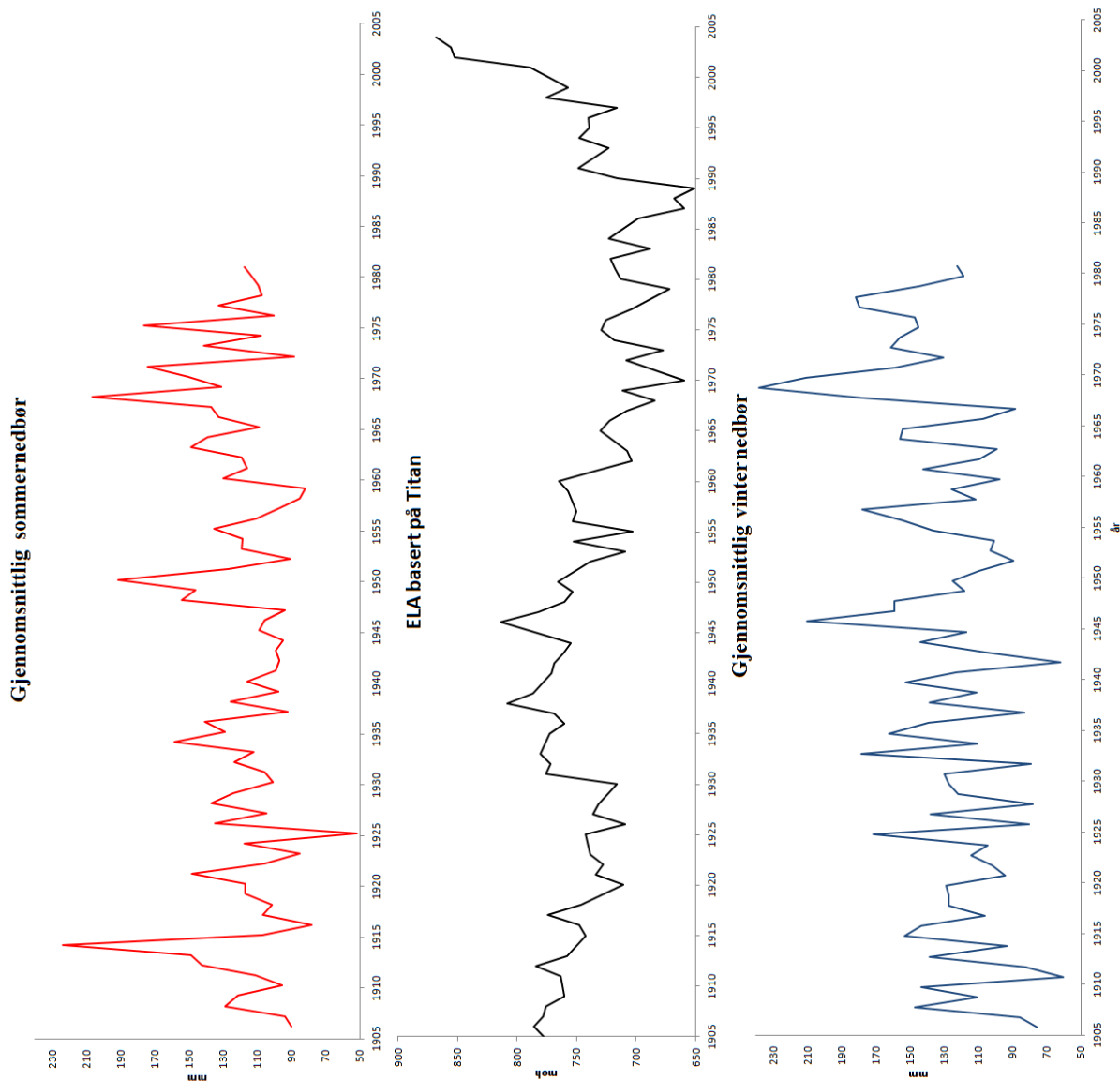
Aldersmodellen er vurdert til å være robust, med blydateringer fra 1835 til 2005 og 8 radiokarbondateringer fra kjerne MHLP-608. Rekonstruksjonen av likevektslinjen er vurdert til å være mest robust fra 950 e. Kr. til 2004 siden perioden fra 710-950 e. Kr. har mye støy i sediment parametrene noe som trolig ikke representerer endringer i likevektslinjen. Hvis disse fluktuasjonene representerer likevektslinjen vil den ha svingt fra 700 moh til 900 moh fra 804 til 815 e.Kr. Oppløsningen i perioden 770 e. Kr til 950 e. Kr svært høy, hvor for eksempel året 808 består av fire punkt. Dette kan indikere at svingningene i konsentrasjonen av titan kan være årsvariasjoner. Dette kan tolkes til at svingningene representerer endringene i sedimentasjon om vinteren og sommeren: det var trolig is på vannet om vinteren og ingen eller lite tilførsel av sediment, mens om sommeren var det trolig høyere sedimentasjonsrate. Fra 950 e. Kr. endret svingningene seg og alle parametere følger samme trend med mindre variabilitet. Derfor er denne perioden sett på som den mest presentable for likevektslinjen og brefluktuasjonene.

Ut i fra temperatur og nedbørsdataene (se figur 5.1.5) er det mulig å se at breens likevektslinje ser ut til å synke (økende bre) fra 1945 på grunn av økt nedbør og økte temperaturer frem til 1990. Siden de meteorologiske målingene stanset i 1980 er det ikke mulig å vite helt sikkert om temperaturene fortsatte å stige og at det er derfor breens likevektslinje steg frem til 2008 og fremdeles stiger. På bakgrunn av havoverflate temperaturer som tilsier at temperaturen

øker rundt Syd Georgia (Meredith et al., 2008) samt lufttemperaturer fra andre steder i Antarktisk øker (Chylek et al., 2010) kan dette settes i sammenheng med tilbaketrekningen av Hambergbreen siden og 90-tallet.



Figur 5.1.5: Gjennomsnittlig sommer- og vintertemperatur fra 1905-1980 sammenlignet med likevektslinjen basert på titan. Det ser ut til at likevektslinjen synker ved økt sommertemperatur inntil et visst punkt hvor breen vil begynne å trekke seg tilbake på grunn av fortsatte økte temperaturer. Denne serien ender i 1980, men dokumenterte temperaturer fra havoverflaten rundt Syd Georgia er stigende fra 1990 frem til 2008 (Meredith et al., 2008).

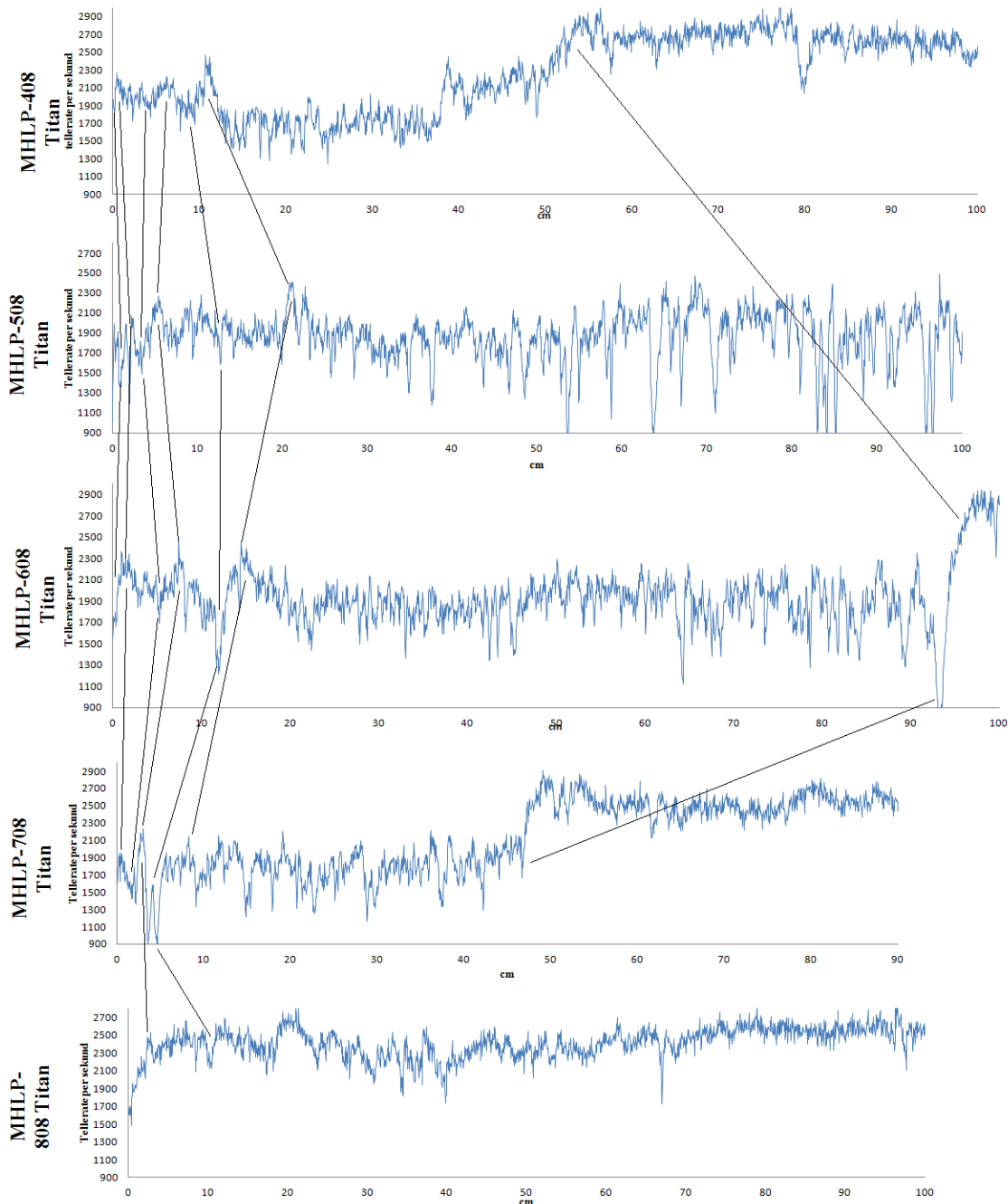


Figur 5.1.5: Gjennomsnittlig sommer- og vinternedbør fra 1905-1980 sammenlignet med likevektslinjen basert på titan. Det ser ut til at likevektslinjen synker ved økt vinternedbør inntil et visst punkt hvor breen begynner å trekke seg tilbake på grunn av fortsatte økte temperaturer. Denne serien ender i 1980, men dokumenterte temperaturer fra havoverflaten rundt Syd Georgia er stigende fra 1990 frem til 2008 (Meredith et al., 2008).

5.2 Glasiale fluktasjoner sett i lys av flere kjerner

MHLP-208, 408, 508, 608, 708 og 808 viser alle den samme overgangen fra faste minerogene sediment til myke organiskholdige sedimenter med et oransje skjær i overflaten. MHLP-408, 508, 608 og 708 viser alle oransje lag etter overgangen som gradvis går over i lys grå som igjen brått endres til et oransje lag på 7 cm i 408, 8 cm i 508, 12 cm i 608 og 9 cm i 708. Alle viser høyere Fe/Ti ratio på de oransje lagene. I MHLP-608 har det lysegrå laget på 12 cm en alder på 1618 som er tolket til at det var på dette tidspunktet at breen var på sitt største under

Lille istid. Det samme viser titanverdiene i disse kjernene hvor økt titan tellerate sammenfaller med lyse grå sediment uten oransje lag tolket til å representere glasifluviale sediment. I figur 5.4.1 er MHLP-408, 508, 608, 708 og 808 sammenlignet med titan. Høye titanverdier inntreffer hvor kjernene har minerogene lag som er tegn på økt tilførsel av glasifluvialt materiale. Titan er tidligere blitt brukt som indikator på glasial erosjon av berggrunnen. (Bakke, 2009).



Figur 5.4.1: Sammenstilling av MHLP-408, 508, 608, 708 og 808. Alle kjernene viser økning i Titan ved minerogene lag i kjernen. I 408, 608 og 708 er overgangen tatt med. 508 har den lengste delen (100 cm) med oransje lagdelte sedimenter, 408 og 708 de korteste (50 cm). Alle har en økning i Titan rundt 25-10 cm og nedgang i de siste cm i toppen av kjernene.

I kjernen MHLP-208 er det datert to radiokarbondateringer, en på 10-11 cm med en alder på 829 kal år BP (1179 e. Kr) og en på 13-14 cm med en alder på 835 kal år BP (1173 e. Kr), overgangen fra minerogene til organiske sedimenter er i denne kjernen på 19 cm, noe som gir en relativ alder på overgangen basert på sedimentasjonsrate på 0.1 mm per år rundt 700 e. Kr. Dette er en relativ alder, men ikke langt fra alderen på overgangen i MHLP-608 som starter på 730-tallet e. Kr.

I kjernen MHLP-908 ble det tatt en datering på 107-108 cm som gav en alder på 1511 e. Kr. Ved 16 cm er det en endring i sedimentene i denne kjernen som er tolket til å representere da den regenererte breen forsvant fra Øvre Hamberg Lake. Alderen ved 107-108 cm gir en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate på 2.1 mm per år for kjernen og en relativ alder på bortsmeltingen av den regenererte breen til 1975. Dette stemmer med observasjoner om at breen begynte å trekke seg raskt tilbake på 80-tallet (Gordon et al., 2008).

5.3 Brefluktuasjoner på Hambergbreen

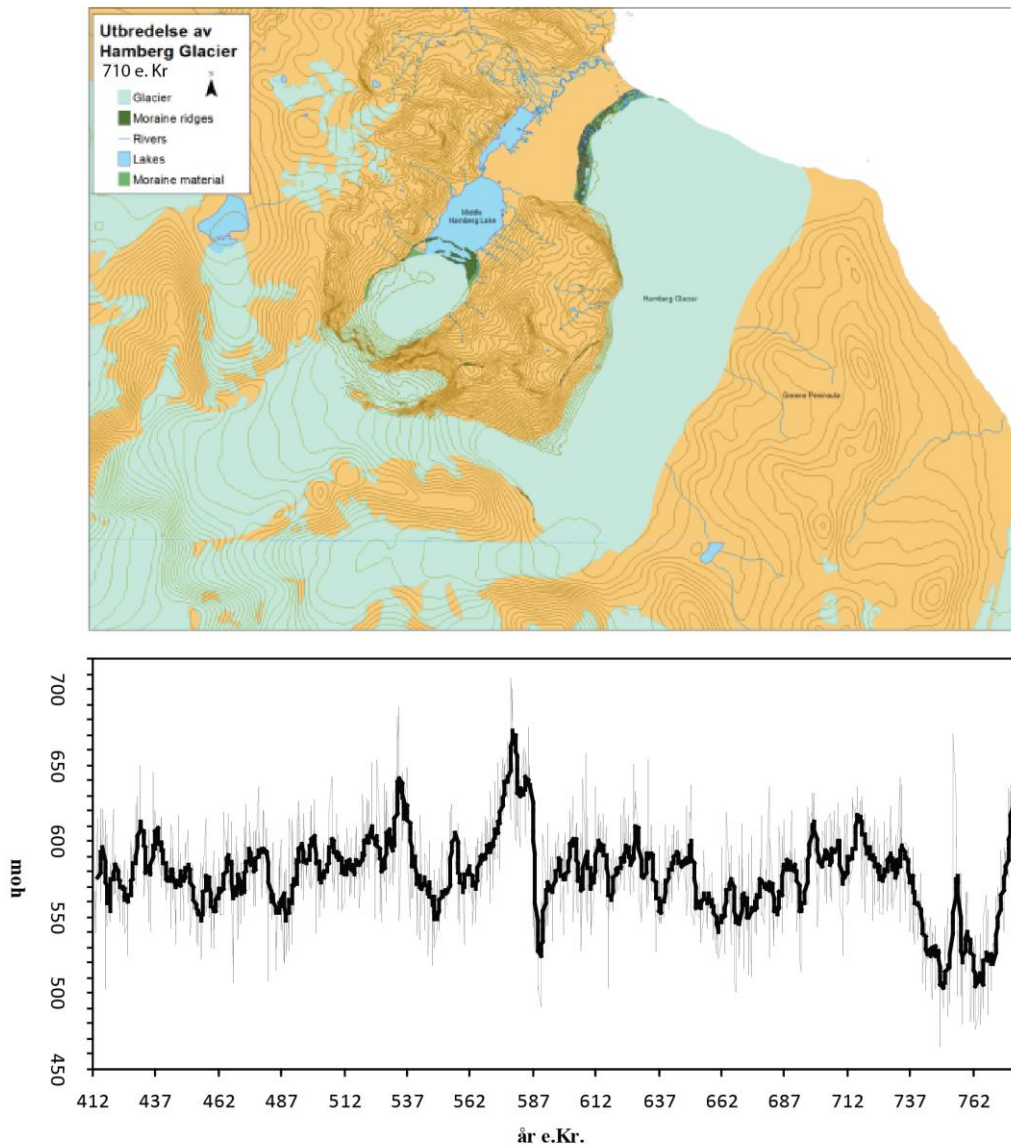
I det påfølgende kapittelet blir tre ulike tidsperioder fremstilt og diskutert basert på rekonstruksjonen av likevektslinjen på Hambergbreen de siste 1500 år.

5.3.1 500 til 770 e.Kr. (1500-1180 kal år BP)

Brefluktuasjonene i denne tidsepoken er preget av at en stor bre avsatte minerogene sediment direkte i Midtre Hamberginnsjø. Innsjøen var trolig på dette tidspunktet en iskontaktsjø hvor mye av sedimentene ble avsatt nær breen med raskt avtakende sedimentasjon utover i vannet, indikert av kjernen MHLP-208 som hadde mye lavere sedimentasjonsrate enn MHLP-608 (som ble tatt opp nærmere breen). Likevektslinjen for denne perioden viser variasjoner, men det er usikkert om dette skyldes variasjoner eller at innsjøen var en iskontaktsjø; i en iskontaktsjø er forholdene forskjellig fra en proglacial innsjø (Ashley, 1995). Ut i fra morenene i Midtre Hamberginnsjøen må likevektslinjen ha lagt et sted rundt 550 moh, dette indikerer at det lå årvis snø i små botner og forsenkninger rundt Hamberginnsjøene. Dette er støttet oppunder ved kartleggingen av landformene tolket til å være dannet av snøleier og små breer (kapittel 2.3). I dag er landformene fri for snø om sommeren og de laveste ligger på rundt 300 moh. Noen snøfonner hadde utviklet seg til små botnbreer som har dannet morener og disse morenene ligger på ~550-600 moh: dermed ble disse opprettholdt da likevektslinjen sank ned mot 550 moh.

Det er tre morener i Midtre Hamberginnsjø og tre morenesekvenser på Zenker Ridge og Greene Peninsula som trolig er de samme tre brefremstøtene. Den ytterste morenen på Greene

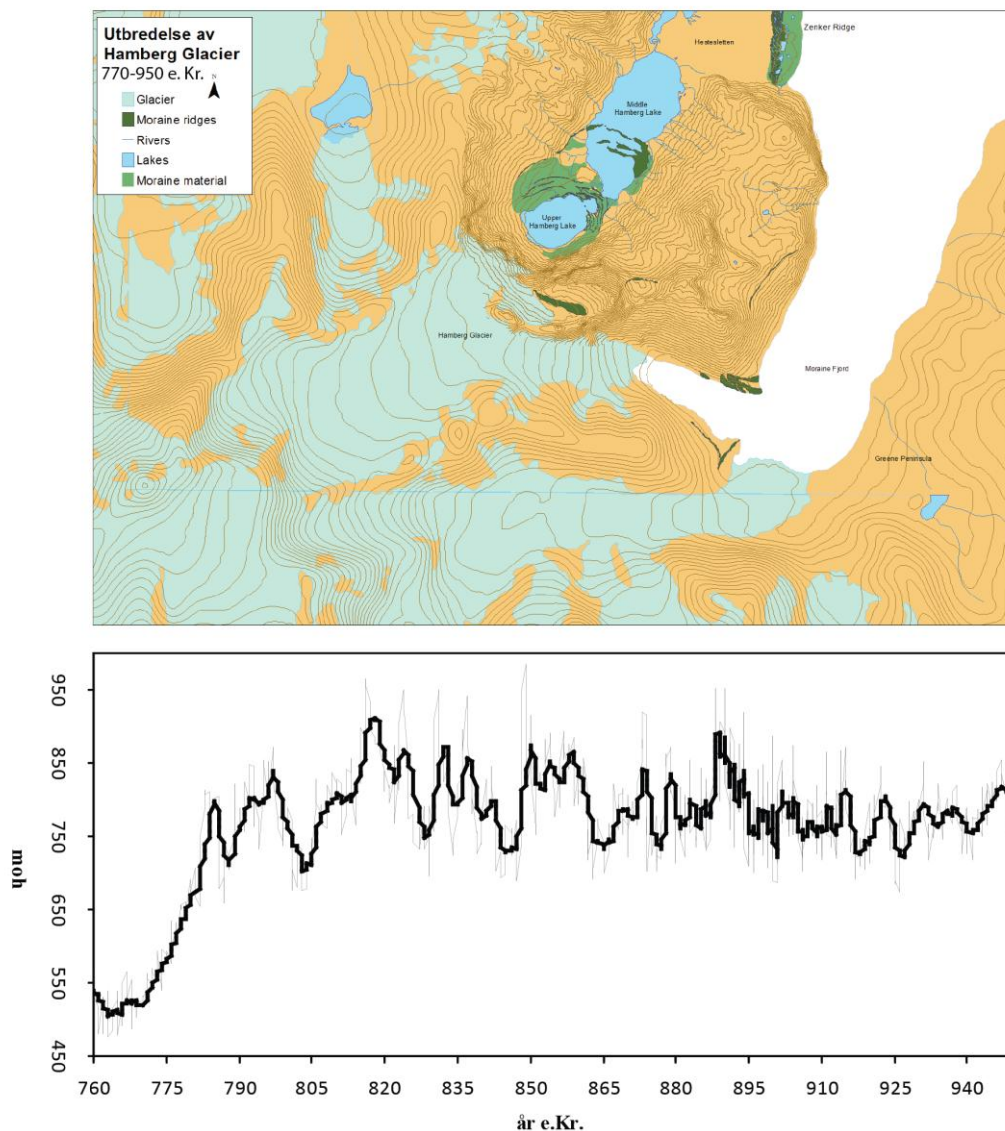
Peninsula er datert til 3600 ± 1100 kal år siden (Bentley et al., 2007) og i følge Clapperton et al. (1989) begynte det å vokse torv på den innerste morenen på Zenker Ridge rundt 946 kal år siden (1066 e. Kr.). Morene ble derfor trolig avsatt mellom disse to aldrene. Ut i fra kjernen MHLP-608 er det tegn på at breen begynte å trekke seg tilbake rundt 730 e. Kr. og var trolig helt borte fra Øvre Hamberginnsjø i 770 e. Kr. sammenlignet med dagens verdier og forhold i Øvre Hamberginnsjø.



Figur 5.3.1.1: Kartet viser den antatte utbredelsen av Hambergbreen i denne perioden. Svingningene i den rekonstruerte likevektslinjen viser variasjoner, men det er usikkert om dette skyldes variasjoner i likevektslinjen siden forholdene er forskjellig i en pr-glacial innsjø kontra en iskontaktssjø som Midtre Hamberginnsjø var på den tiden. Likevektslinjen for Hambergbreen med høy oppløsning (grå) og løpende gjennomsnitt (svart).

5.3.2 770 til 950 e.Kr. (1180-1000 kal år BP)

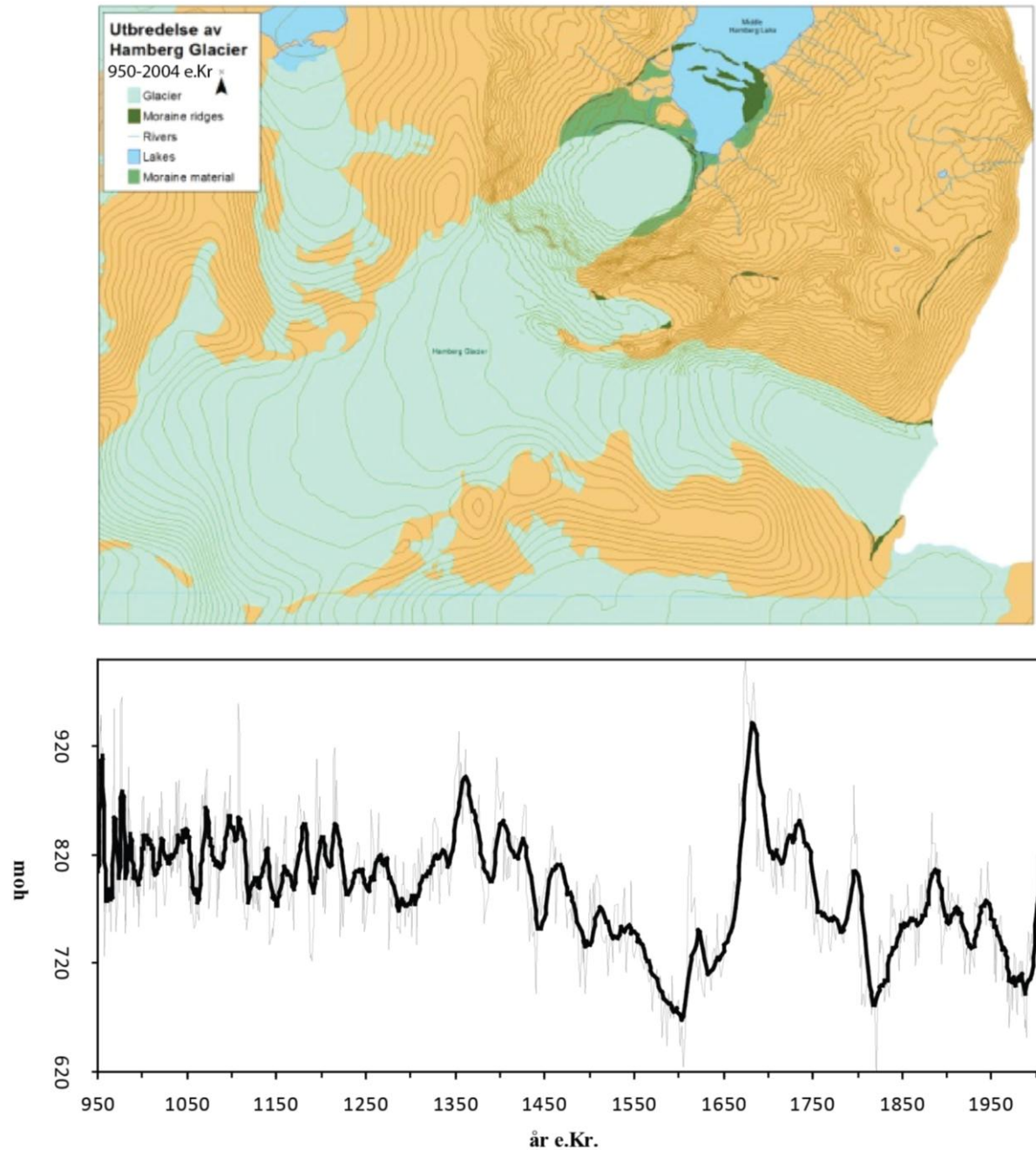
I denne perioden varierte breen mye i størrelse: den trakk seg raskt tilbake i løpet av en periode på 70 år, mellom 730 til 800 e. Kr. Etter denne tilbaketrekningen var trolig breen ganske lik dagens bre i størrelse, reflektert i sedimentparametrene titan, silisium og DBD. Den regenererte breen forsvant trolig fra Øvre Hamberginnsjø da likevektslinjen steg over 770 moh (ut i fra dagens forhold). I denne tidsepoken har likevektslinjen hevet seg over 770 moh flere ganger, dermed har trolig forholdene vært slik som i 2008. Frem mot 950 e. Kr sank likevektslinjen tidvis ned mot 720 moh og denne perioden var preget av raske fluktusjoner fra 700 til 900 moh på bare ti år.



Figur 5.3.2.1: Kartet viser breens størrelse slik den er når likevektslinjen ligger på rundt 800 moh, som den gjorde i mye av perioden 770-950 e. Kr. Likevektslinjen for Hambergbreen med høy oppløsning (grå) og løpende gjennomsnitt (svart).

5.3.3 950 e.Kr. til i dag (1000-0 kal år BP)

Fra 950 e. Kr. fluktuerte likevektslinjen rundt 800 moh frem til 1350 e. Kr og det var trolig forholdsvis like klimatiske forhold som i 2008. Fra 1350 e. Kr. steg likevektslinjen opp til over 850 moh, det var trolig varme somre, eller tørre vintre som førte til denne hevingen av likevektslinjen. Denne perioden varte frem til 1450 e. Kr. og ble fulgt av en senkning av likevektslinjen. Denne perioden varte frem til 1608 e. Kr. som var det laveste under Lille istid. Fra 1608 e. Kr. steg likevektslinjen frem til 1700-tallet til 800 moh. Fulgt av en ny periode med lav likevektslinje som rådet frem til 1830-tallet. På 1880-tallet var igjen likevektslinjen oppe på ~800 moh, fulgt av en nedgang på 1920-tallet hvor likevektslinjen lå på 720 moh. I 1970 og 80-tallet lå likevektslinjen på 650 moh fulgt av en periode frem til 2004 der likevektslinjen hevet seg til 800 moh.



Figur 5.3.3.1: Perioden 950 til 2004 e. Kr. viser stor variabilitet i likevektslinjen. Likevektslinjen for Hambergbreen med høy oppløsning (grå) og løpende gjennomsnitt (svart). Kartet viser breens utbredelse i perioder med senkning av likevektslinjen til ~740 moh.

5.7 Regionale brefluktasjoner

Rosqvist og Schuber (2003) har undersøkt den proglasiale innsjøen Block Lake på Tønsberg halvøyen mellom Stromness og Husvik. Dataene fra Block Lake har en oppløsning på tusen år og er derfor lite egnet for sammenligning med rekonstruksjonen fra Hambergbreen. Rosqvist og Schuber (2003) beskriver at det var en varm periode rundt 1200 kal år BP (808 e. Kr) som sammenlignet med Hambergbreen som trakk seg tilbake fra 770 e. Kr. som gir en god kobling

på at det var en regional endring som fikk breene til å trekke seg tilbake. Clapperton (1989) har ved hjelp av torvsnitt laget en generell rekonstruksjon av brefremstøt og tilbaketrekninger. Her går det frem av torvsnittet at Hambergbreen rykket frem mellom 2200 til 1000 kal år siden BP (200 f. Kr til 1000 e. Kr) fulgt av en tilbaketrekning rundt 1000 e. Kr. Dette er et avvik med 230 år i forhold til kjernedataene fra MHLP-608. Frem av torvsnittet tyder det på at Hambergbreen fluktuerte og dannet morener i Øvre Hamberg Lake mellom 12 og 19 århundre, noe som stemmer med innsjøsedimentene fra MHLP-608 hvor breen var på sitt største i 1608 og 1823.

Ved hjelp av lichenometri fant Roberts et al. (2010) ut at små botnbreer rykket frem fra 1700 til 1870 e. Kr i Prins Olav Havn (Harbour). Dette funnet stemmer godt med Hambergbreen som hadde ett av sine største brefremstøt i 1823 i løpet av de siste 500 år. Det ble også funnet morener datert til 1960- og 1970-tallet, men dette var mindre brefremstøt. Likevektslinjen på Hambergbreen var relativt lav frem til 1990 i følge rekonstruksjonen fra MHLP-608.

Fra 1883 til 1974 ble Syd Georgia besøkt flere ganger, og Hayward (1983) har samlet informasjon om breene som besøkende har etterlatt seg i form av bilder og beretninger. Hambergbreen ble observert i 1914, 1930, 1954, 1957, 1958, 1972 og 1974 og ut i fra dette har brefronten i Moraine Fjord blitt rekonstruert. Denne rekonstruksjonen forteller om en stabil tilbaketrekning siden 1914. Siden 1930 har Hamberg trukket seg tilbake 1.6 km i Moraine Fjord (bilder fra Google Earth 2007). Fra 1980 har de aller fleste breene på Syd Georgia trukket seg tilbake (Gordon et al., 2008).

5.8 Interhemisfæriske koblinger

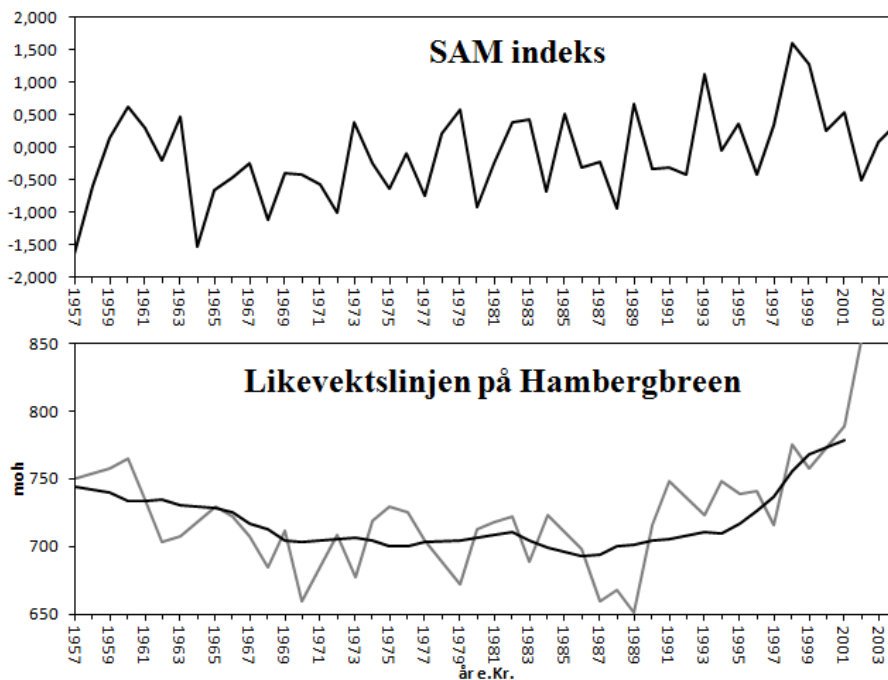
De storskala endringene i klima gjennom kvartærtiden er drevet av de astronomiske variablene (jordens bane rundt solen, vinkelen på jordaksen, presisjonen av jordaksen) (Milankovitch, 1941 i Bradley, 1999). Mens klimaendringer på kortere tidsskaler er drevet av endringer i solaktivitet, vulkanisme og havstrømmer (Bradley, 1999:32). På Syd Georgia er klimaet for en stor del styrt av endringer i den atmosfæriske sirkulasjonen og av endringer i havet, både overflatetemperatur og havstrømmer (Meredith et al., 2008).

Atmosfæriske endringer på den sørlige halvkule er kvantifisert gjennom den såkalte "Southern Annular Mode" (SAM) som styrer klimavariabilitet i midtre hemisfære på den sørlige halvkule. SAM-indeksen karakteriseres som storskala omveltninger av atmosfæriske luftmasser mellom et høytrykksenter over Antarktis og andre luftmasser i Sørishavet. SAM styrer de meridionale vindene som skifter posisjon og intensitet i vestavindsbeltet som følge

av trykkforskjeller mellom høytrykket over Antarktis og lavtrykkene rundt (Hartmann og Lo, 1998). SAM-indeksen varierer i intensitet i løpet av ti dager til ulike indeks-polariteter i løpet av tiår (Thompson og Woodworth, 2007).

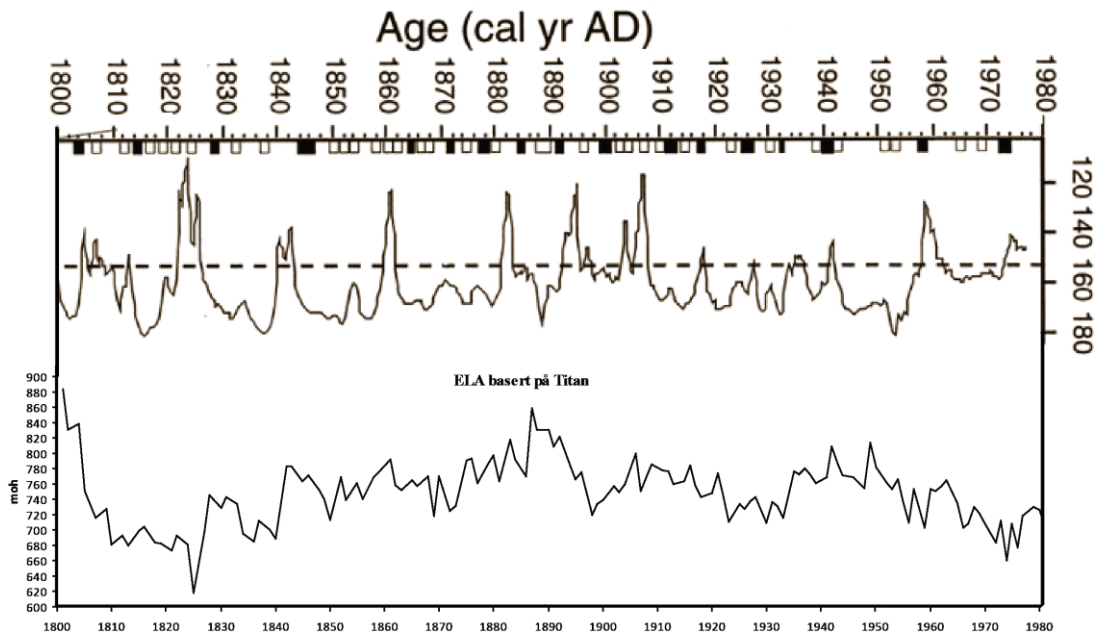
Endringer i El Niño kan også påvirke klimaet på Syd Georgia. El Niño er unormalt høye temperaturer i havoverflaten (SST) utenfor vestkysten av Amerika. En hendelse må vare i minst 4 måneder og føre til økt nedbør, spesielt i Nordvest Peru for å bli kalt El Niño (Trenberth, 1997). El Niño oppstår når det atmosfæriske trykket som styrer passatvindene bryter sammen og lufttrykket øker i det østlige Stillehav og faller i det vestlige. Dette fører til at passatvindene mister sin styrke og kan til og med reverseres, slik at de ekvatoriale vindene blåser fra vest til øst i motsetning til normale forhold fra øst til vest (Pinet, 2006). El Niño inntreffer med en periodisitet på to til syv år, og de sterkeste hendelsene de siste 40 år har vært i årsskifte mellom 1972-73, 1982-83 og 1997-98. En kald episode som er det motsatte av El Niño har fått termen El Niña og skiftene, eller oscillasjonen mellom El Niño og El Niña har fått navnet El Niño Southern Oscillation (ENSO) (Ahrens, 2008).

Meredith et al. (2008) har koblet variasjoner i overflatetemperaturer rundt Syd Georgia fra år til år med ENSO og SAM: dette henger sterkt sammen med de meridionale vindene på vestsiden av den Antarktiske halvøy. Dette påvirker igjen Syd Georgia da den sirkumpolare antarktiske havstrøm (ACC) med en forsinkelse på 6 måneder fra Stillehavet, fører temperaturanomaliene til Syd Georgia. Det er mulig at ACC kan ha skiftet plassering i tidligere tider, men dagens plassering av den sirkumpolare strømmen (South Atlantic Circumpolar Current Front- SACCF) er styrt av sjøbunnens batymetri og den var lik i 1926/27 som i dag (Ward et al., 2008). En forklaring på de økte temperaturene rundt Syd Georgia de siste tiårene ligger i SAM variabilitet som igjen er påvirket av Ekman transport og oppvelling langs ACC (Hogg et al., 2008). SAM-indeksen (Marshall, 2012) er sammenlignet med likevektslinjen på Hambergbreen (figur 5.8.1), som viser at det ikke er en tydelig sammenheng mellom de to datasettene.



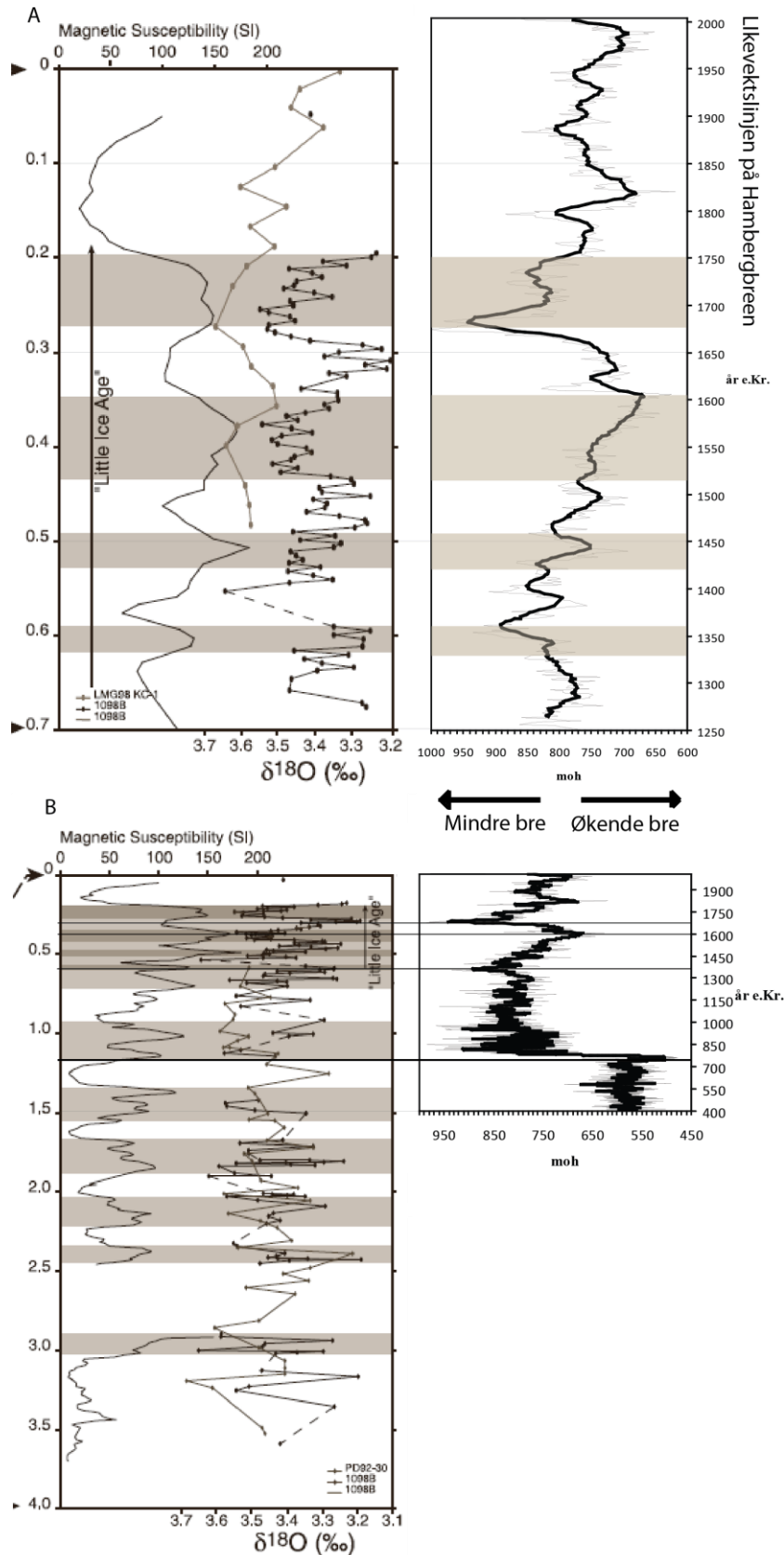
Figur 5.8.1: Sammenstilling av SAM-indeks og likevektslinjen på Hambergbreen fra 1957 til 2004 (Marshall, 2012). Det er ikke noe tydelig sammenheng mellom datasettene.

På grunn av tidsoppløsningen på rekonstruksjonen av likevektslinjen fra Hambergbreen (ti års oppløsning) er det vanskelig å sammenlikne de direkte med variasjonene i SAM og ENSO fra år til år. Den mest sannsynlige drivkraften for temperaturendringer på Syd Georgia kan være et skifte i posisjonen eller intensiteten i vestavindsbeltet som følge av endringer i SAM (Ljung et al. 2007, Meredith et al. 2008). Fortidens El Niño hendelser kan muligens kobles til endringer i havtemperatur ved Syd Georgia i fortiden. Rodbell et al. (1999) har ved hjelp av innsjøsedimentkjerner fra sørvest i Ecuador rekonstruert El Niño hendelser de siste 15 000 år. Disse dataene viser en tydelig El Niño hendelse som sluttet rundt 1211 kal år BP (739 e. Kr) og var etterfulgt av en periode med færre hendelser frem til 900 kal år siden (1050 e. Kr). Denne El Niño hendelsen endte omtrent på samme tid som Hambergbreen begynte å trekke seg tilbake fra Midtre Hamberginnsjøen (730 e. Kr), det skal påpekes at det er vanskelig å sette enkelthendelser som forklarende faktor. El Niño hendelser fra 1800 til 1980 er sammenlignet med likevektslinjen på Hambergbreen (figur 5.8.2). Likevektslinjen følger samme trend som El Niño hendelsene: hvor likevektslinjen når topper samtidig med El Niño hendelser. Det er ikke en tydelig sammenheng, men likheter i svingningene. På 1820-tallet var breens utbredelse stor, samtidig som en stor El Niño hendelse, hvorpå en rask heving i likevektslinjen fulgte like etter denne hendelsen. I perioden 1920-1955 var det få antall El Niño hendelser og samtidig lav likevektslinje.



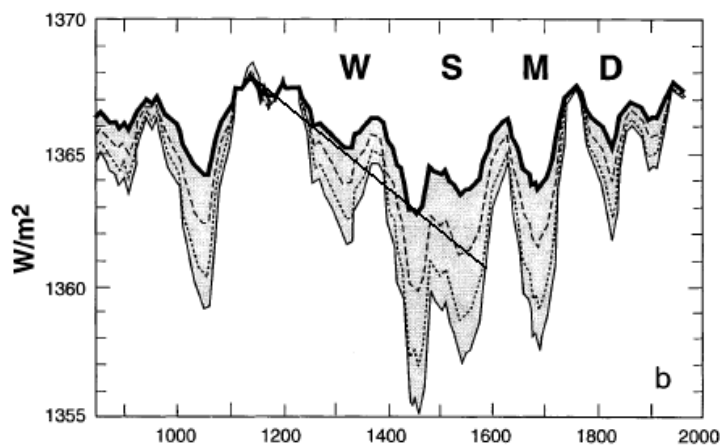
Figur 5.8.2: Sammenligning mellom El Niño hendelser fra 1800-1980 (Rodbell et al., 1999) og likevektslinjen fra Hambergbreen basert på titan som viser samme trend som El Niño kurven, hvor likevektslinjen også når toppen samtidig med El Niño hendelser.

Det er flere andre proksi på paleoklima på den sørlige halvkule som kan sammenlignes med brefluksjonene sett på Hambergbreen. En marin kjerne fra Palmer Deep, vest for den Antarktiske halvøy, med høy oppløsning vist med Magnetisk Susceptibilitet og $\delta^{18}\text{O}$ (Shevenell og Kennett, 2002) er sammenlignet med likevektslinjen på Hambergbreen (figur 5.8.3). I Palmer Deep kjernen er MS brukt som regional paleoklimatisk proksi, og tolket til å reflektere biogenisk produktivitetsendringer. Lav MS er tolket som perioder med høy biosilikat-produktivitet under varme forhold med stratifisert havoverfalte. Høy MS er tolket til å representere perioder med redusert biogenisk produktivitet, assosiert med økt vindstyrke som førte til omrøring av vannmassene (Shevenell og Kennett, 2002). Forenklet betyr økt MS en økning i regional vindstyrke og/eller sørlig skift i vestavindsbeltet i sørlige hemisfære. Sammenligningen viser at $\delta^{18}\text{O}$ og likevektslinjen (figur 5.8.3) er forholdsvis like fra 1250-1950 e. Kr. MS derimot, varierer fra å antifase til å sammenfalle med likevektslinjen i ulike tider gjennom samme periode. Fra 1250 til 1550 e. Kr. fulgte MS likevektslinjen, men fra 1550 begynte MS og likevektslinjen å antifase hverandre. Figur 5.8.3 B) viser en sammenligning mellom kjernen fra Palmer Deep og likevektslinjen på Hambergbreen fra 400-1950 e. Kr. Denne sammenligningen tyder at MS og $\delta^{18}\text{O}$ økte samtidig som Hambergbreen trakk seg tilbake i 770 e. Kr. Dette kan tolkes til at det er flere klimatiske fenomener som påvirker klimaet på Syd Georgia enn kun vestavindsbeltet, og at klimaet vest for den Antarktiske halvøy skiller seg fra klimaet på Syd Georgia.

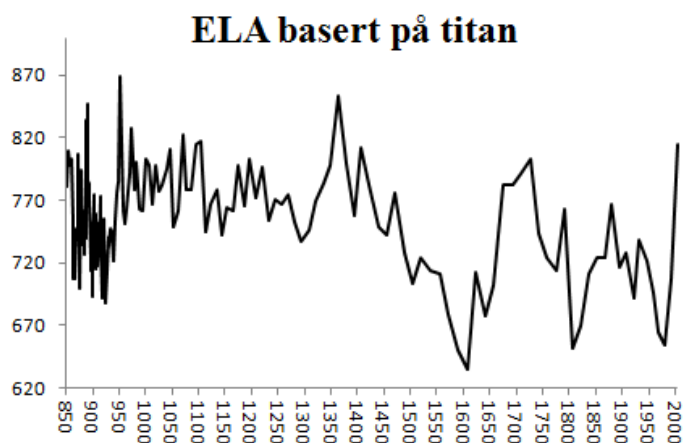


Figur 5.8.3: Marin sedimentkjerne fra Palmer Deep vist med Magnetisk Susseptibilitet og $\delta^{18}O$ sammenlignet med likevektslinjen på Hambergbreen i to perioder A: 1250-2004 e. Kr. og B: 400-2004 e. Kr. Økning i Magnetisk Susseptibilitet reflekterer intervaller med mer terrestrisk tilførsel til Palmer Deep og er tolket til å indikere økning i regional vindstyrke og/eller sørlig skift i vestavindsbeltet i sørlige hemisfære. Likevektslinjen er illustrert i høy oppløsning basert på titan med løpende gjennomsnitt.

Solinnstrålingen har mye å si for klimaet på jorden, Bard et al. (2000) har rekonstruert solinnstrålingen de siste 1200 år fra ^{14}C (træringer) og ^{10}Be (iskjerner fra Sydpolen og Grønland). Resultatet kan sees i figur 5.8.6 sammenlignet med likevektslinjen fra Hambergbreen i perioden 950-2000 e.Kr. Senkningen av likevektslinjen fra 1500-1700 kan muligens være en forsinket respons på den lave solinnstrålingen fra 1400-1600 e.Kr., men på 1700-tallet under Maunder minimum (M i figur 5.8.8) lå likevektslinjen høyt. Det er ut i fra dette ikke klart hvordan solinnstrålingen påvirker likevektslinjen på Hambergbreen.

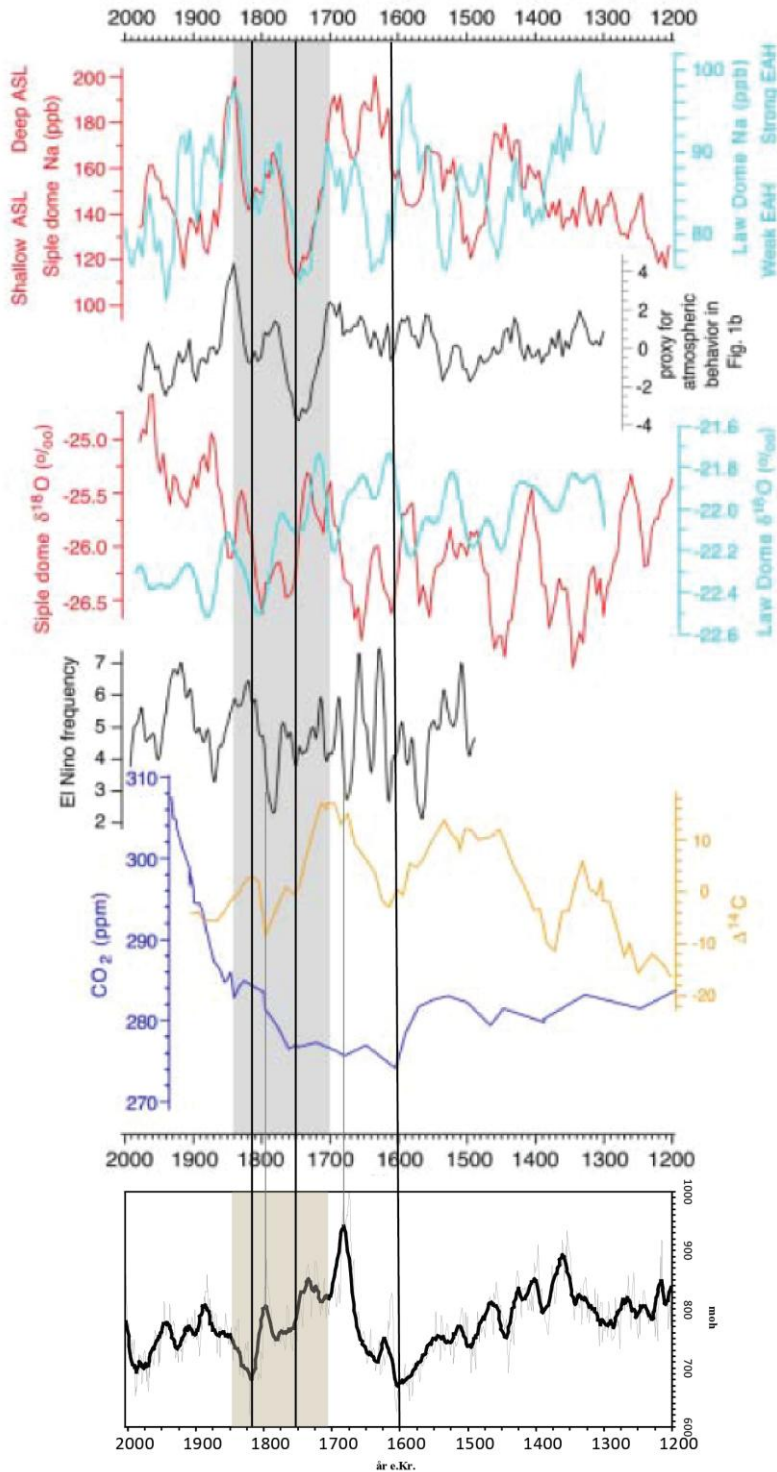


Figur 5.8.8: Solinnstråling i W/m^2 basert på ^{14}C og ^{10}Be (Bard et al., 2000) sammenlignet med likevektslinjen fra Hambergbreen (moh) vist med alder e.Kr. Likevektslinjen er vist med lav oppløsning. Det er ikke noe tydelig sammenfall mellom solinnstråling og høyden på likevektslinjen på Hambergbreen.



Tre iskjerner fra det Antarktiske kontinent er sammenlignet med likevektslinjen på Hambergbreen (figur 5.8.3). En iskjerne er fra vest på den antarktiske halvøy (Siple Dome), en fra Øst-Antarktis i sektoren i det indiske hav (Law Dome) og en fra Sydpolen. Disse

kjernene er vist i figuren med $\delta^{18}\text{O}$ som er en proksi på temperatur, havsalt konsentrasjon (Na) som er en proksi på vindstyrke, CO_2 som proksi på kaldere/varmere klima, $\Delta^{14}\text{C}$ som proksi for variabilitet i sol aktivitet og Methanesulfonate som proksi på El Niño frekvens (Mayewski et al., 2004). Sammenligningen viser at fra 1700-tallet sank saltinnholdet i Law Dome and Siple Dome samtidig som likevektslinjen på Hamberg sank og hvorpå alle verdier i iskjernene var lave samtidig som likevektslinjen var på sitt laveste rundt 1820-tallet. Fra Siple Dome og Law Dome var $\delta^{18}\text{O}$ verdiene lave, som betyr lave temperaturer noe som indikerer at Hambergbreen økte i størrelse som følge av lave temperaturer interhemisfærisk.

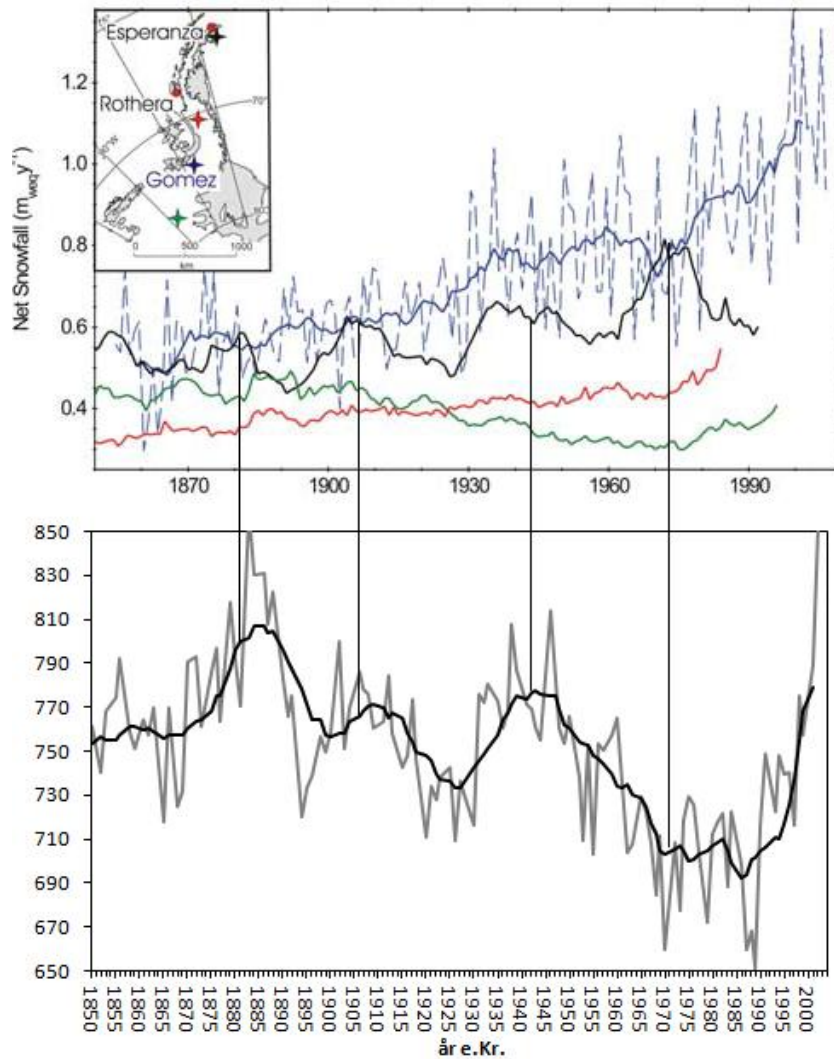


Figur 5.8.4: Iskjernene Siple Dome og Law Dome er representert med $\delta^{18}\text{O}$ som er en proksi på temperatur, havsalt konsentrasjon (Na) som er en proksi på vindstyrke, CO_2 som proksi på kaldere/varmere klima, $\Delta^{14}\text{C}$ som er proksi for variabilitet i sol aktivitet og Methanesulfonate som proksi på El Niño frekvens. ASL= lavtrykket i Amundsensjøen, EAH= høytrykk over Øst-Antarktis (Mayewski et al., 2004). Likevektslinjen er illustrert i høy oppløsning basert på titan med løpende gjennomsnitt. Perioden 1700-1850 e. Kr. er markert med grå og viser hvordan de fleste parametrene i iskjernene faller samtidig med likevektslinjen.

Lamy et al. (2001) har ved hjelp av en marin sedimentkjerne rekonstruert Holosen nedbørs variabilitet i Sørlege Chile. Det viser seg at det har rådet tørrere forhold i Middelalder og fuktigere forhold under Lille istid koblet til skift i vestavindsbeltet. Overført til Syd Georgia kan dette forklare at breene vokste under Lille istid som følge av fuktigere klima med mer nedbør.

Den økende akkumulasjonen i snø på og rundt den Antarktiske halvøy (Thomas et al., 2008) ser ut til å ha en sammenheng med likevektslinjen på Hambergbreen (figur 5.8.5). Den økende mengden akkumulasjon av snø på James Ross Island er sammenlignbar med likevektslinjen på Hambergbreen og viser en øktende trend i akkumulasjon samtidig med senkning av likevektslinjen på Hamberg. Svingningene i akkumulasjonen på James Ross Island tyder likevel på at i perioder med økt akkumulasjon hever likevektslinjen seg på Hamberg. Dette kan tolkes som at temperaturene i disse periodene steg rundt Antarktis og det falt dermed mer snø her, mens på Syd Georgia steg temperaturene slik at nedbøren falt som regn.

Det er også en mulighet for at lavtrykksbanene som gav nedbør skiftet posisjon, og at perioder med mye nedbør rundt den antarktiske halvøy var perioder med mindre nedbør på Syd Georgia. Alt i alt økte akkumulasjonen på James Ross Island og på Hambergbreen frem til 1970-tallet hvorpå akkumulasjonen sank på James Ross Island og likevektslinjen på Hambergbreen hevet seg fra 1990-tallet.



Figur 5.8.5: Årlig akkumulasjon på Gomez (stiplet blå) og gjennomsnittlig akkumulasjon på Gomez (blå), Dyer Platå (rød), James Ross Island (svart) og ITASE01_05 (grønn) i meter av vann ekvivalent per år ($m_{weq} y^{-1}$) mellom 1850 og 2006. Kart viser sted iskjernene er tatt (Thomas et al., 2008). Sammenlignet med likevektslinjen på Hambergbreen viser at den økte akkumulasjonen sammenfaller med senkning av likevektslinjen på Hambergbreen.

En høyoppløselig rekonstruksjon av sommertemperatur basert på sedimentære pigmenter fra Laguna Aculeo, sentrale Chile ($33^{\circ}S$) som strekker seg tilbake til 850 e.Kr. (Gunten et al., 2009) viser seg å sammenfalle med likevektslinjen fra Hambergbreen (se figur 5.8.6). Fra 1350 sank sommertemperaturen i sentrale Chile, det samme gjorde likevektslinjen på Hambergbreen frem til 1600 og 1650 i sentrale Chile. Frem til 1700 steg temperatur og likevektslinjen i takt, men i 1823 antifaser grafene hverandre hvorpå temperaturen sank raskt, mens likevektslinjen steg frem til 1880 hvor begge sank samtidig. Fra 1880 sank

likevektslinjen, mens temperaturene økte frem til 1960-tallet fulgt av en senkning og en ny økning sammen med likevektslinjen frem til 2000-tallet. Det er tydelig at den rekonstruerte sommertemperaturen og likevektslinjen på Hamberg ikke følger hverandre eller antifaser hverandre, men det er store likheter i de overordnede trendene som er styrt av storskala klimavariabilitet.

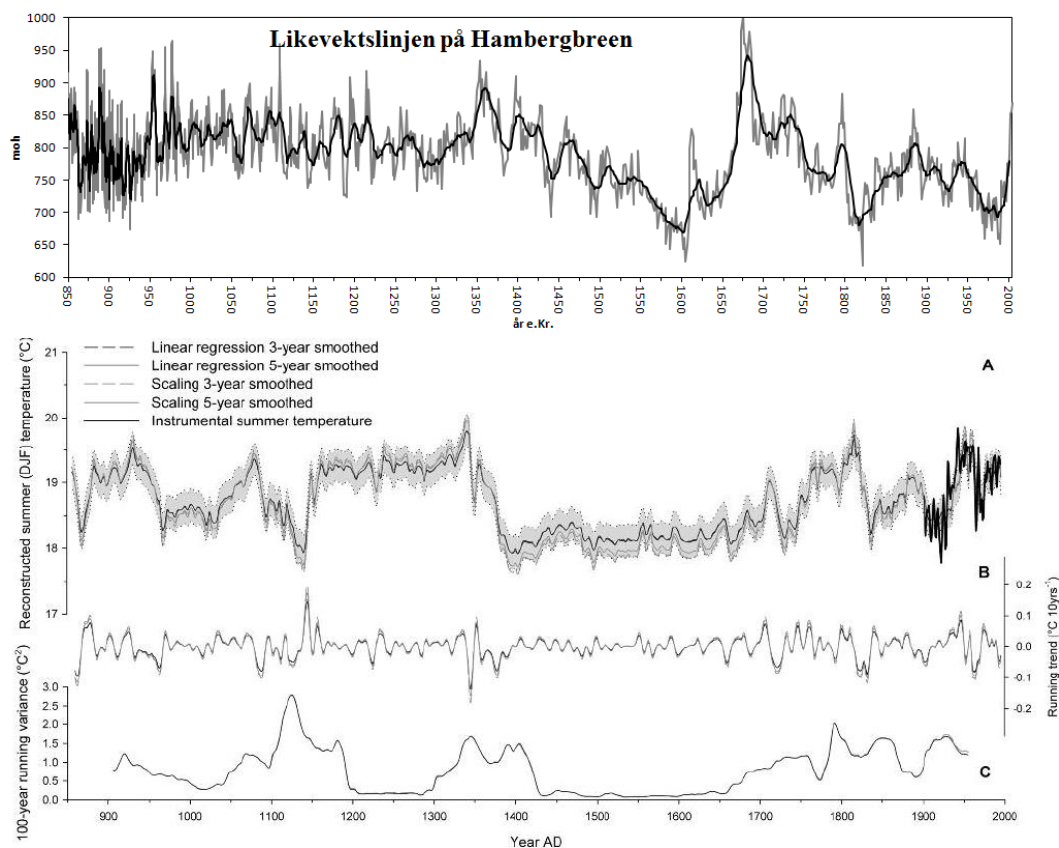
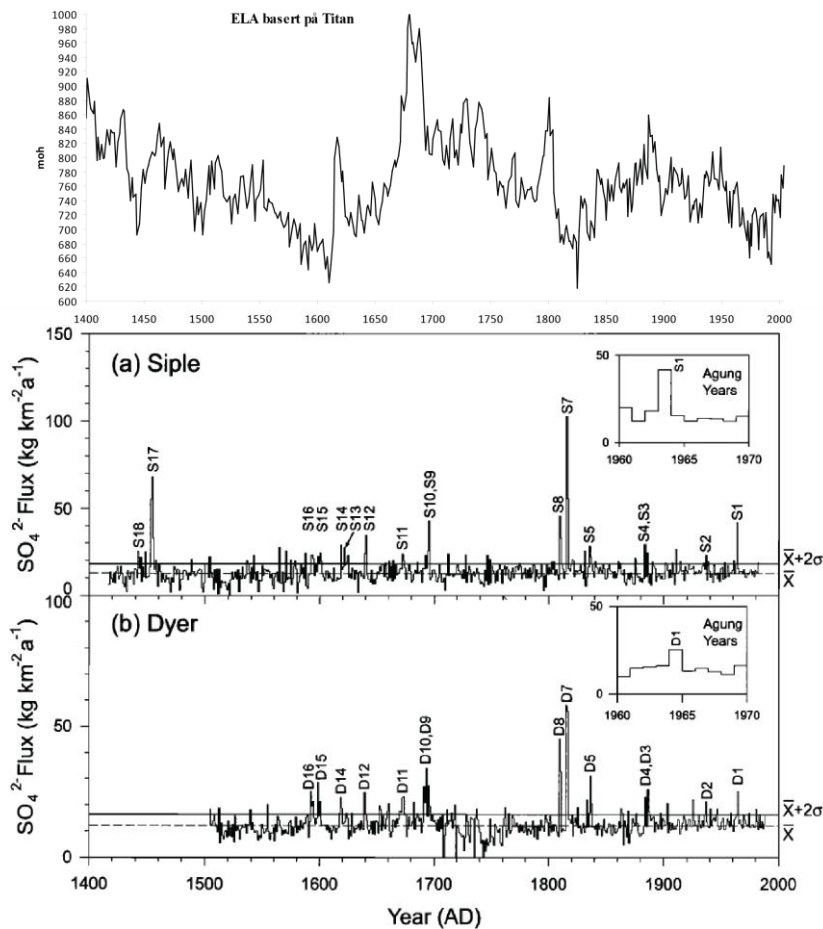


Figure 4 Reconstructed austral summer (DJF) temperatures. (A) Reconstructions curves back to AD 850 in °C. RMSE of 5 yr smoothed linear regression reconstruction is given by the grey area between the dotted lines. 3 yr smoothed re-analysis temperature data during calibration period are drawn in black. (B) 10 yr running trend curves. (C) 100 yr running variance

Figur 5.8.6: Sommertemperatur rekonstruert fra sedimentære pigmenter fra sentrale Chile (Gunten et al., 2009) sammenlignet med likevektslinjen fra Hambergbreen fra 950-2000. Sammenligningen viser at likevektslinjen og den rekonstruerte sommertemperaturen sammenfaller i perioder. Under Lille istid var likevektslinjen på Hamberg lav samtidig som det var lave sommertemperaturer i sentrale Chile. Likevektslinjen er illustrert i høy oppløsning basert på titan med løpende gjennomsnitt.

Historien har vist at vulkanutbrudd kan påvirke klimaet på jorden (Bradley, 1999:32). To iskjerner, Siple og Dyer fra den Antarktiske halvøy er vist i figur 5.8.7 med sulfat, som er en proksi på vulkanutbrudd (Cole-Dai et al., 1997). Denne rekonstruksjonen av vulkanutbrudd er sammenlignet med rekonstruksjonen av likevektslinjen på Hambergreen fra 1400 til 1997. Det største vulkanutbruddet de siste 500 år er Tambora (1815 e. Kr.) som kan sees i figuren 5.8.7 som S7 og D7. Et ukjent utbrudd like før (1809) er vist som S8 og D8. Om det er en sammenheng mellom Tamborautbruddet i 1815 og senkningen av likevektslinjen på Hambergreen i 1823 kan ikke påvises direkte, men det er en mulighet.



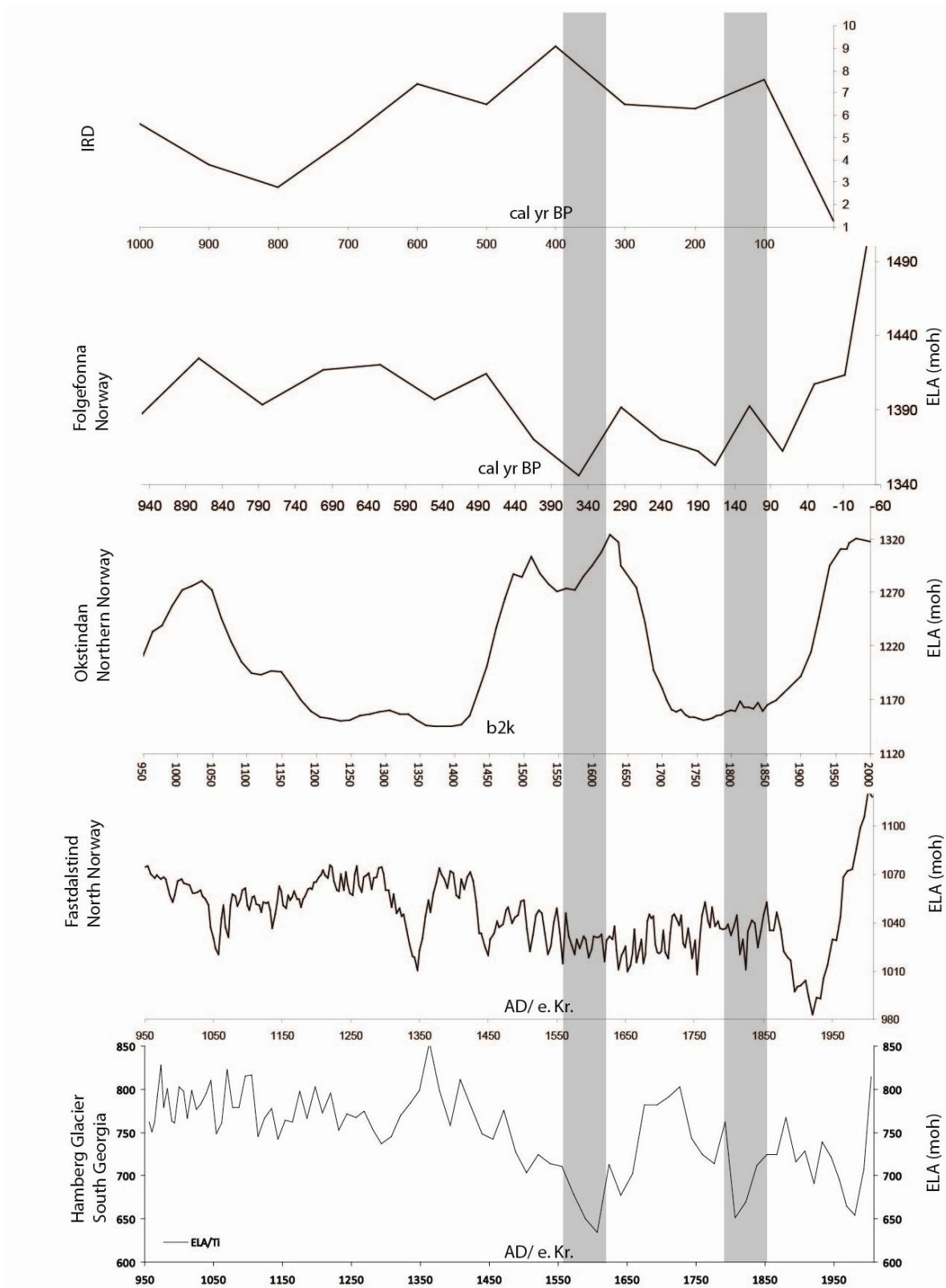
Figur 5.8.7: likevektslinjen fra Hambergreen sammenstilt med SO_4^{2-} verdier fra Siple (a) og Dyer (b) iskjerner (fra Cole-Dai et al., 1997) fra 1400-1997. S7 og D7 representerer vulkanutbruddet Tambora i 1815 og et ukjent vulkanutbrudd representerer S8 og D8 i 1809. Likevektslinjen var lav på samme tid som de to utbruddene i 1809 og 1815.

5.9 Skandinaviske brefluktuasjoner i Sein-Holosen

De fleste Skandinaviske breene hadde sin største utbredelse på 1750-tallet på grunn av milde og fuktige vintre som førte til økt vinternedbør som snø på breene, trolig på grunn av positiv NAO (Nordatlantisk oscillasjon) indeks. Allerede på 1500-1700-tallet begynte breene å vokse, med akslerasjon frem mot 1750 (Nesje et al., 2008). Fra 1930 har breene trukket seg raskt tilbake og dette er definert som slutten på Lille istid i Skandinavia (Oerlemans, 2005 i Nesje et al., 2008b).

Austre Okstindbreen (66°N) har vært til stede under hele Holosen og hadde den største utbredelsen av breen rundt 700 e. Kr (1300 b2k). Dette sammenfaller med Hambergbreen som også hadde stor utbredelse rundt 700 e. Kr. Under Lille klimatiske optimum lå likevektslinjen på Austre Okstindbreen på 1150 moh fra 1100-1350 e. Kr. hvorpå den steg til 1300 moh fra 1400-1650 e. Kr. Fra 1700-1920 sank likevektslinjen til 1150 moh, fulgt av en stigning fra i årene 1920-2000 (Bakke et al., 2010). Nordre Folgefonna (60°N) hadde brefremstøt i 1750, 1870 og 1930 hvor Sør-Fonna hadde et stort brefremstøt i 1940. Nordfonna og Sørfonna hadde begge større brefremstøt enn Lille istid fra 2200 til 1000 kal. år BP (Bakke et al., 2005b). Fastdalstindbreen (69°N) hadde sine største brefremrykk i 1040, 1440 og 1940 e. Kr (Rinnan, 2012).

Figur 5.9.1 viser en sammenstilling av istransportert materiale (IRD) (Bond et al., 1997), likevektslinjen på Folgefonna (Bakke et al., 2005a), Austre Okstindbreen (Bakke et al., 2010), Fastdalstind (Rinnan, 2012) og Hambergbreen de siste 950 år. Sammenstillingen viser at det ikke er sammenfall mellom brefremrykk på de Skandinaviske breene til samme tid.

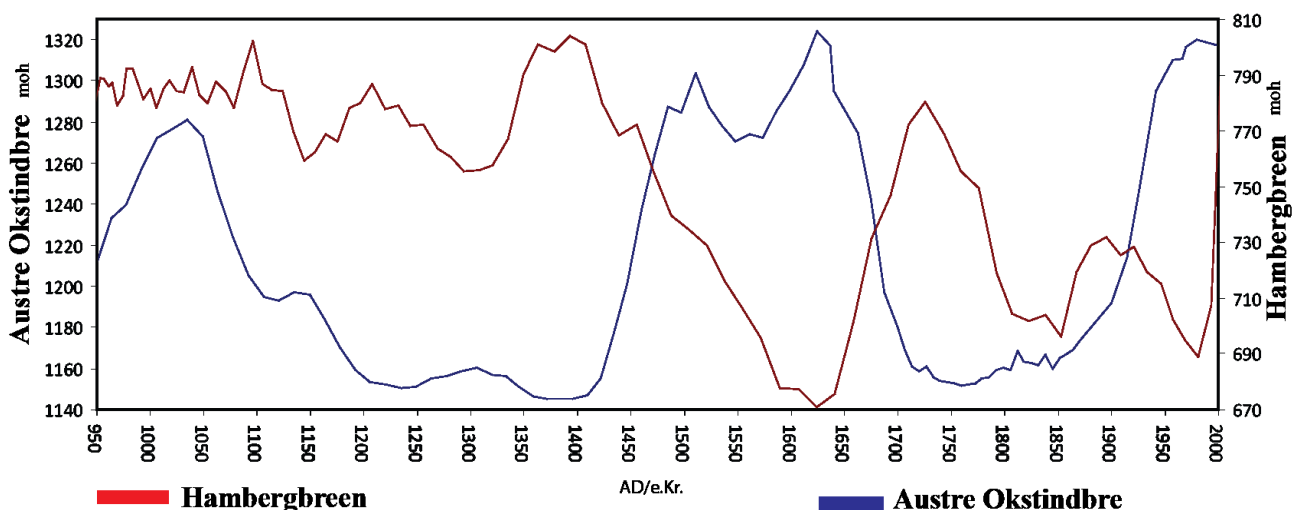


Figur 5.7.1: Sammenstilling av IRD fra en marin kjerne fra Nord-atlanteren (Bond et al., 1997), sommertemperatur ved likevektslinjen på Folgefonna (Bakke et al., 2005b) og rekonstruksjoner av likevektslinjen på Austre Okstindbreen (Bakke et al., 2010), Fasdalsind (Rinnan, 2012) og Hambergbreen. Det er ikke sammenfall mellom brefremrykk på de Skandinaviske breene.

5.10 Den ”Bipolare seesaw”

Instrumentelle temperaturmålinger fra perioden 1900 til 2010 fra meteorologiske stasjoner nord for 64°N og sør for 64°S viser et sterkt anti-korrelert mønster etter at trenden i datasettet er fjernet (Chylek et al., 2010). Fenomenet er kalt den ”Bipolare seesaw” av Broecker (1998) og hovedsakelig funnet gjennom sammenligning av iskjerner og marine kjerner fra henholdsvis Antarktis og Grønland som dekket slutten av siste istid (Crowley, 1992, Broecker, 1998, Barker et al., 2009, Stocker, 2006, Blunier, 1998). Flere andre forskere har også funnet spor som tyder på en bipolar seesaw også på andre tidsskalaer, som i Holosen (Ljung og Björk, 2007, Rosqvist og Schuber, 2003, Schaefer et al., 2009). På den andre side er det flere forskere som har diskutert muligheten for at den ”bipolare seesaw” ikke eksisterer, og ikke kan forklares som en enkel ”bipolar seesaw” (Steig et al., 1998, Seidov et al., 2005, Schneider og Noone, 2012). For å kunne undersøke om den Atlatiske Bipolare seesaw eksisterer på lengre tidsskalaer i Holosen er det nødvendig med kontinuerlige høyoppløselige datasett.

Brerekonstruksjonen fra Hambergbreen er høyoppløselig og kontinuerlig og viser brefluktuasjoner de siste 1500 år. Sammenlignet med rekonstruksjonen av likevektslinjen på Austre Okstindbreen i Nordland, Nord-Norge gjennom de siste 1050 år er det indikasjoner på at de to breene er i antifase med hverandre (se figur 5.8.2). Videre ser det ut til at brefremrykkene i den ”Lille istid” er noenlunde synkrone, da begge breområdene hadde et brefremrykk rundt 1820 e. Kr.



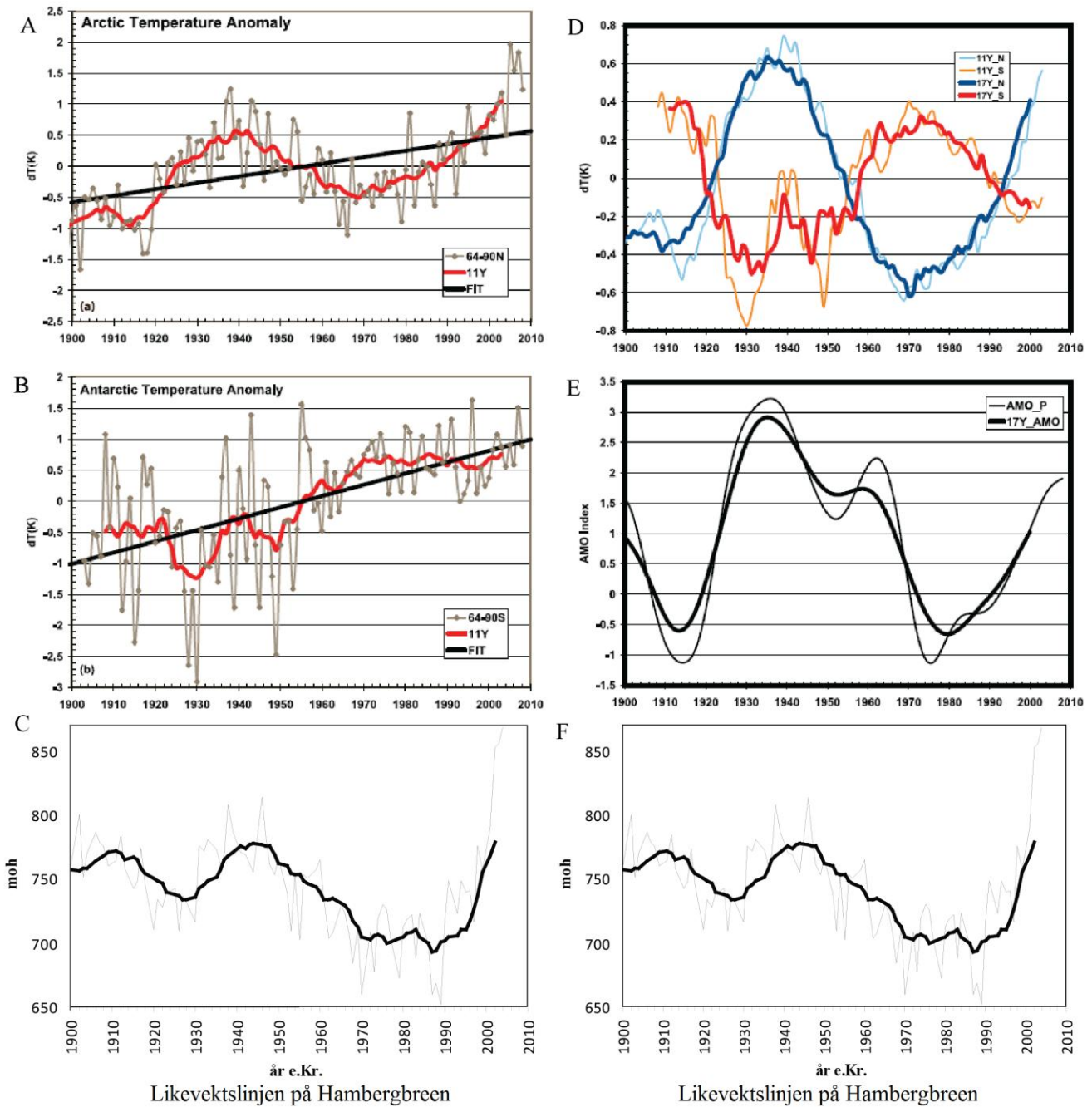
Figur 5.8.1: Sammenligning mellom likevektslinjen på Hambergbreen og Austre Okstindbreen, Nord-Norge (Bakke et al., 2010) og viser et tydelig antifase-mønster.

Årsaken til fenomenet den "Bipolare Seesaw" er forklart av Chylek (2010) med at den sterke anti-korrelasjonen av instrumentelt målte temperaturanomaliene i Arktiske og Antarktiske regioner er styrt av havet. Målingene fullførte en fullstendig syklus av 1900-tallets temperaturmålinger på 70 år: den mest sannsynlige årsaken til endringer i klimasystemet som kan være i tiår er havet (Chylek et al., 2010). Temperaturmålingene fra 1900-2010 er koblet sammen med Atlantisk tiårlige oscillasjon (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) indeks og dette viser høy korrelasjon (eller anti-korrelasjon). Økt AMO indeks er assosiert med varmere temperaturer i Nord-atlanteren (Goldenberg et al., 2001, Grossmann og Klotzbach, 2009 i Chylek et al., 2010).

Opprinnelsen til endringer i AMO indeksen kommer trolig fra styrken på oppvelling langs ACC, hvor dype og intermediære vannmasser blir ført til overflaten, varmet opp og transportert nordover med Atlantiske havstrømmer mot ekvator hvor vannmassene blir tilført mer varme og deretter ført videre til Arktis. Dette fører til oppvarming i nord på bekostning av sør, og jo sterkere denne transporten er, jo større forskjell blir det mellom Arktis og Antarktis (Chylek et al., 2010). Hambergbreens likevektslinje følger AMO indeksen (se figur 5.8.2) og AMO er trolig styrt av styrken på vestavindsbeltet som fører til oppvelling av vannmasser langs kanten av ACC. Det kan diskuteres om det er SAM som styrer AMO, siden SAM er en indeks på trykkforskjellene mellom Antarktiske luftmasser og de sub-polare luftmassene rundt som betyr sterkere vinder med stor forskjell på trykkgradientene (Thompson og Woodworth, 2007).

Det er tydelige likhetstrekk mellom rekonstruksjonen av likevektslinjen fra Hambergbreen og AMO indeksen (figur 5.8.2). Det ser ut til at Hambergbreen var forsinket i forhold til den negative AMO indeksen i 1915, hvor likevektslinjen var påfølgende lav i 1920-30. Positiv AMO indeks og hevet likevektslinje inntreffer omtrent samtidig, men likevektslinjen lå litt bak da AMO indeksen sank i 1945, hvorpå likevektslinjen fulgte etter i 1950. AMO indeksen gikk fra negativ til positiv fase rundt 1980, og likevektslinjen begynte først å heve seg på begynnelsen av 90-tallet. Sammenlignet med Antarktiske temperaturmålinger (Chylek et al., 2010) fulgte likevektslinjen temperaturmålingstrenden frem til 1950, hvor likevektslinjen begynte å anti-fase temperaturmålingene: likevektslinjen sank og temperaturene steg. At Hambergbreens likevektslinje sammenfaller med AMO, kan tyde på at det er endringer i Atlanterhavet som fører til endringer på Hambergbreen.

Basert på sammenligningene mellom likevektslinjen og Antarktiske temperaturmålinger (figur 5.8.2, B) og AMOs positive indeks (figur 5.8.2, E) siden 1980-tallet, kan dette være med på å forklare Hambergbreens tilbaketrekning.



Figur 5.8.2: a) De-trendet Arktis (blå) og Antarktis (rød) temperatur serier og b) AMO indeks (Parker et al., 2007) årlige verdier og 17 års gjennomsnitt. Høyre: Temperatur anomali 1903-2008 gjennomsnitt, 11 års gjennomsnitt (rød linje) og en lineær trendlinje (svart linje) for a) Arktis og b) Antarktis. Data fra NASA GISS (Chylek et al., 2010). Sammenlignet med likevektslinjen fra Hambergbreen som viser stor likhet mellom AMO og likevektslinjen.

På grunn av få eller ingen instrumentelle målinger av SAM før det Geofysiske år i 1957 (Thompson og Woodworth, 2007), er det vanskelig å oppdrive proksi styrken på SAM, og dermed få en troverdig SAM-indeks før 1957. Det er på den andre siden et forhold mellom SAM og akkumulasjon av snø på den Antarktiske halvøy siden 1950 (Thomas et al., 2008). På bakgrunn av at SAMs utbredelse strekker seg nord mot Syd Georgia (Thompson og Wallace, 2000) basert på målinger av atmosfærisk sirkulasjon, havoverfalte temperaturer (Ciasto og Thompson, 2008) og sjøis (Simpkins et al., 2012) er det ikke usannsynlig at SAMs svingninger vil ha en påvirkning på Hambergbreen.

Grunnen til at det ikke er noe direkte sammenheng mellom SAM variasjoner og likevektslinjen på Hambergbreen kan muligens være at Syd Georgia ligger utenfor den dominante sonen av påvirkning fra SAM. Mererdith et al., (2008) har funnet et sterkt forhold mellom havoverflatetemperaturer rundt Syd Georgia og SAM, men dette kan skyldes endringer fra måned til måned, mens likevektslinjen på Hambergbreen muligens ikke lar seg påvirke av slike kortvarige endringer. AMO er en tiårig modus som betyr at enhver langvarig endring i likevektslinjen vil være enklere å relatere til AMO. SAM på den andre siden, er endringer fra dag til dag, måned til måned, men trenden endres over tiårige faser (Thompson og Woodworth, 2007). Det er mulig at det ikke noe tydelig forhold mellom SAM og likevektslinjen på Hambergbreen på grunn av stor variasjon i SAM. AMO er et fenomen i Atlanterhavet, og dermed vil endringer i AMO bli fokusert her og naturlig nok også på Syd Georgia. En mulighet for at likevektslinjen på Hambergbreen viser et sterkere forhold til AMO enn SAM kan være at Syd Georgia ligger i Atlanterhavet, og vil dermed være mer sensitiv til endringer i AMO; i motsetning til SAM som er et fenomen på hemisfærisk skala og dens påvirkning blir mer spredt på den sørlige halvkule.

5.9 Oppsummering

Dataene fra sedimentkjernen MHLP-608, sammen med de kartlagte morenene i Hambergdalen er blitt brukt til å rekonstruere likevektslinjen på Hambergbreen de siste 1500 år. Kvaliteten på dataene er blitt diskutert, hvorpå deler av rekonstruksjonen av likevektslinjen er funnet mindre pålitelig. Likevektslinjen viser like fullt brefluktuasjoner og Hambergbreens utbredelse til ulike tidsperioder. Sammenlikningen med rekonstruert sommertemperatur basert på sedimentære pigmenter i sentrale Chile viser likheter med likevektslinjen, spesielt under Lille istid (Gunten et al., 2009) (kapittel 5.8). En marin kjerne fra Palmer Deep viser likheter

med likevektslinjen på Hamberg med $\delta^{18}\text{O}$ som er en proksi på temperatur (Shevenell og Kennett, 2002). Iskjerner fra den antarktiske halvøy og Øst-Antarktis viste sammen trend som likevektslinjen på Hamberg i perioden 1700 til 1850. En iskjerne fra James Ross Island viste økt akkumulasjon av snø i perioden 1857 til 1975 som fulgte samme trend som likevektslinjen på Hambergreen. To vulkanutbrudd rundt 1809 og 1815 sammenfaller med en periode med lav likevektslinje på Hambergreen og det er ikke et tydelig bilde av at solinnstrålingen styrer likevektslinjen. Sammenligningen mellom Hambergreens likevektslinje og likevektslinjen på Austre Okstindbreen presentert i denne oppgaven viser at det kan være tegn til en bi-polar anti-korrelasjon mellom nordlig og sørlig hemisfære. Rekonstruksjonen av likevektslinjen på Hambergreen antyder en kobling mot den Atlantiske flere tiårige Oscillasjon (AMO).

6.0 Konklusjon

Hovedmålet med oppgaven var å bruke geomorfologisk kartlegging sammen med analyser av sedimentene i Hamberginnsjøen til å rekonstruere likevektslinjen på Hambergbreen. Alderen på morenene i Midtre Hamberginnsjøen er fortsatt ukjent, men en relativ minimumsalder er gitt ut fra sedimentkjernen MHLP-608 på rundt 710 e.Kr. Alderen på morenene rundt Øvre Hamberginnsjøen er basert på et bilde fra 1914 som viser frontposisjonen til breen.

Arealet på breen i 710 e. Kr., i 1914 og i 2004 ble brukt som fastpunkter for å kunne lage en kontinuerlig likevektslinje. For rekonstruksjon av likevektslinjen ble det brukt en AABR på 2,0. Det var store forskjeller på de ulike metodene for å finne likevektslinjen, trolig på grunn av breens hyposmetri. Resultatet av utregningen viste at likevektslinjen under Lille istid i 1608 var ~170 meter lavere enn i 2004. I 710 e. Kr. ble likevektslinjen regnet ut til å ha vært ~250 meter lavere enn i 2004.

Hovedkilden til sedimentene i Midtre Hamberginnsjøen er Hambergbreen, spesielt i enhet C fra 500-770 e.Kr. Sedimentene i enhet A og B er påvirket av andre sedimentasjonsprosesser og muligens anoksiske forhold i vannet, men sedimentasjonen fra breen er tolket til å være hovedkilden også i denne delen av sedimentkjernen. Hambergbreen er tolket til å ha vært tilstede i hele perioden, men den regenererte breen i Øvre Hamberginnsjøen har vært smeltet bort i flere perioder siden 770. e. Kr.

Basert på de glasiale sedimentene fra MHLP-608 og fastpunktene for likevektslinjen 710 e. Kr, 1914 og 2008 ble det rekonstruert en kontinuerlig likevektslinje for Hambergbreen basert på Titan, Silisium og DBD. Titan ble vurdert til å være den mest robuste og dermed brukt videre i oppgaven.

Hambergbreen trakk seg tilbake fra 730 e.Kr. til 770 e. Kr. og likevektslinjen hevet seg fra 550 moh opp til dagens nivå på rundt 800 moh. Her holdt likevektslinjen seg frem til 1360-tallet hvor den steg opp til ~870 moh. Under lille istid var breen på sitt største i 1608 og ~1820, men den hadde også stor utbredelse frem til 1990-tallet hvorpå den har trukket seg tilbake 1,6 km i Moraine Fjord.

Likevektslinjen ble sammenlignet med ulike proksier fra den sørlige halvkule, som en marin kjerne, flere iskjerner, innsjøsedimenter, instrumentelle temperaturmålinger, solinnstråling og vulkanutbrudd. Disse sammenligningene viste at likevektslinjen på Hambergbreen

sammenfaller med rekonstruert sommertemperatur fra sedimentære pigmenter fra sentrale Chile, og akkumulasjon av snø på James Ross Island. Det er ikke et like tydelig bilde mellom den de magnetiske parametrene i den marine kjernen fra Palmer Deep og likevektslinjen, men den var i relativt godt samsvar med $\delta^{18}\text{O}$. Sammenligningen mellom solinnstråling og likevektslinjen viser ikke et tydelig bilde på at likevektslinjen ble direkte påvirket av solinnstrålingen. Rundt begynnelsen av 1800-tallet hadde to store vulkaner utbrudd, som kanskje kan forklare den lave likevektslinjen på Hamberg på denne tiden.

Rekonstruksjonen av likevektslinjer på Hambergbreen ble sammenlignet med likevektslinjen på Austre Okstindbreen i Nord Norge. Basert på denne sammenligningen tyder det på at de to breene er i antifase med hverandre, men under den "Lille istid" er de noenlunde synkrone, da begge breområdene hadde et brefremrykk rundt 1820 e. Kr. Et "Bipolart seesaw" mønster ser ut til å ha eksistert på en lenger tidsskala. Dette er forklart ved at varme vannmasser blir transportert bort fra Sør-ishavet, som henger sterkt sammen med den termohaline sirkulasjon som igjen er koblet til SAM (Southern Annular Mode) (Meredith et al., 2008, Chylek et al., 2010).

Etterord:

Med mer tid ville det vært spennende å datere morenene i Midtre Hamberg Lake med ^{10}Be for å få en mer robust rekonstruksjon av likevektslinjen på Hambergbreen. For å få en bedre forståelse av sedimentasjonen i innsjøen måtte det blitt foretatt en dypere undersøkelse av berggrunnen i området, samt undersøkelse av vannets geokjemiske sammensetning og om det finnes magnetotaktiske bakterier i vannet. Flere dateringer fra flere av kjernene i ytre del av Midtre Hamberg Lake ville gitt en enda lenger historie fra vannet enn det MHL-608 har gitt, det kunne vært spennende å finne ut hva som avsatte lagene i MHL-108, 208 og 308. Trolig er dette fra Zenker Ridge: dette kunne gitt en alder på når smeltevannet fra Zenker begynte å trenge inn i Midtre Hamberg Lake og når det stanset. Det skal bli spennende å følge med på utviklingen av teorier og diskusjoner rundt den Bipolare Seesaw som komme når data fra Syd Georgia blir publisert.

7.0 Referanser

- Ahrens, C. D. 2008. *Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere*, Thomson Brooks/Cole.
- Andersen, T. J. 2012. *Gamma Dating Centre (GDC) Department of Geography and Geology* [Online]. Copenhagen: University of Copenhagen. Available: <http://geo.ku.dk/english/gdc/> [Accessed 16.04. 2012].
- Annan, A. P. 1992. Ground Penetrating Radar Workshop Notes. *Sensors & Software Inc.* 1091 Brevik Place Mississauga, Ontario Canada.
- Ashley, G. M. 1995. Glaciolacustrine environments. In: J., M. (ed.) *Modern glacial environments - Processes, dynamics and sediments* Oxford: Butterworth-Heineman.
- Bakke, J., Dahl, S. O. & Nesje, A. 2005a. Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic implications based on reconstructed glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 20.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K. & Nesje, A. 2010. A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1246-1262.
- Bakke, J., Lie, 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. *The Holocene*, 15, 161-176.
- Bakke, J., Lie, Øyvind, Heegaard, Einar, Dokken, Trond, Haug, Gerald H., Birks, Hilary H., Dulski, Peter, Nilsen, Trygve 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 2, 202-205.
- Bakke, J. & Nesje, A. 2010. *Equilibrium-line altitude (ELA)*, Dordrecht, Springer.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F. & Jouzel, J. 2000. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus B*, 52, 985-992.
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M. J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I. R. & Broecker, W. S. 2009. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457, 1097-1050.
- Bas. 1987. *GEOMAP - Geological Map of South Georgia, Sheet 1*, 1:250 000. British Antarctic Survey.
- Bas. 2006. *Thatcher Peninsula*, 1:50 000. British Antarctic Survey Natural Environment Research Council.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. 2007. *Glaciers and Glaciation*, London, Hodder Arnold.
- Benn, D. I. & Gemmell, A. M. D. 1997. Calculating equilibrium line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet. *Glacial Geology and Geomorphology*
- Bentley, M. J., Evans, D. J. A., Fogwill, C. J., Hansom, J. D., Sugden, D. E. & Kubik, P. W. 2007. Glacial geomorphology and chronology of deglaciation, South Georgia, sub-Antarctic. *Quaternary Science Reviews*, 26, 644-677.
- Birnie, R. & Thom, G. 1982. Preliminary Observations on two Rock Glaciers in South Georgia, Falkland Islands Dependencies. *Journal of Glaciology*, 28.
- Blaauw, M. & Heegaard, E. 2012. Estimation of Age-Depth Relationships. In: BIRKS, H. J. B. E. A. (ed.) *Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands.
- Blake, G. R. & Hartge, K. H. 1986. Bulk density. In: KLUT, A. (ed.) *Methods of Soil analysis*. Madison WI: American Society of Agronomy-Soil Science Society of America, Agronomy Monograph.
- Blikra, L. H. & Nemeč, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Blunier, T., J. Chappellaz, J. Schwander, A. Daellenbach, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. Raynaud, J. Jouzel, H. B. Clausen, C. U. Hammer & S. J. Johnsen, 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394, 739-743.

- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Demenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278.
- Bradley, R. S. 1999. *Paleoclimatology, Reconstructing Climates of the Quaternary*, Oxford, Elsevier Academic Press.
- Broecker, W. S. 1998. Paleoocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, 13, 119-121.
- Brouwer, P. 2003. *Theory of XRF, getting acquainted with the principles*, B.V. Almelo, Netherlands, PANalytical
- Christiansen, H. H. 1998. Nivation forms and processes in unconsolidated sediments, NE Greenland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 751–760.
- Chylek, P., Folland, C. K., Lesins, G. & Dubey, M. K. 2010. Twentieth century bipolar seesaw of the Arctic and Antarctic surface air temperatures. *Geophysical Research Letters*, 37.
- Ciasto, L. M. & Thompson, D. W. J. 2008. Observations of Large-Scale Ocean–Atmosphere Interaction in the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, 21, 1244-1259.
- Clapperton, C. M. 1971. Geomorphology of the Stromness Bay–Cumberland Bay Area, South Georgia. *British Antarctic Survey Scientific Report*, 70.
- Clapperton, C. M. 1990. Quaternary glaciations in the southern ocean and Antarctic Peninsula area. *Quaternary Science Reviews*, 9, 229-252.
- Clapperton, C. M., Sugden, D. E., Birnie, J. & Wilson, M. J. 1989. Late-Glacial and Holocene Glacier Fluctuations and Environmental Change on South Georgia, Southern Ocean. . *Quaternary Research*, 31, 210-228.
- Clayton, R. a. S. 1982. A preliminary investigation of the geochemistry of the greywackes from South Georgia. *British Antarctic Survey Bulletin*, 51, 89-109.
- Cole-Dai, J., Mosley-Thompson, E. & Thompson, L. G. 1997. Annually resolved southern hemisphere volcanic history from two Antarctic ice cores. *Journal of Geophysical Research*, 102, 16,761-16,771.
- Croudace, I. W. E. A. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *New Techniques in Sediment Core Analysis*, Geological Society, London, *Special Publications*, 267, 51-63.
- Crowley, T. J. 1992. North Atlantic Deep water cools the southern hemisphere. *Paleoceanography* 7, 489–498.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, O. & 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, 275-287.
- 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.
- Dahl, S. O. & Nesje, A. 1994. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4, 269-277.
- Dahl, S. O., Nesje, A. & Øvstedal, J. 1997. Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26, 161-180.
- Dalziel, I. W. D., Dott, R. H. J., Winn, R. D. J. & R.L., B. 1975. Tectonic Relations of South Georgia Island to the Southernmost Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1034-1040.
- Dean, W. E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary research*, 44, 242-248.
- Dearing, J. 1999. Magnetic Susceptibility. In: J., W., F., O. & J., S. (eds.) *Environmental Magnetism: a practical guide*. London: Quaternary Research Association.
- Faure, G. & Mensig, T. M. 2005. *Isotopes - Principles and Applications*. , New Jersey, Wiley.
- French, C. a. I. 1992. Alluviated fen-edge prehistoric landscapes in Cambridgeshire, England. *Archeologia del Paesaggio, Firenze*, 709–731.
- Furbish, D. J. & Andrews, J. T. 1984. The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glacier to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, 30, 199-211.

- Gordon, J. E., Haynes, V. M. & Hubbard, A. 2008. Recent glacier changes and climate trends on South Georgia. *Global and Planetary Change*, 60, 72-84.
- Gordon, J. E. & Timmis, R. J. 1992. Glacier fluctuations on South Georgia during the 1970's and early 1980's. *Antarctic Science* 4, 215-226.
- Graham, A. G. C., Fretwell, P. T., Larter, R. D., Hodgson, D. A., Wilson, C. K., Tate, A. J. & Morris, P. 2008. Paleo-A new bathymetric compilation highlighting extensive paleo-ice sheet drainage on the continental shelf, South Georgia, sub-Antarctica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems - AN ELECTRONIC JOURNAL OF THE EARTH SCIENCES*, 9, 1-21.
- Gsgssi & Bas. 2012. *South Georgia GIS* [Online]. Available: <http://www.sggis.gov.gs/home> [Accessed 03.05 2012].
- Gunten, L. V., Grosjean, M., Rein, B., Urrutia, R. & Appleby, P. 2009. A quantitative high-resolution summer temperature reconstruction based on sedimentary pigments from Laguna Aculeo, central Chile, back to AD 850. *The Holocene*, 19.
- Hartmann, D. L. & Lo, F. 1998. Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere. *Journal of Atmospheric Science* 55 1303-1315.
- Hayward, R. J. C. 1983. Glacier fluctuations in South Georgia, 1883-1974. *British Antarctic Survey Bulletin*, 52, 47-61.
- Headland, R. (ed.) 1984. *The Island of South Georgia*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Heilbronn, T. D. & Walton, D. W. H. 1984. The morphology of some periglacial features on South Georgia and their relationship to local environment. *British Antarctic Survey*, 64, 21-36.
- 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.
- Hogg, A. M., Meredith, M. P., Blundell, J. R. & Wilson, C. 2008. Eddy heat flux in the Southern Ocean: response to variable wind forcing. *Journal of Climate* 21, 608-620.
- Jansen, J. H. F. 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151, 143-153.
- Jin, Z., Cao, J., Wu, J. & Wang, S. 2006. A Rb/Sr record of catchment weathering response to Holocene climate change in Inner Mongolia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 285-291.
- Karlén, W. 1976. Lacustrine sediments and tree-line variations as indicators of climatic fluctuations in Lappland, northern Sweden. *Geografiska Annaler*, 58 A, 1-34.
- Karlén, W. 1981. Lacustrine Sediment Studies. A Technique to Obtain a Continuous Record of Holocene Glacier Variations. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 58, 1-34.
- Lanci, L. & Lowrie, W. 1997. Magnetostratigraphic evidence that 'tinywiggles' in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 581-592.
- Leemann, A. & Niessen, F. 1994. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4, 259-268.
- Leonard, E. M. 1985. Glaciological and climatic controls on lake sedimentation, Canadian Rocky Mountains. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 35-42.
- Leopold, M. & Völkel, J. 2007. Colluvium: Definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. *Quaternary International*, 162-163, 133-140.
- Lie, Ø., Dahl, S. O., 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.
- Ljung, K. & Björk, S. 2007. Holocene climate and vegetation dynamics on Nightingale Island, South Atlantic – an apparent interglacial bipolar seesaw in action? . *Quaternary Science Reviews*, 26, 3150-3166.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297.
- Löwemark, L., Jakobsson, M., Mörth, M. & Backman, J. 2008. Arctic Ocean manganese contents and sediment colour cycles. *Polar Research* 27 105-113.
- Marshall, G. J. 2012. An observation-based Southern Hemisphere Annular Mode Index. In: SURVEY, B. A. (ed.).

- Mauring, E. 1995. Målinger med georadar : teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak. *Norges geologiske undersøkelse*. Trondheim.
- Mayewski, P. A., Maasch, K. A., White, J. W. C., Steig, E. J., Meyerson, E., Goodwin, I., Morgan, V. I., Ommen, T. V., Mark A. J. Curran, Joseph Souney & Kreutz, K. 2004. A 700 year record of Southern Hemisphere extratropical climate variability. *Annals of Glaciology*, 39.
- Menounos, B. 1997. The water content of lake sediments and its relationship to other physical parameters: an alpine case study. *The Holocene*, 7, 207-212.
- Meredith, M. P., Murphy, E. J., Hawker, E. J., King, J. C. & Wallace, M. I. 2008. On the interannual variability of ocean temperatures around South Georgia, Southern Ocean: forcing by El Niño/Southern Oscillation and the Southern Annular Mode. . *Deep Sea Research II*, 55 2007-2022.
- Moreton, S. G., Rosquist, G. C., Davies, S. J. & Bentley, M. J. 2004. Radiocarbon reservoir ages from freshwater lakes, South Georgia, Sub-Antarctic: Modern analogues from particulate organic matter and surface sediments. *Radiocarbon*, 46, 621-626.
- Nesje, A. 1992. A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24, 257-259.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. 2001. The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *Journal of Quaternary Science*, 16, 155-66.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Andersson, C. & Matthews, J. A. 2000a. The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 14, 1047-65.
- Nesje, A., Dahl, S. O. & Lie, Ø. 2004. Holocene millennial-scale summer temperature variability inferred from sediment parameters in non-glacial mountain lake: Danntjørn, Jotunheimen, central southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2183-2205.
- Nesje, A., Dahl, S. O. & Løvlie, R. 1995. Late Holocene glacier and avalanche activity in the Ålfotbreen area, western Norway: evidence from a lacustrine sedimentary record. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75, 120-26.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Thun, T. & Nordli, Ø. 2008. The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation? *Springer- Verlag*, 30, 789-801.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R. 1991a. Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10, 87-114.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R. 1991b. Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen 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 Flatbreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway: evidence from pro-glacial lacustrine sediment records. *The Holocene*, 11, 267-80.
- Osborn, G., Menounos, B., Koch, J., Clague, J. J. & Vallis, V. 2007. Multi-proxy record of Holocene glacial history of the Spearhead and Fitzsimmons ranges, southern Coast Mountains, British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, 26, 479-493.
- Osmaston, H. 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area X Altitude, the Area X Altitude Balance Ratio and the Area X Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138-139, 22-31.
- Paasche, Ø., Dahl, Svein Olaf, Bakke, Jostein, Løvlie, Reidar, Nesje, Atle 2007. Cirque glacier activity in arctic Norway during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 68, 388-399.
- Parker, D., C. Folland, A. Scaife, J. Knight, A. Colman, Baines, P. & Dong, B. 2007. Decadal to multidecadal variability and the climate change background. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Pinet, P. R. 2006. *Invitation to oceanography*, Jones and Bartlett Publishers.
- Porter, S. P. 1975. Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Southern Alps, New Zealand. . *Quaternary research*, 5, 27-47.

- Renberg, I. & Hansson, H. 2008. HTH sediment corer. *Journal Paleolimnology*, 40, 655-659.
- Rinnan, A. S. 2012. *Høyoppløselig rekonstruksjon av brefluktasjoner på Fastdalstindbreen gjennom holosen*. Masteroppgave, University in Bergen.
- Roald, E. & Haakensen, N. 1985. Glasiologiske undersøkelser i Norge 1982 (with English summary). Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen, Vassdragsdirektoratet, Hydrologiskavdeling.
- Roberts, S. J., Hodgson, D. A., Shelley, S., Royles, J., Griffiths, H., J., Deen, T. J. & A.S., T. M. 2010. Establishing lichenometric ages for nineteenth- and twentieth- century glacier fluctuations on South Georgia (South Atlantic). *Geografiska Annaler*, 92, 125-139.
- Rodbell, D. T., Seltzer, G. O., Anderson, D., M., Abbott, M. B., Enfield, D. B. & Newman, J. H. 1999. An ~15,000-year record of El Niño-Driven Alluviation in Southwestern Ecuador. *Science*, 283.
- Rosqvist, G. C., Rietti-Shati, M. & Shemesh, A. 1999. Late glacial to middle Holocene climatic record of lacustrine biogenic silica oxygen isotopes from a Southern Ocean island. *Geology*, 27, 967-970.
- Rosqvist, G. C. & Schuber, P. 2003. Millennial-scale climate changes on South Georgia, Southern Ocean. *Quaternary Research* 59, 470-475.
- Rothwell, R. G. & Rack, F. R. 2006. *New techniques in sediment core analysis: an introduction*, London, Geological Society of London.
- Rubensdotter, L. 2002. Detailed geomorphological survey of a small mountain drainage area, Abisko, Northern Swedish Lapland. *Geografiska Annaler*, 84, 267-273.
- 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.
- Schaefer, J. M., George H. Denton, Michael Kaplan, Aaron Putnam, Robert C. Finkel, David J. A. Barrell, Bjorn G. Andersen, Roseanne Schwartz, Andrew Mackintosh, Trevor Chinn & Schlüchter, C. 2009. High-frequency Holocene glacier fluctuations in New Zealand differ from the northern signature. *Science*, 324.
- Schneider, D. P. & Noone, D. C. 2012. Is a bipolar seesaw consistent with observed Antarctic climate variability and trends? *Geophysical Research Letters*, 39.
- Seidov, D., Stouffer, R. J. & Haupt, B. 2005 Is there a simple bi-polar ocean seesaw? *Global and Planetary Change* 49, 19-27.
- Shevenell, A. E. & Kennett, J. P. 2002. Antarctic Holocene climate change: A benthic foraminiferal stable isotope record from Palmer Deep. *Paleoceanography*, 17, 1019.
- Simpkins, G. R., Ciasto, L. M., Thompson, D. W. J. & England, M. H. 2012. Seasonal Relationships Between Large-Scale Climate Variability and Antarctic Sea Ice Concentration. *Journal of Climate*.
- Smith, J. 1959. Glacier Problems in South Georgia. *Journal of Glaciology*, 3, 707-714.
- Smith, J. 1999. An introduction to the magnetic properties of natural materials. In: J., W., F., O. & J., S. (eds.) *Environmental Magnetism: a practical guide*. London: Quaternary Research Association.
- Smith, R. I. L. 1981. Types of peat and peat-forming vegetation on South Georgia. *British Antarctic Survey Bulletin*, 53, 119-139.
- Snowball, I. 1993. Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Kårša valley, Lapland, Sweden, and their relevance to palaeomagnetic reconstruction. *Terra Nova*, 5, 258-270.
- Snowball, I. & Sandgren, P. 1996. Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårša valley, northern Sweden: contrast in interpretation. *The Holocene* 6, 367-372.
- Steig, E. J., Brook, E., White, J., Sucher, C. M., Bender, M., Lehman, S. J., Morse, D. L., Waddington, E. D. & Clow, G. D. 1998. Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science*, 282.
- Stocker, T. F. 2006. The Seesaw Effect. *Science*, 282, 61-62.
- Stumm, W. 1985. *Chemical Processes in Lakes*, John Wiley & Sons.
- 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.

- Støren, E. N., 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.
- Sugden, D. E. & Clapperton, C. M. 1976. The maximum ice extent on island groups in the Scotia sea, Antarctica. *Quaternary Research*, 7, 268-282.
- Thomas, E. R., Marshall, G. J. & McConnell, J. R. 2008. A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850. *Geophysical Research Letters*, 35.
- Thompson & Oldfield (eds.) 1986. *Environmental Magnetism* London: Allen & Unwin.
- Thompson, D. W. J. & Wallace, J. M. 2000. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate*, 13, 1000-1016.
- Thompson, D. W. J. & Woodworth, J. D. 2007. *A Brief Introduction to the Annular Modes and Annular Mode Research* [Online]. Available: <http://www.atmos.colostate.edu/ao/introduction.html> [Accessed May 2012].
- Thompson, R. 1973 Paleolimnology and paleomagnetism. *Nature* 242, 182-184.
- Thompson, R., Battarbee, R., O'sullivan, P. E. & Oldfield, F. 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20, 687-698.
- Thoresen, M. K. 2000. *Kvartærgeologisk kart over Norge, tema jordarter*, Norges Geologiske Undersøkelse.
- Thorpe, S. E., Heywood, K. J., Brandon, M. A. & Stevens, D. P. 2002. Variability of the southern Antarctic Circumpolar Current front north of South Georgia. *Journal of Marine Systems*, 37, 87-105.
- Tjallingii, R., U. Röhl, M. K. & Bickert, T. 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8.
- Trathan, P. N., Brandon, M. A. & Murphy, E. J. 1997. Characterization of the Antarctic Polar Frontal Zone to the north of South Georgia in Summer 1994. *Journal of Geophysical Research*, 102, 483-10,497.
- Trathan, P. N. & Murphy, E. J. 2003. Sea surface temperature anomalies near South Georgia: Relationships with the Pacific El Niño regions. *Journal of Geophysical Research*, 108.
- Trenberth, K. E. 1997. The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.*
- Trendall 1959. The Geology of South Georgia - 2. In: SURVEY, F. I. D. (ed.). London: Falkland Island Dependencies Scientific Bureau.
- Van Der Putten, G., Stieperaere, H., Verbruggen, C. & Ochyra, R. 2004. Holocene palaeoecology and climate history of South Georgia (sub-Antarctica) based on a macrofossil record of bryophytes and seeds. *The Holocene* 14, 382-392.
- Van Der Putten, N., Mauquoy, D., Verbruggen, C. & Björck, S. 2011. Subantarctic peatlands and their potential as palaeoenvironmental and palaeoclimatic archives. *Quaternary International*, 1-12.
- Van Der Putten, N. & Verbruggen, C. 2005. The onset of deglaciation of Cumberland Bay and Stormness Bay, South Georgia. *Antarctic Science*, 17, 29-32.
- Van Der Putten, N., Verbruggen, C., Ochyra, R., Spassov, S., Beaulieu, J. L., De Dapper, M., Hus, J. & Thouveny, N. 2009. Peat bank growth, Holocene palaeoecology and climate history of South Georgia (sub-Antarctica), based on botanical macrofossil record. *Quaternary Science Reviews*, 28, 65-79.
- 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*, 1-18.
- 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.
- Ward, P., Meredith, M. P., Whitehouse, M. J. & Rothery, P. 2008. The summertime plankton community at South Georgia (Southern Ocean): Comparing the historical (1926/1927) and modern (post 1995) records. *Progress in Oceanography*, 78, 241-256.
- Wasell, A. 1993. *Diatom stratigraphy and evidence of Holocene environmental changes in selected lake basins in the Antarctic and South Georgia* Ph.D., Stockholm University.
- Webb, P. W. & Orr, C. 1997. *Analytical methods in fine particle technology*, Norcross, GS.

