

Astrid Almaz Storstein

Et studie av abrasjonsformer ved Kringsofffonna, Oppdal

Masteroppgave, lektorutdanning i geografi

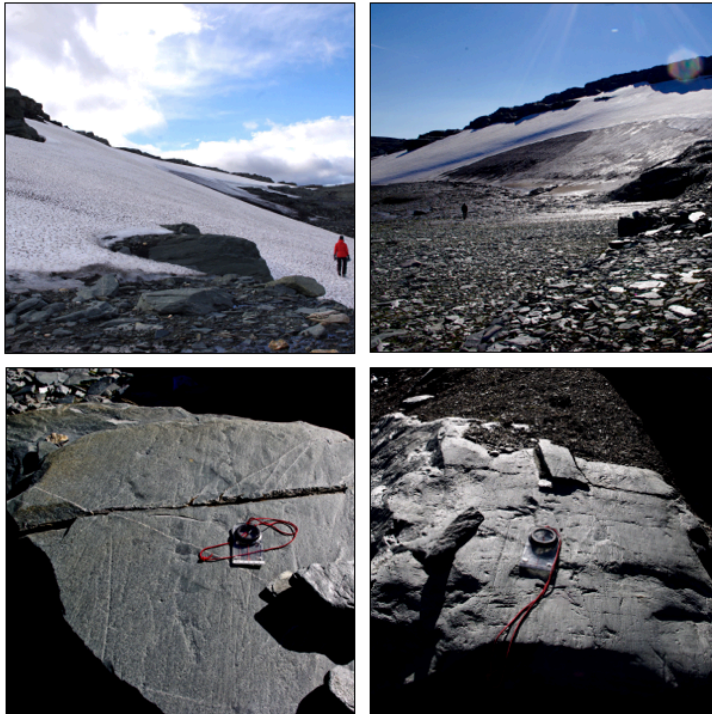
Trondheim, mai 2016

Norges Teknisk– Naturvitenskapelige Universitet

Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse

Geografisk institutt

Veileder: Geir Vatne, NTNU



NTNU – Trondheim
Norwegian University of
Science and Technology

Abstract

In 2013, striations were discovered on the rock surfaces in front of the ice patch/small glacier Kringsollfonna, Oppdal. The small glacier had at this time shown little/no sign of movement. This thesis aims to examine the small scale landforms close to the small glacier. All striations, and other landforms of erosion, were mapped in September 2015. In an attempt to determine their origin, the compass measurements are reviewed in light of the available literature and applied to the interpretation. The striations are assessed on the basis of two possible flow patterns; 1) the north-eastern motion of Kringsollfonna, and 2) the north-western motion of the Scandinavian Ice Sheet in the late Weichsel.

The results show that the striations have two distinct directions, where one correlates with the Scandinavian Ice Sheet in the late Weichsel. The striations from this flow pattern are located on the rock surfaces south and south-east of Kringsollfonna. The other direction correlates with the incline of Kringsollfonna today and the expected flow pattern from the measurements in 2015. These striations are located in front of the ice margin of Kringsollfonna and indicate a polythermal or temperate thermal regime at the glacier bed at some point in the Holocene.

Forord

Is finnes både i biter, på pinne og som bjørn, men jeg har valgt å bruke all min tid på koblingen *is - bre*. Dette har til tider vært tungt, ikke fordi breis er tungt, men på grunn av store arbeidsmengder. Likevel sitter jeg igjen med en god følelse, der jeg gjennom prosessen har lært utrolig mye om meg selv og fått ny innsikt i et av naturens undere – isbreer.

Det siste semesteret har vært både hektisk og frustrerende, og når det har gått veien – veldig gøy. Men nå er det på sin plass å takke; Takk til min samboer Tove de Lange Sødal for hjelpende ord når hjernen min sluttet å fungere. Takk til familie og venner som har hatt troa på at dette prosjektet skulle gå bra, selv om de ikke helt visste hva det gikk ut på. Jeg må også takke lektorgjengen for at dere har gjort alle mine seks år i Trondheim til de beste.

Og sist, men ikke minst; Takk til Geir Vatne som har gitt meg nyttige tilbakemeldinger og klart å vise meg lyset når det har vært mørkt.

Trondheim, mai 2016

Astrid Almaz Storstein

Innholdsfortegnelse

Abstract.....	III
Forord	V
Innholdsfortegnelse.....	VII
Figurliste	IX
1.0 Introduksjon.....	1
1.1 Problemstilling.....	2
1.2 Områdebeskrivelse	3
1.2.1 Geologi.....	3
1.3 Klima	4
1.3.1 Nedbør og temperatur	4
1.3.2 Vind.....	5
1.4 Mulige klimatiske endringer	5
1.4.1 The Little Ice Age	6
2.0 Teoretisk bakgrunn	7
2.1 Bevegelse.....	7
2.1.1 Basal glidning.....	8
2.2 Isbreers termiske regime	9
2.2.1 Tempererte isbreer	9
2.2.2 Kalde isbreer	10
2.2.3 Polytermale isbreer.....	10
2.3 Erosjon.....	12
2.3.1 Abrasjon	12
2.3.2 Preservering av abrasjonsformer.....	14
2.4 Den Skandinaviske innlandsisen	16
2.4.1 Innlandsisens bevegelse	17
3.0 Metode.....	19
3.1 Kartlegging av skuringsstriper	20
3.1.1 Etterarbeid	20
3.2 Mulige feilkilder.....	20
4.0 Resultater.....	23
4.1 Lokalitet 1.....	24

4.2 Lokalitet 2.....	24
4.3 Lokalitet 3.....	25
4.4 Lokalitet 4.....	25
4.5 Lokalitet 5.....	26
4.6 Lokalitet 6.....	26
4.7 Lokalitet 7.....	27
4.8 Lokalitet 8.....	27
4.9 Lokalitet 9.....	28
4.10 Polerte overflater og støt- og leformer.....	28
4.11 Skuringsstripenes spredning ved hver lokalitet.....	29
4.12 Spredningen på alle skuringsstripene i studiet.....	31
5.0 Diskusjon	33
5.1 Innlandsisens bevegelse over området.....	33
5.1.1 Abrasjon fra innlandsisen.....	34
5.2 Abrasjonsformene foran Kringsollfonna	35
5.2.1. Abrasjonsformer lokalisert nært brefronten	36
5.2.2 Abrasjonsformer lokalisert 100-120 meter fra brefronten	37
4.3 Kringsollfonnas <i>tidligere</i> potensiale for en temperert bresåle.....	38
5.3.1 Basal glidning.....	39
5.3.2 En polytermal eller temperert isbre?.....	40
5.4 Kringsollfonnas tegn på bevegelse i dag.....	41
5.4.1 Nyere forskning på små isbreer/glacierets	43
6.0 Konklusjon	45
6.1 Videre forskning	46
7.0 Referanseliste.....	47

Figurliste

Figur 1: Kringsollfonna sett fra øst.....	2
Figur 1.2: Kart over Sør- og Midt-Norge. Oppdal og Kringsollfonna er markert. Modifisert fra (Google Earth 2016).	3
Figur 1.3: Kringsollfonnas overflatetopografi (Kristiansen 2013). (Landskapet rundt er ikke korrekt framstilt).	3
Figur 1.4: a) Årlig nedbør (i mm) for normalperioden 1971-2000. b) Årlig maksimum i snødybde (i cm) for normalperioden. c) Årlig lufttemperatur (i °C) for normalperioden. Kringsollfonnas lokalitet er merket i alle kartutsnitt. Modifisert fra (NVE 2016).	4
Figur 1.5: Gjennomsnittlig vindretning for Oppdal fra mars 2010 til februar 2016 (Windfinder 2016).	5
Figur 1.6: Modellerte temperaturer for Fennoskandia for det siste millenniet. Modifisert fra (Mann 2002).	6
Figur 2.1: Illustrasjon av de ulike termiske regimene i isbreer. (Utviklet av Blatter & Hutter 1991. Modifisert av (Irvine-Fynn et al. 2012)).	11
Figur 2.2: Dannelse av skuringsstriper (Drewry 1986).	13
Figur 2.3: Rekonstruksjon av den Skandinaviske innlandsis under LGM i eldre Weichsel (Svendsen et al. 2004).	16
Figur 2.4: Deler av den Skandinaviske innlandsisen i eldre Weichsel. Bevegelsesretningen er merket med røde linjer (Ottesen et al. 2005).	17
Figur 4.1: Kringsollfonna med en oversikt over funn av skuringsstriper ved 9 lokaliteter. Modifisert fra (Norges Kartverk 2016).	23
Figur 4.2: Skuringsstriper ved lokalitet 1. Nord/nordvestlig retning er merket med blå pil....	24
Figur 4.3: Skuringsstriper ved lokalitet 2. Nordøstlig retning er merket med rød pil, og nordvestlig retning med blå pil.	24
Figur 4.4: Skuringsstriper ved lokalitet 3. Nordøstlig retning er merket med rød pil. Sigdbrudd er merket med en sirkel.	25

Figur 4.5: Skuringsstriper ved lokalitet 4. Nordøstlig retning er merket med rød pil. Den skarpeste skuringsstripen på 13° er merket med gul pil.	25
Figur 4.6: Skuringsstriper ved lokalitet 5. Nordøstlig retning er merket med rød pil. Den skarpeste skuringsstripen på 26° er merket med gul pil.	26
Figur 4.7: Skuringsstriper ved lokalitet 6. Nordøstlig retning er merket med rød pil. Den skarpeste skuringsstripen på 34° er merket med gul pil.	26
Figur 4.8: Skuringsstriper ved lokalitet 7. Nordvestlig retning er merket med blå pil.	27
Figur 4.9: Skuringsstriper ved lokalitet 8. Nordvestlig retning er merket med blå pil.	27
Figur 4.10: Skuringsstriper ved lokalitet 9. Nordvestlig retning er merket med blå pil.	28
Figur 4.11: Polerte bergoverflater ved lokalitet 2, lokalitet 4 og lokalitet 6.	29
Figur 4.12: Topografien foran Kringsollfonnas brefront.	29
Figur 4.13: Rosediagrammene viser spredningen til skuringsstripene som er registrert ved hver lokalitet. Lokalitetene er merket i kartet (Norges Kartverk 2016).	30
Figur 4.14: Rosediagrammet viser spredningen på de 84 skuringsstripene som er registrert i kartleggingen.	31
Figur 5.1: Viser bevegelsesretningen til den Skandinaviske innlandsis i eldre Weichsel. Kringsollfonnas lokalitet er merket på kartet. Modifisert fra (Ottesen et al. 2005).	33
Figur 5.2: Spredningen på skuringsstripene ved L7, L8 og L9. (Modifisert fra figur 4.13).	34
Figur 5.3: Bevegelsesretningen til den Skandinaviske innlandsisen (blå pil) og Kringsollfonna (rød pil)	35
Figur 5.4: Spredningen til skuringsstripene ved L3, L4, L5 og L6. (Modifisert fra figur 4.13).	36

1.0 Introduksjon

Flerårige ismasser som viser tegn til tidligere eller nåværende bevegelse blir gjennom litteraturen definert som isbreer (Cogley et al. 2011). Det er nettopp *bevegelsen* isbreene har som gjør dem til det kraftigste verktøyet for erosjon av landskap. Ser man bakover i tid viser det seg tydelig at Norge har vært under ulike glasieringer der store kontinent-dekkende ismasser har erodert underlaget og dannet blant annet dype fjorder og daler, samt det alpine landskapet Norge er kjent for. Glasieringene har vekselvis blitt avløst av interglasialer, som er perioder uten omfattende nedising. De isfrie periodene gir mindre isbreer mulighet til å eksistere, der de i dag hovedsakelig er lokalisert i fjellområdene (Nesje et al. 2008). Selv om isbreene i Norge er mindre enn tidligere innlandsis, har de små breene også mulighet til å sette sine spor i landskapet. De eroderer, transporterer og avsetter materiale og samtidig skaper landformer i prosessen. Dette illustreres fra ulike erosjons- og avsetningsformer som synliggjøres når breene smelter tilbake.

Gjennom en glasiologisk rekonstruksjon kan isbreers tidligere utstrekning og bevegelse kartlegges basert på landformene de har etterlatt seg (Smith & Knight 2011). Både stor- og småskala landformer kan ses på som fotavtrykk i landskapet, som gjennom måling og observasjon kan avleses og forklare isbreens geometri, bevegelsesretning og erosjonspotensiale. Større former som drumlins, flutings og rogenmorener og mindre former som skuringsstriper og sigdbrudd illustrerer bevegelsen isbreen har hatt over området. De ulike landformene som er dannet kan da også gjenspeile hvilke basale forhold som tilknyttet isbreen (Glasser & Bennett 2004).

I forbindelse med studier på ismassen Kringsollfonna ble det observert skuringsstriper foran ismassens brefront (Rognstad 2013). Det var her et ønske fra både Det Geografiske Institutt ved Norges Teknisk- Naturvitenskapelige Universitet (NTNU) og Snow Patch Archaeological Research Cooperation (SPARC) at disse abrasjonsformene skulle studeres nærmere - og slik havnet dette prosjektet i mine hender. Gjennom et tilbakevendt blick skal en liten ismasse og dens potensial for erosjon studeres. Det er et håp om at en slik kartlegging kan gi tydeligere svar på Kringsollfonnas romlige og tidsmessige utstrekning, og være et mulig bidrag i glasiologisk forskning på små ismasser/isbreer.

1.1 Problemstilling

Kringsollfonna er i dag en svært liten ismasse i glasiologisk forstand (figur 1 og figur 1.3) og dens egenskaper med tanke på bevegelse og erosjon er lite dokumentert, som gjør den vanskelig å klassifisere. SPARC (2016) bruker begrepet *isfonn* om Kringsollfonna, der et av målene deres er å kartlegge isfonners termiske og dynamiske karakteristikk. Dette er et område som er lite utforsket av glasiologer og mange definerer så små ismasser som *glacierets*, som er flerårige ismasser uten signifikant bevegelse (Kumar 2011) eller ikke har synlig tegn på bevegelse (Cogley et al. 2011; Andreassen & Winsvold 2012) og det kan derfor antas at slike ismasser har lite erosjonspotensiale. Spørsmålet melder seg likevel om Kringsollfonna tidligere har hatt bevegelse langs bresålen. Det er i forbindelse med funnet av skuringsstriper i området foran Kringsollfonnas brefront at denne problemstillingen blir relevant:

→ Har Kringsollfonna tidligere vært en isbre med en temperert bresåle som har produsert abrasjonsformer?

Hypotese: Skuringsstripene foran Kringsollfonnas brefront samsvarer ikke med bevegelsesretningen til den Skandinaviske innlandsisen i eldre Weichsel, og må derfor stamme fra en yngre isbre.

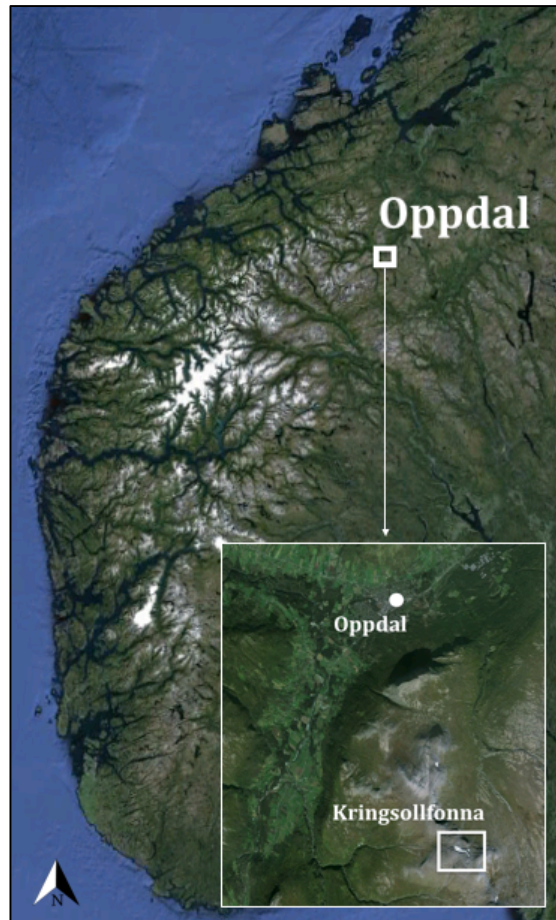
I dette studiet kartlegges skuringsstripene som finnes foran Kringsollfonna, og det vil vurderes om disse landformene har blitt produsert av denne ismassen. Det vil også være hensiktsmessig å kartlegge andre funn av skuringsstriper som finnes i området rundt Kringsollfonna, samt dokumentere ytterligere tegn på bevegelse og erosjon - for å kunne danne et helhetlig bilde på den tidligere bevegelsesretningen til ismassen(e) i dette området.



Figur 1: Kringsollfonna sett fra øst.

1.2 Områdebeskrivelse

Forskningsområdet for denne oppgaven befinner seg på Østfjellet sør for Oppdal i Sør-Trøndelag fylke. Østfjellet er lokalisert øst for Drivadalen med Orkelsjøen i øst, og er et fjellområde med mange flerårige ismasser, der Kringsollfonna er den eneste ismassen som blir studert i denne oppgaven (figur 1.2). Kringsollfonna ligger nord for høyden Kringsollen på Østfjellet med koordinatene Euref 89, UTM 32, 6931622 N, 538214 Ø. Denne ismassen er i underkant av 500 meter lang og 150 meter bred med en vertikal utstrekning på 1520 moh. til 1560 moh. (Norges Kartverk 2016). Kringsollfonna ligger orientert nordvest – sørøst i landskapet og heller 27% i retning nordøst (figur 1.3) (Kristiansen 2013).



Figur 1.2: Kart over Sør- og Midt-Norge. Oppdal og Kringsollfonna er markert. Modifisert fra (Google Earth 2016).

1.2.1 Geologi

Forskningsområdet er preget av et paleisk landskap som er lite påvirket av storskala glacial erosjon, der det er mye runde former som har blitt bevart av tidligere innlandsis. I området viser det seg et tynt morenedekke (NGU 2016b) av ukjent opphav, som også ligger under Kringsollfonna.



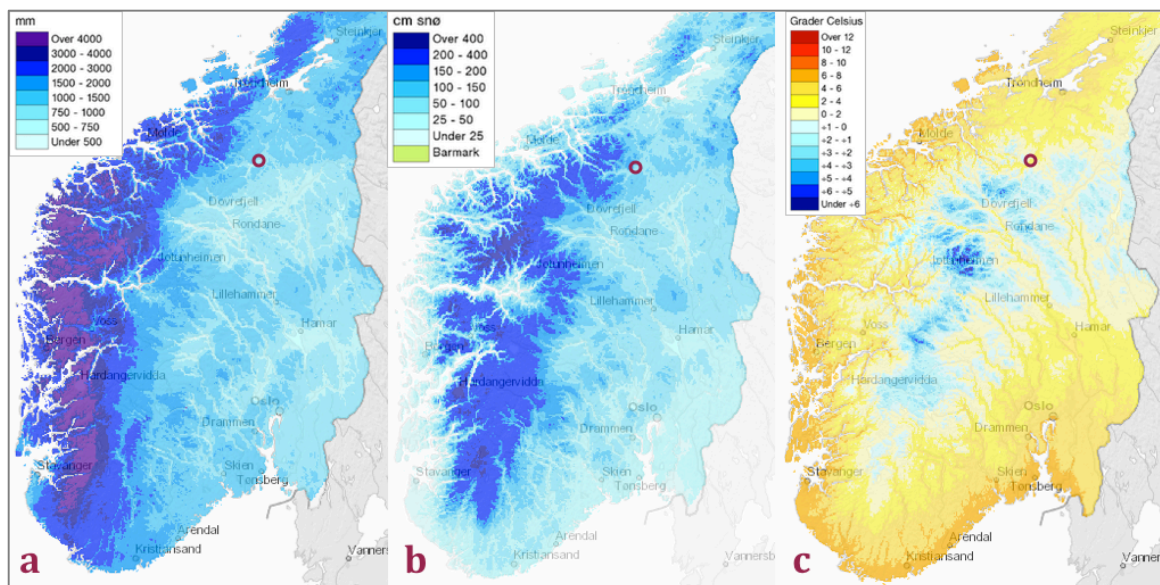
Figur 1.3: Kringsollfonnas overflatetopografi (Kristiansen 2013). (Landskapet rundt er ikke korrekt framstilt).

Berggrunnen rundt Østfjellet er et område som ble berørt av den kaledonske fjellkjedefoldingen, og regnes som en del av *Trondheimsfeltet*. Dette feltet domineres i hovedsak av ulike sedimentære bergarter (Bjursedt et al. 2006) der bergartene kalkstein, sandstein og leirskifer er mest utbredt (NGU 2016a). De ulike typene fyllitt og glimmerskifer

er også vanlige i området (Bjursedt et al. 2006) som er metamorf leirskifer (NGU 2016a). Hvor lett eroderbare de ulike bergartene er kommer an på deres skjærstyrke. Der skjærstyrken for subglasial berggrunn er påvirket av kohesjon og friksjon, og refererer til kreftene som binder materialet sammen og friksjonen som oppstår mellom verktøyet og bergoverflaten (Benn & Evans 2010).

1.3 Klima

Kringsollfonnas lokalitet i innlandet bidrar til et *kontinentalt klima*, som gir lavere vintertemperaturer og høyere sommertemperaturer samt mindre nedbør (figur 1.4) enn isbreer i maritime klima (Nesje et al. 2008). De kontinentale isbreene i Norge har i dag en negativ massebalanse, der de i større grad er avhengig av lave sommertemperaturer. Dette er problematisk med en stigende årlig gjennomsnittstemperatur som har ført til at flere isbreer gradvis smelter tilbake (Nesje et al. 2008).



Figur 1.4: a) Årlig nedbør (i mm) for normalperioden 1971-2000. b) Årlig maksimum i snødybde (i cm) for normalperioden. c) Årlig lufttemperatur (i °C) for normalperioden. Kringsollfonnas lokalitet er merket i alle kartutsnitt. Modifisert fra (NVE 2016).

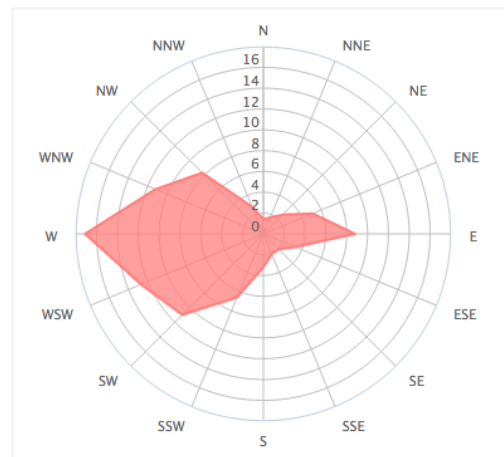
1.3.1 Nedbør og temperatur

I følge Norges vassdrags- og energidirektorats (2016) klimaoversikt for normalperioden 1971 – 2000 er det en tydelig forskjell i temperatur – og nedbørsratene for de kontinentale og maritime områdene (figur 1.4), og en ser også en forskjell mellom Oppdal og Kringsollfonna der det er 1000 høydemeter som skiller de to lokalitetene. Ut i fra normalen har Kringsollfonna

750 – 1000 mm årlig nedbør, der det i Oppdal er 500 – 750 mm. Nedbøren som faller som snø er målt til 100 – 150 cm årlig for normalen til Kringsollfonna, der Oppdal har 50 – 100 cm i snødybde. Temperaturen for normalperioden til Kringsollfonna er beregnet til $+1^{\circ}\text{C} - 0^{\circ}\text{C}$ og er også lavere enn Oppdals temperatur på $+2 - +4^{\circ}\text{C}$ (figur 1.4). Grunnet disse lave temperaturene i området er det rapportert om spredte forekomster av permafrost i høydeintervallet 1500 – 1600 meter (Lilleøren et al. 2013). IPA (2015) indikerer at permafrost kan oppstå der bakketemperaturen er ved eller under 0°C i minst to år, som kan bidra til at bresålen fryser fast i underlaget. Likevel er det flere faktorer som påvirker isbreers termiske forhold, og permafrost betyr ikke nødvendigvis en frosset bresåle (Benn & Evans 2010).

1.3.2 Vind

Vind har stor betydning for akkumulasjon av snø på isbreer, da spesielt i hvilken retning vinden kommer fra og hvor det blir naturlig at snøen legger seg. Vindretningen i Oppdal kommer i hovedsak fra vest (figur 1.5), og det forventes det samme på Kringsollfonna. Dette betyr at store deler av ismassen (som er orientert nordvest- sørøst i landskapet, med en forhøyning i bakkant), vil ligge i le for vinden. Rognstad (2013) hevder at Kringsollfonna akkumulerer mer snø enn det som faller som nedbør i området (figur 1.4) der lokale



Figur 1.5: Gjennomsnittlig vindretning for Oppdal fra mars 2010 til februar 2016 (Windfinder 2016).

terrengparametere sammen med vinden bidrar til Kringsollfonnas eksistens til tross for at ismassen ligger under den regionale likevektslinjen (Lie et al. 2003).

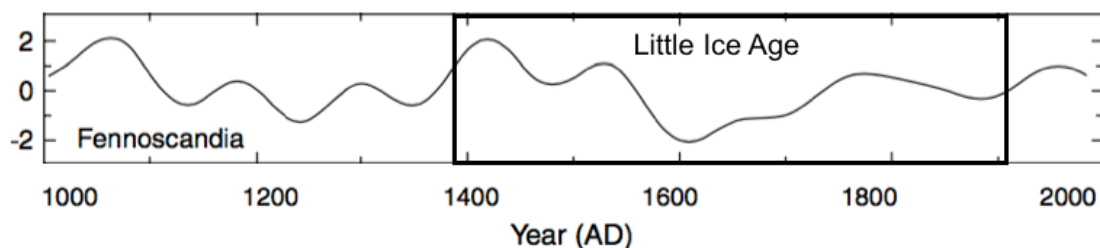
1.4 Mulige klimatiske endringer

På grunn av manglende dokumentasjon på Kringsollfonnas tidligere forhold er det vanskelig å si noe eksakt om konsekvensene ismassen opplever tilknyttet et mildere klima. Gjennom nyere studier på Kringsollfonna er det likevel mulig å få mer kunnskap, og derfra stille viktige spørsmål om fortiden.

I dag opplever Kringsollfonna hele år med smelting *eller* pålagring (Rognstad 2013), og det antas at ismassen består av kald is (Martinsen 2012). Eides (2015) målinger tyder også på en kald isbre, der stakene som ble drillet ned i isen var frosset fast i overflaten året gjennom. Bevegelsen i overflaten var liten og stakene flyttet seg kun 26,3 – 39,4 cm mot nordøst fra november 2014 til september 2015. Den lille bevegelsen ble likevel gjenspeilet i overflaten der en tversgående sprekk gikk nordvest – sørøst og en langsgående sprekk gikk nordøst – sørvest i ismassen (Eide 2015). Siden sprekker i overflaten er et tegn på bevegelse kan det argumenteres for at begrepet glacieret (Cogley et al. 2011; Andersen & Winsvold 2012) ikke passer Kringsollfonna. Det kan derfor spekuleres i om det under et kaldere klima kan ha vært *enda mer* bevegelse i ismassen enn det som viser seg i dag, da lavere lufttemperaturer kan gi andre forhold.

1.4.1 The Little Ice Age

The Little Ice Age (LIA) blir definert som en kaldere periode i Holocene der den nordlige hemisfære opplevde en avkjøling på 0.8°C , sammenlignet med dagens normaltemperatur (Mann 2002). Det er uklart hvor lenge perioden varte, da det var store geografiske variasjoner. Mann (2002) kobler den kalde perioden opp mot 1400 – 1900-tallet, der det i Norge var de laveste temperaturene rundt år 1600 – 1700 (figur 1.6). Det ble rapportert om ekspanderende isbreer i Norge på tidlig 1800-tallet (Nesje & Dahl 2003), som en konsekvens av lavere sommertemperaturer og høyere vintertemperaturer som førte til en økning i vintervedbør (Nesje & Dahl 2003; Vorren et al. 2007). Det forventes at også Kringsollfonna opplevde denne klimatiske endringen, da Callanan (2012) viser til ismassens eksistens i 4000 år gjennom artefakter som har blitt bevart i ismassen (og funnet i eller oppå morenematerialet). Lilleøren (2012) knytter den største permafrostdistribusjonen opp mot LIA, som kan ha påvirket Kringsollfonnas termiske regime i perioden.



Figur 1.6: Modellerte temperaturer for Fennoskandia for det siste millenniet. Modifisert fra (Mann 2002).

2.0 Teoretisk bakgrunn

En av de mest karakteristiske egenskapene ved isbreer er deres evne til å bevege seg. Isbreer transporterer is fra høyereliggende til lavereliggende områder, eller fra kontinentale til marginale soner, hvor det går til tapt til smelting og kalving (Benn & Evans 2010). Det er gjennom bevegelsen av intern deformasjon og basal glidning at isbreene er effektive agenser i endringen av landskap (Bartholomaeus et al. 2007).

2.1 Bevegelse

En isbre er delt inn i et akkumulasjonsområde, hvor snø blir tilført, og et ablasjonsområde, hvor isbreen smelter, (selv om det i perioder kan smelte/bli tilført snø over hele breoverflaten). Grensen hvor smeltingen balanserer tilførselen blir kalt likevektslinjen (ELA) og er sensitiv til forstyrrelser i det lokale klimaet, spesielt i forhold til mengder nedbør og lufttemperatur (Benn & Lehmkuhl 2000). En endring i klima vil derfor endre isbreenes utstrekning, og blir referert til som reaksjonstiden til breen/brefronten (Benn & Evans 2010).

Bevegelsen til isbreen blir påvirket av tyngdekraften og hellingen på overflaten som igjen reflekterer underlagets topografi, (hvis ikke breen er så tykk at den beveger seg uavhengig av topografien). Gjennom *intern deformasjon* av sin egen masse følger isen strømningslinjer fram mot brefronten (Sulebak 2007). Isen blir komprimert fram mot ELA, mens den etter ELA blir strekt (Glen 1955), og bidrar at den laterale lengdeprofilen til breen har ulik bevegelseshastighet. I isbreens tverrsnitt vil det være lavest hastighet ved bresålen og ved sidene hvor underlagets friksjon jobber mot flyten, som fører til de høyeste deformasjonsratene. Hastigheten øker så mot breens senter og opp mot overflaten, hvor deformasjonen minker (Nesje 2012). Sprekker i overflaten er et tegn på bevegelse i ismassen under, og oppstår dersom overflatelaget ikke har potensiale til å deformere seg nok i forhold til bevegelsen dypere i isbreen. Er isen under trykksmeltepunktet har den lavere deformasjonsrate enn hvis den er ved trykksmeltepunktet (Irvine-Fynn et al. 2011).

Isbreens *hydrologi* er en viktig faktor for bevegelsen, der tilstedeværelse av vann ved bresålen fører til en større grad av glasial erosjon, sedimenttransport og avsetning, både som en direkte agens og som en bidragsyter i prosessen. Tilførselen av vann kommer vanligvis som nedbør

eller ved smelting på overflaten hvor det kan dannes *supraglasiale* kanaler. Disse kanalene kan lage egne ruter eller følge sprekker i overflaten (Benn & Evans 2010). I perioder med kald is i det øverste laget av breen kan smeltevannet fryse her (eller dreneres supraglasialt), men ved tilstrekkelig termisk og mekanisk energi kan vannet smelte seg ned i isen og danne *englasiale* kanaler (Marshall 2005). De englasiale kanalene kan ha lange ruter inn i isen før de når bresålen, og vann som dreneres gjennom mouliner i breoverflaten er derfor mer effektive til å nå bresålen raskt (Fountain & Walder 1998). Vann som har nådd bresålen kan dreneres *subglasialt* gjennom et effektivt kanalisert system der vannet forholder seg til faste ruter, eller et mindre effektivt distribuert system der vannet flyter gjennom og over underlaget mot hulrom (Fountain & Walder 1998; Benn & Evans 2010). Etersom tilførselen av vann har sesongbaserte variasjoner, må det hydrologiske nettverket supra- en og subglasialt stadig justere seg etter endrende vanntilførsel (Bartholomäus et al. 2007).

2.1.1 Basal glidning

Glidning av is over berggrunnen, regelasjon og deformasjon av basale sedimenter er det som betegnes som *basal glidning* (Bartholomäus et al. 2007). De største hastighetene for brebevegelsen (sammenlignet med intern deformasjon) skapes av basal glidning og er tilknyttet vann ved bresålen. I tillegg til smeltevann fra overflaten kan basalt smeltevann produseres av geotermisk varme og friksjonsvarme ved bresålen. Ytterligere smeltevann blir produsert av varme fra intern deformasjon i breer, (hvor isen er ved trykksmeltepunktet og deformasjonsraten er høy) (Marshall 2005). Vanntilførselen er avgjørende, der det ved et økt vanntrykk vil skape en økning i den basale glidningshastigheten (Pimentel et al. 2010) siden friksjonen mellom bresålen og underlaget minker.

Selv om lokal, sporadisk eller treg basal glidning har blitt rapportert i kalde ismasser, vil storskala basal glidning kreve *tempererte forhold* (Marshall 2005). Gjennom de sesongbaserte forskjellene i vanntilførsel er vinteren tiden for akkumulasjon der nedbør kommer i form av snø og isbreen får økt masse. Det er derfor lav vanntilførsel i denne perioden. Om våren og sommeren er det både økende solstråling og økende temperaturer som fører til smelting på overflaten og bidrar til større vanntilførsel ved bresålen og mer basal glidning (Mair & Ficher 2003). Ved spesielt høye smelting- og nedbørsrater i vårsesongen kan isbreen få en vertikal økning i breoverflaten og økende basale hastigheter. Dette skjer over en kort tidsperiode på et

par timer til noen døgn og refereres til som en *spring event* (Iken et al 1981; Mair og Fischer 2003).

2.2 Isbreers termiske regime

Hvilket temperaturregime isbreene har er i stor grad styrt av breens tykkelse, lokalt klima og hvilken høyde de ligger på (Nesje et al. 2008). Siden isens temperatur både styrer det hydrologiske systemet, bevegelsehastigheten og erosjonspotensialet, deles isbreers termiske regime inn i tempererte, kalde og polytermale breer ut i fra om breen er ved eller under trykksmeltepunktet (Benn & Evans 2010).

2.2.1 Tempererte isbreer

De tempererte isbreene har en ismasse som er ved trykksmeltepunktet overalt, sett bort i fra overflatelaget på et par meter som endres etter sesongbaserte lufttemperaturer (figur 2.1a) (Benn & Evans 2010). Temperaturen is smelter på er ikke konstant på 0° men kan variere ut fra hvilket *trykk* isen blir påført. Under 2000 meter is vil trykket ved bresålen være høyt nok til å senke trykksmeltepunktet til $-1,27^{\circ}\text{C}$ og temperert is kan oppstå også i veldig kalde miljøer (Benn & Evans 2010). Siden isen er ved trykksmeltepunktet vil tilstedeværelse av vann ved bresålen bidra til glidning og bevegelse av ismassen og gjør at de tempererte isbreene har et stort bevegelses- og erosjonspotensiale (Koppes et al. 2015).

Temperert is opptrer der vinterkulden i ismassen elimineres helt den påfølgende sommeren og skjer som oftest der hvor både vinternedbørsraten og sommersmeltingsraten er høy. Om vinteren bidrar et tykt snødekke til isolasjon av den underliggende isen og reduserer lave vintertemperaturer (Benn & Evans 2010). I tillegg vil refrysing av smeltevann utløse latent varme og skape tempererte forhold i akkumulasjonsområdet (Lilleøren et al. 2013) og den avkjølte isen i ablasjonsområdet vil i løpet av sommeren smelte helt vekk (Benn & Evans 2010).

2.2.2 Kalde isbreer

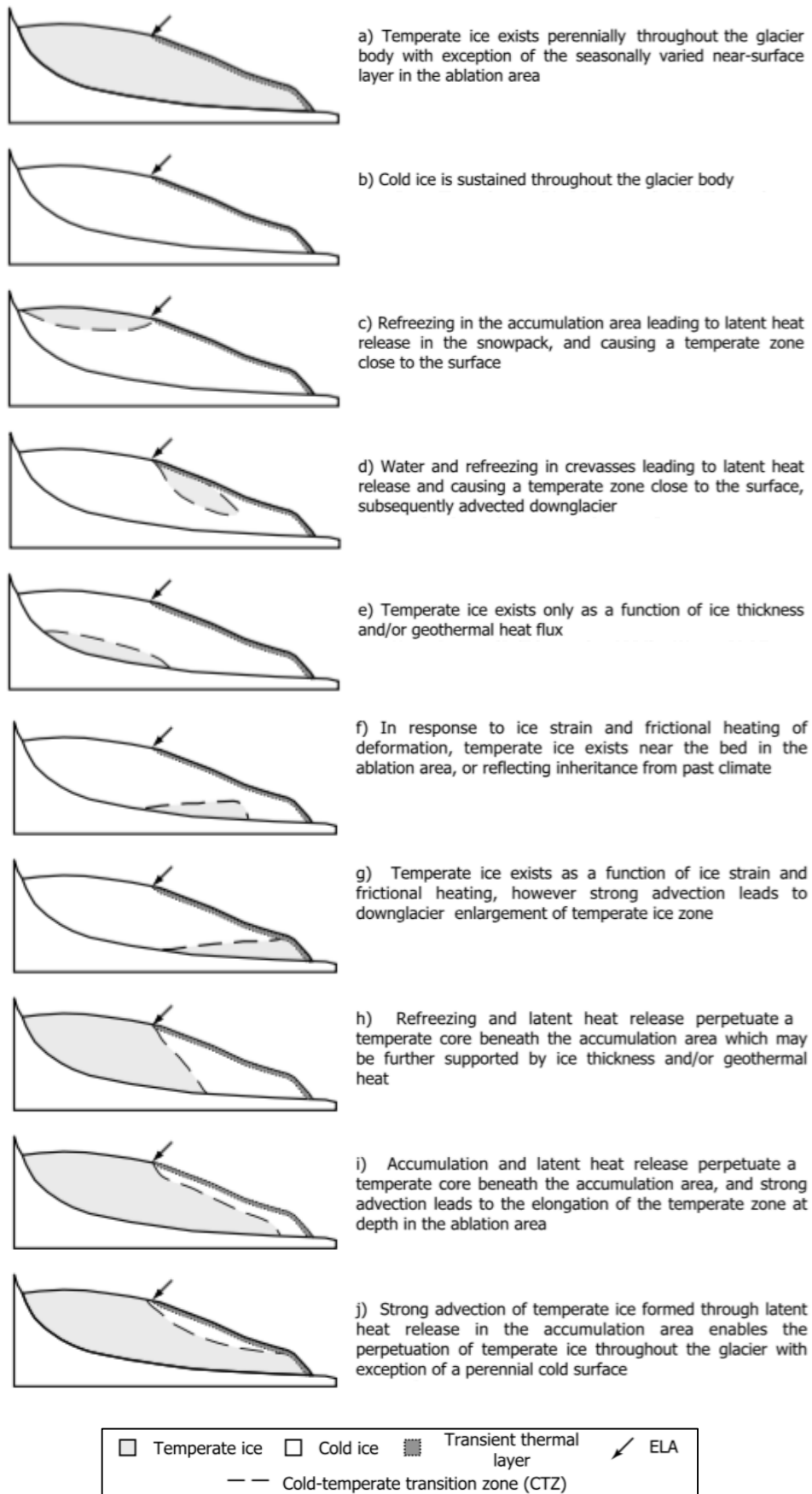
Kalde isbreer blir definert som en ismasse under trykksmeltepunktet, der kun et overflatelag opplever positive temperaturer (figur 2.1b) (Benn & Evans 2010). Hvis varmen som fjernes av konduksjon overgår det tilført av geotermisk varme, friksjonsvarme og varme som dannes gjennom intern deformasjon vil den basale istemperaturen falle. Når temperaturen blir lavere enn trykksmeltepunktet for isbreen blir bresåla kald og fryser fast i underlaget (Waller 2001).

I de kalde isbreene vil mangelen på basalt smeltevann gjøre at både basal glidning og erosjon ikke finner sted. Bevegelsen til isen vil i stor grad basere seg på intern deformasjon (Waller 2001). Smeltevannet fra breoverflaten kan dreneres i supraglasiale kanaler, eller gjennom isen i allerede dannede kanaler der lav deformasjonsrate gjør at kanalene ikke lukkes gjennom vintersesongen (Vatne 2001). Selv om vann kan eksistere under kalde bresåler, (i de eldre kanalene), påvirkes ikke kalde isbreenes temperaturregime av dette. Den kalde bresålen har i noen tilfeller så liten bevegelse at vegetasjon har blitt funnet bevart her (Humlum et al. 2005), da de kalde ismassene heller tar vare på underliggende landformene enn å endre dem.

2.2.3 Polytermale isbreer

Isbreer bestående av både temperert og kald is refereres til som *polytermale*, og er det temperaturregimet som er mest geografisk utbredt (Benn & Evans 2010). Det er lokale forskjeller i isbreen som avgjør hvor varm is gradvis går over til kald is (figur 2.1). Grensen blir kalt *cold – temperate ice transition zone* (CTZ) og kan endres over tid ved ytre og indre påvirkningsfaktorer (Irvine-Fynn et al. 2012).

Irvine-Fynn et al. (2012) argumenterer for at kun isbreer bestående av både kald og temperert is ved bresålen skal defineres som polytermale (figur 6e-6h), og at isbreer som har varierende grad av temperert og kald is ved andre lokaliteter bør defineres som *ikke-tempererte isbreer*. De polytermale isbreene har grunnet det basale regimet mulighet for høyere hastighet- og erosjonsrater enn de ikke-tempererte. Pattyn et al. (2005) viser til en isbre som var regnet som kald ved bresålen, men hadde store hastigheter. Det viste seg at deler av bresålen var temperert, som var nok til at supraglasialt smeltevann dannet kanaler mot bresålen i sommerhalvåret og økte breens hastighet betraktelig.



Figur 2.1: Illustrasjon av de ulike termiske regimene i isbreer. (Utviklet av Blatter & Hutter 1991. Modifisert av (Irvine-Fynn et al. 2012)).

2.3 Erosjon

Erosjon i glasiøle miljøer resulterer i noen av de mest karakteristiske og kjente landformene i naturen, som skuringsstriper, rundsval, botner og daler. Isbreers erosjon oppstår langs bresålen når isbreen er i bevegelse og produserer et variert resultat av små- og storskala landformer. Det skilles mellom landformer som blir dannet av avsatte sedimenter og landformer som dannes når isbreen eroderer berggrunnen (Benn & Evans 2010). Hvilke landformer som finnes kan fortelle oss noe om temperaturregime som tilhørte den tidligere isen. Isbreenes erosjonsrate er i stor grad avhengig av breens geometri, der økt tykkelse gir større hastigheter og mer erosjon (Andersen et al. 2004). Koppes et al. (2015) indikerer at erosjonsratene for isbreer er proporsjonale med glidningshastigheten ved bresålen. Det er derfor en sterk sammenheng mellom erosjon og det effektive trykket ved bresålen.

2.3.1 Abrasjon

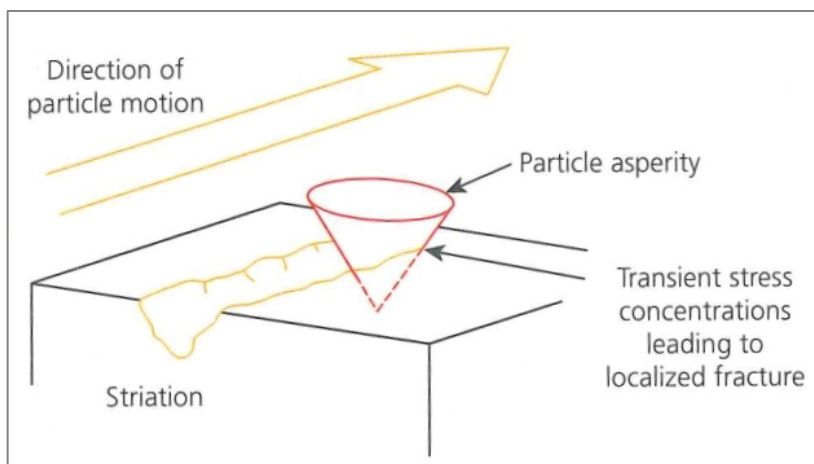
Abrasjonsformer er småskala landformer av glisial erosjon som er under én meter i størrelse. De har lite relieff og er ofte funnet oppå andre landformer (Glasser & Bennett 2004). Ved abrasjon slites bergoverflaten i grensesnittet mellom den basale isen og berggrunnen. Det finnes to typer abrasjonsformer (Benn & Evans 2010), og her presenteres både *skuringsstriper* og *polering* av berggrunn, samt erosjonsprosessen *plukking*.

Nødvendig for glisial abrasjon er bevegelse av basal is over hard berggrunn og basale verktøy tilstede (Smith & Knight 2011), og knyttes derfor opp mot tempererte isbreer. Gjennom observasjoner i hulrom og kanaler under tempererte isbreer viser det seg at basal is (generelt) inneholder nok steinpartikler til å sikre at abrasjon oppstår hvor enn breis glir over bart fjell. Likevel er kvaliteten på abrasjonen sterkt relatert til bergarten, og det kan antas at abrasjon dannes på alle, utenom de mest ujevne bergarter (Kleman 1990).

Ved å anta at steiner og partikler blir innlemmet i den basale isen gjennom akkumulasjonsområdet, er dannelsen av abrasjonsformer mulig også for kalde isbreer (Shreve 1984). Der partikler sitter fast i den basale isen og blir utsatt for trekraft når isen over gjennomgår intern deformasjon kan det gi en begrenset mengde abrasjon på underlaget gjennom rotasjon og bevegelse (Benn & Evans 2010). Dette gir et mer nyansert syn på kalde

bresåler og deres erosjonspotensialet (Waller 2001), og indikerer at abrasjonsmerker ikke kun kobles til tempererte isbreer.

En *skuringsstripe* er en rett rille i en bergoverflate påført av et verktøy som er innfelt i den basale isen (figur 2.2). Selv om skuringsstriper virker som kontinuerlige strømlinjeformede riller for det nakne øyet, ser man gjennom mikroskop at disse er gjentakende halvmåneformede brudd, som hver markerer et diskre svikt i underlaget i møte med et fragment med større skjærstyrke (Iverson 1990). Skuringsstriper dannes i samme retning som isbreen beveger seg, og er derfor betydningsfulle i rekonstrueringen av isbreers tidligere bevegelsesretning i landskapet (Glasser & Bennett 2004).



Figur 2.2: Dannelse av skuringsstriper (Drewry 1986).

Polering oppstår der ruhet og ujevnheter i bergoverflaten blir redusert av partikler innlemmet i isen. Polering dannes på samme måte som skuringsstriper (og produseres ofte sammen med dem), da de er mange tette riller av mye mindre skala (Benn & Evans 2010). Slike abrasjonsprosesser vil danne støvpartikler som akkumuleres rundt ujevnhetene i berggrunnen (Iverson 1990) og hvis disse produktene ikke fjernes vil de øke det effektive kontaktområdet mellom bresålen og underlaget, og redusere friksjonen som oppstår mellom verktøyet og bergoverflaten. Under isbreer kan dette fine støvet fjernes av tynne vannfilmer mellom bresålen og bergoverflaten (Benn & Evans 2010), og abrasjonsprosessene kan opprettholdes. Budd et al. (1979) hevder at polering også kan oppstå under ren is, uten innlemmede partikler, der fjerning av ujevnheter skjer uavhengig av den skurende prosessen til partiklene, til tross for at is er mykere enn stein.

Abrasjon oppstår ofte i møte med hindringer, der isen får et økende trykk og partiklene i isen skjærer seg ned i bergoverflaten. Når isen beveger seg over hindringen vil trykket minke og abrasjonen oppheve (Iverson 1991). Landformer som består av abrasjon, heller enn plukking av berggrunn, indikerer et termisk regime der bresålen har vært i kontakt med berggrunnen uten kanaler og hulrom, men med noe basalt smeltevann tilgjengelig. Fraværet av hulrom og kanaler gjør at breen har lave hastigheter og høyt trykk på underlaget (Glasser & Bennett 2004).

Det er likevel vanlig at det på lesiden av hindringer med skuringsstriper er oppsprukket og plukket berg. Det tilsier at det tidligere har vært større basale hastigheter der et hydrologisk system har dannet hulrom og laget trykkendringer slik at *plukking* har vært mulig. Bresålen har først knust berggrunnen, så tatt med seg deler av berget når smeltevannet refryser (Iverson 1991). Likevel indikerer Iverson (2012) at plukking også kan oppstå ved lave hastigheter og kontakt mellom bresålen og berggrunnen uten hulrom, hvis bergoverflaten er oppsprukket og trykk blir påført de svake sonene i berggrunnen.

Sigdbrudd er en landform som tilknyttes plukking. Det er større brudd som oppstår når et fragment presses mot bergoverflaten og én del løsner og plukkes opp av den basale isen. Disse kobles også ofte opp mot oppsprukket berggrunn, der flere sigdbrudd opptrer etter hverandre (Benn & Evans 2010). Både polering, skuringsstriper, plukking og sigdbrudd kan knyttes til støt- og leformer og opptrer på samme bergoverflate (Strömberg 1972; Bourman & Alley 1999).

2.3.2 Preservering av abrasjonsformer

Abrasjon er en prosess som gir småskala, delikate landformer som lett kan bli korrigert av den overliggende ismassen. Bevaring av disse formene er derfor ikke en selvfølge (Kleman 1990). Kleman (1990) identifiserer flere ulike typer preservering av abrasjonsformer; isbreen kan smelte tilbake der erosjonen opphører, bresålen kan være frosset fast i underlaget, sedimenter kan beskytte bergarten med abrasjon, eller så kan isbreen være polytermal der enkelte deler av bresålen er frosset fast i underlaget som bevarer abrasjonen.

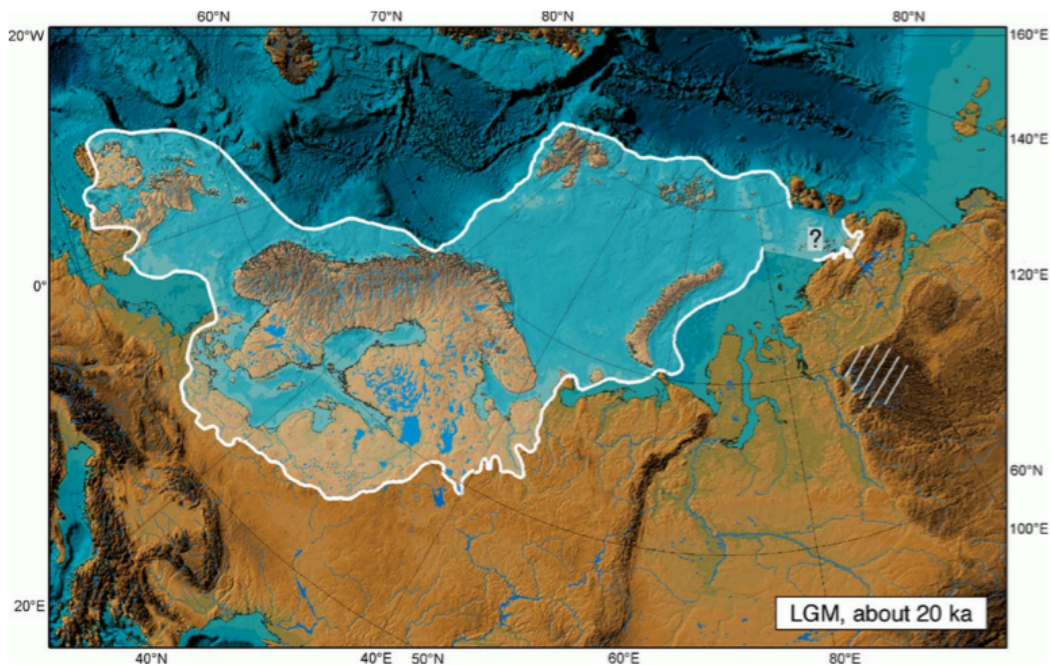
Ved ismelting vil abrasjonsformer bli avdekket i tråd med tilbaketrekkingen. Dette gir et mønster der abrasjonen som er nærmest ismarginen alltid er yngst (Kleman 1990). Ved

ismarginen har mange mindre isbreer kalde bresåler, som gjør at disse breene bevarer de landformene de har dannet når de trekker seg tilbake. Isbreer som er tykkere er også ofte ved trykksmeltepunktet langs hele bresålen som gjør at de ikke nødvendigvis bevarer abrasjonsformene ved tilbaketrekking (Hall & Migon 2010). Holder ismassens geometri seg stabil i tilbaketrekningen vil de abrasjonsformene som dannes under ismeltingen reflektere den tidligere bevegelsesretningen til isen (Kleman 1990). Det er også tenkelig at de prosessene som opererer under ismeltingen lager de sterkeste avtrykkene i landskapet, siden dette er den siste ismassen som får arbeide med underlaget. Erosjon under ismelting er derfor ansvarlig for mange av de observerte abrasjonsmønstrene vi ser etter glacial erosjon i dag (Glasser & Bennett 2004).

Å datere de ulike abrasjonsformene vi finner til ulike isbreer og innlandsis er problematisk. Det er derfor hjelpelig med kryssende skuringsstriper (Glasser & Bennett 2004) som gir konkret data på den samme berggrunnen (med samme forvittringsrate), og kan måles opp mot hverandre. Den yngste skuringsstripen skjærer ofte skarpere i bergoverflaten, da den har vært utsatt for mindre forvitring og erosjon. Det er likevel vanskelig å si noe om *når* de ble dannet, annet enn forholdet mellom dem, da forskjellen kan være på et par år der det har vært en mobil og plastisk endring av isens bevegelse over en hindring, ti til hundre år der isskillet har forflyttet seg og endret isens bevegelse, eller tusenvis av år der abrasjonsformene har blitt dannet av ulike glaciasjoner (Glasser & Bennett 2004). Bourman og Alley (1999) viser at skuringsstriper kan ha et avvik på 45° uten at de nødvendigvis er produsert til ulike tider. Avviket reflekterer en rask endring i bevegelsesmønsteret i den basale isen. Der glacial abrasjon av hindringer, innstrømming av smeltevann, endring i lokal istykkelse og økning/minskning av breens issenter er faktorer som kan skape en slik endring.

2.4 Den Skandinaviske innlandsisen

Rekonstruksjon av bevegelsen til tidligere innlandsis har blitt basert på geomorfologiske bevis som drumlins, skuringsstriper, og sedimentavsetninger som reflekterer bevegelsesretningen heller enn morener som kun indikerer tidligere marginale soner (Boulton et al. 2001). Den største utbredelsen av den Skandinaviske innlandsisen oppsto for om lag 20 000 år siden i eldre Weichsel (figur 2.3), og omtales *The Last Glacial Maximum* (LGM) (Svendsen et al. 2004).

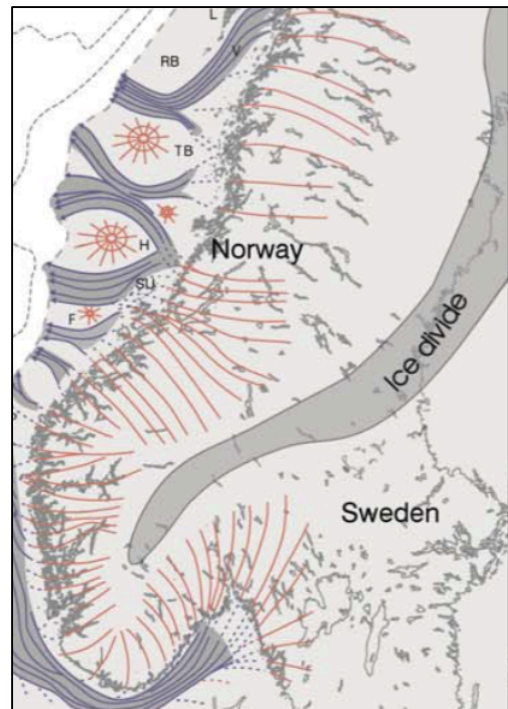


Figur 2.3: Rekonstruksjon av den Skandinaviske innlandsis under LGM i eldre Weichsel (Svendsen et al. 2004).

I eldre Weichsel hadde den Skandinaviske innlandsisen en dynamisk oppførsel som førte til mange variasjoner innenfor de ulike isstrømmene. Det ga en variert glasiasjon samt tilbaketrekning mellom områder og over tid, som viser seg gjennom data fra sedimenter og landformer i Norge (Kolstrup & Olsen 2012). De sterkeste erosjonsprosessene tilkobles LGM og har erodert vekk eller erodert *superimposed* på landformer fra eldre glasialer. Dette skapte dype fjorder og daler, blant annet langs vestkysten av Norge (Mangerud 2009). De tydelige sporene denne glasiasjonen har satt i landskapet forklarer hvorfor perioden får mye oppmerksomhet, og hvorfor det er mindre kunnskap om de tidligere glasiasjonene.

2.4.1 Innlandsisens bevegelse

Den Skandinaviske innlandsisen hadde sin oppbygging i høyfjellene i Skandinavia der den spredte seg ut både mot øst og vest. Den ble påvirket av gravitasjonen og drevet av massebalansens påvirkning på overflaten som produserte en langsgående økning av bevegelseshastigheten fra isskillet til likevektslinjen, der den avtok mot ismarginen (Boulton et al. 2001). Vest for fjellområdene var det marginale isstrømmer som endte i Norskehavet hvor ablasjonen foregikk med kalving (Boulton et al. 2001). For Midt-Norge beveget innlandsisen seg fra fjellområdene mot nordvest (figur 2.4) (Näslund et al. 2003; Ottesen et al. 2005; Bargel et al. 2007), der det i Trøndelag er rapportert om bevegelse uavhengig av den underliggende topografien (Bargel et al. 2007).



Figur 2.4: Deler av den Skandinaviske innlandsisen i eldre Weichsel. Bevegelsesretningen er merket med røde linjer (Ottesen et al. 2005).

Gjennom en kartlegging av det termiske regimet indikeres det at den Skandinaviske innlandsisen hadde en varm bresåle (Mangerud 2009). Vest for fjellkjeden var avstanden til Norskehavet kort som førte til at isen nådde havet tidlig i nedsningsperioden. Tilgjengeligheten til havet, sammen med relieffet i Vest-Norge bidro til at glidningshastigheten ut mot vestkysten var stor (Bargel et al. 2007). I fjellområdene var istykkelsen mindre (og det var nærmere isskillet) enn ved de lavereliggende områdene, selv ved stor isdistribusjon. Det regnes derfor med at ismassen hadde lavere hastigheter i de høyereliggende områdene enn ved vestkysten (Näslund et al. 2003; Bargel et al. 2007), der det indikeres at det i perioder var så kalde forhold at bresålen var frosset fast (Näslund et al. 2003; Bargel et al. 2007).

3.0 Metode

Analyse av skuringsstriper er en metode som brukes til å rekonstruere bevegelsesretningen til tidligere isbreer (Kleman 1990). Tradisjonelt måles skuringsstriper med kompass. Grunnet dette simple instrumentet beskrives vanligvis ikke metodikken i en slik kartlegging og man må langt tilbake i tid (Gjessing 1954) for å finne en beskrivelse av kompassbruk. Likevel antas det at dette har blitt gjort i alle analyser av skuringsstriper (Kleman 1990; Bourman & Alley 1999; Smith & Knight 2011 etc.), sett bort ifra når kartleggingen inkluderer gamle arkiverte orienteringer (Smith et al. 2008).

Skuringsstriper finner man vanligvis i klynger, der flere skuringsstriper opptrer på samme bergoverflate (Kleman 1990; Smith & Knight 2011), og er avhengig av at bergoverflaten er blottet for både snø/is og stein/sedimenter for synliggjøring av funnene (Kleman 1990; Smith & Knight 2011). Selv om hovedsøket var etter skuringsstriper ble også andre former for abrasjon og plukking dokumentert, da de ofte opptrer sammen (Strömberg 1972; Bourman & Alley 1999).

Kritt er en metode som brukes til å fremkalle skuringsstripene på bergoverflaten. Krittet påføres i sirkulære bevegelser på bergoverflaten for å ikke fremkalle en spesifikk retning, men vise den faktiske retningen til skuringsstripene (Gjessing 1954). I de fleste tilfeller (Strömberg 1972; Kleman 1990; Bourman & Alley 1999) dokumenteres skuringsstripene med fotografier og brukes som en illustrasjon i arbeidet. Det er også viktig å påpeke at skuringsstripenes orientering fra eksempelvis nord til sør ikke forklarer om ismassen har gått fra nord eller sør. Annen informasjon må hentes inn for en helhetlig forståelse av hvilken retning ismassen har beveget seg i ved produksjon av skuringsstriper (Smith & Knight 2011).

I dette feltarbeidet hadde begge de respektive ismassene bevegelse i en tilnærmet retning mot nordvest *eller* nordøst (Ottesen et al. 2005; Kristiansen 2013; Eide 2015). Gjennom den kvantitative innsamlingen ble alle skuringsstripene registrert med denne baktanken.

3.1 Kartlegging av skuringsstriper

Feltarbeidet ble gjort på sensommeren, der det første feltarbeidet ble gjennomført 11. september 2015 og det andre feltarbeidet 16. september 2015. Siden det var et tynt morenedekke i området foran Kringsollfonna (NGU 2016b) ble det i første omgang et systematisk søk etter blottede bergoverflater (Kleman 1990; Smith & Knight 2011). Ved funn av skuringsstriper ble bergoverflatene nøye undersøkt, retningen ble målt med kompass og skuringsstripene ble dokumentert med fotografier og notater, samt registrert på GPS. Tilsammen består datasettet av 84 funn av skuringsstriper i tillegg til andre erosjonsformer, som er fordelt på 9 lokaliteter (figur 4.1).

3.1.1 Etterarbeid

Gjennom GPS-punktene ble de spesifikke koordinatene brukt til å markere de ulike lokalitetene i et kartutsnitt (figur 4.1) (Norges Kartverk 2016). Lokalitetene fikk faste nummer som blir brukt gjennom hele oppgaven (lokalitet 1 (L1), lokalitet 2 (L2) etc.). For å vise spredningen og tydeliggjøre de ulike populasjonene ved hver lokalitet ble dataen plottet inn i programmet GeoRose (Young Technology 2016). Her ble det laget ulike rosedigram for å fremstille resultatene på en oversiktlig måte (figur 4.13). Fotografiene ble brukt til å illustrere skuringsstripene slik de framsto under feltarbeidet (figur 4.2 – 4.10).

3.2 Mulige feilkilder

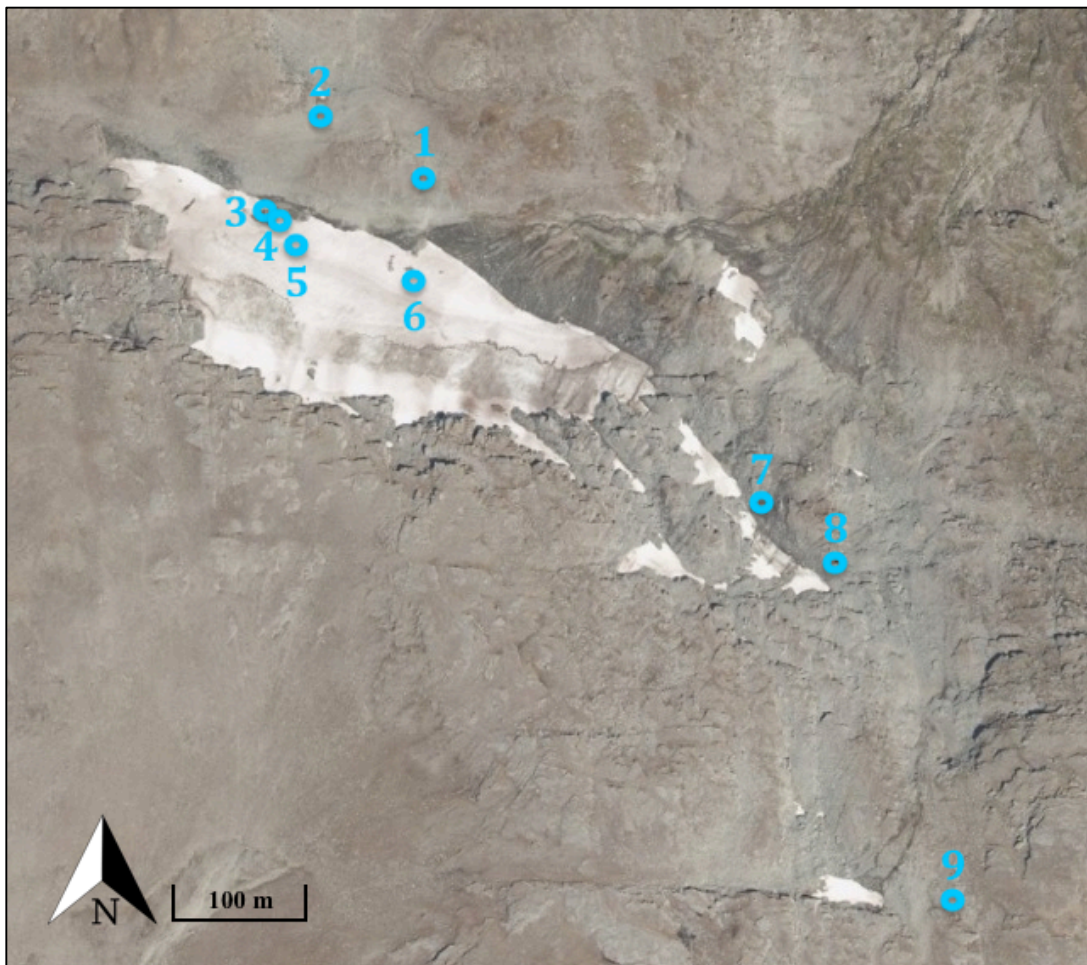
For å sikre validiteten i kartleggingen og minimere feilmålinger med kompass ble det gjennomført to feltarbeid med samme hensikt. Det ble tidlig klart at en fremkalling av skuringsstriper ved bruk av kritt (Gjessing 1954) ikke fungerte da berggrunnen var for ujevn.

Det var kun de skuringsstripene som var mest fremtredende og/eller hadde størst spredning ved hver lokalitet som ble registrert i kartleggingen. Skuringsstripene som ikke ble registrert var parallelle med de som ble målt slik at orienteringen ble representert i datasettet, men populasjonene som vises i rosedigrammene (figur 4.13 – 4.14) kan da være noe unøyaktige.

De bergoverflatene som topografisk hadde størst sannsynlighet for abrasjonsformer ble først og fremst undersøkt (Kleman 1990). Det var ikke tid til å undersøke området vest for Kringsollfonna, heller ikke hele området sør eller lengre enn til lokalitet 2 nord for Kringsollfonna (figur 4.1). Det betyr at det kan finnes abrasjonsformer som ikke er representert i kartleggingen.

4.0 Resultater

Det ble samlet inn data fra 9 lokaliteter, der 6 av dem lå foran brefronten og 3 lå ved ulike grader sør og sørøst for Kringsollfonna. Oversiktsbildet av Kringsollfonna er hentet fra Norges Kartverk (2016) og tilhører kartlaget *Trøndelag 2014* og viser beliggenheten til de ulike lokalitetene (figur 4.1). Ved tidspunktet dette bildet ble tatt var Kringsollfonna større enn under feltarbeidet i september 2015, hvor brefronten hadde smeltet omtrent 30 meter sammenlignet med bildet fra 2014, og blottlagt flere nye bergoverflater. Funnene som ble gjort blir videre presentert med et bilde i to versjoner; det originale bildet og et bilde som tydelig viser retningen på *utvalgte* skuringsstriper. Gjennomgående for funn av skuringsstriper var at de opptrådte flere sammen i klynger. Funnene ved lokalitet 1- 6 ble utelukkende gjort på hindringer som var blottet for morenemateriale (figur 4.12), og funnene ved lokalitet 7-9 ble gjort på hindringer eller flate, blottlagte bergoverflater. Det var likevel mye steiner og morenemateriale i nær beliggenhet til alle funn.



Figur 4.1: Kringsollfonna med en oversikt over funn av skuringsstriper ved 9 lokaliteter. Modifisert fra (Norges Kartverk 2016).

4.1 Lokalitet 1

100 meter fra brefronten ved $62,51460^{\circ}$ N og $9,74333^{\circ}$ Ø ble målingene fra det første funnet gjort (figur 4.1). Her var det mange tydelige skuringsstriper på bergoverflater som lå på østsiden av en større hindring nord-sør i landskapet. Skuringsstripenes var godt bevart og lite påvirket av forvitring (figur 4.2). 11 av de mest fremtredende skuringsstripenes ble registrert og hadde en retning fra Kringsollfonna mot nord/nordvest på 344° - 4° .



Figur 4.2: Skuringsstriper ved lokalitet 1. Nord/nordvestlig retning er merket med blå pil.

4.2 Lokalitet 2

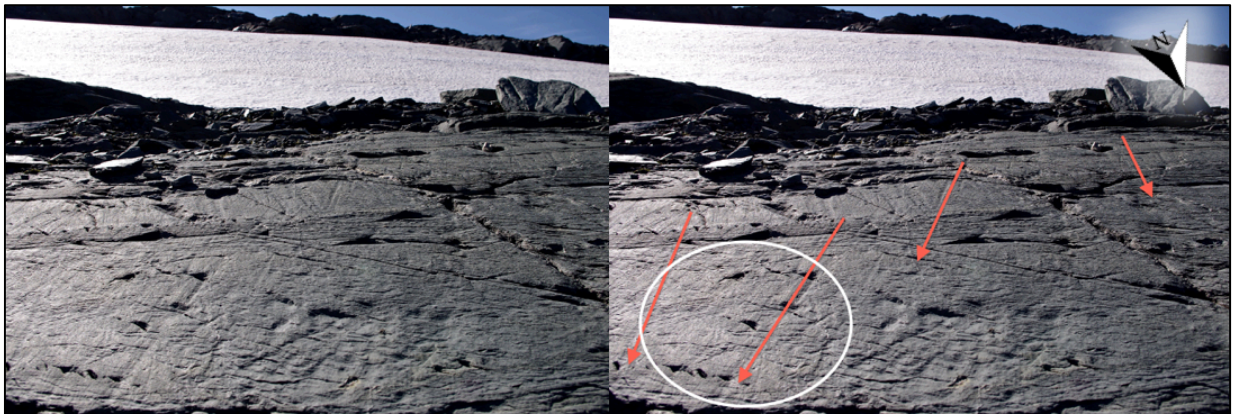
Ved $62,51514^{\circ}$ N og $9,74179^{\circ}$ Ø 120 meter fra brefronten lå lokalitet 2 (figur 4.1), som var det nordligste funnet av skuringsstriper rundt Kringsollfonna. Disse var ikke like markante som skuringsstripenes ved lokalitet 1, da de tilsynelatende var blitt utsatt for mer forvitring (figur 4.3). Det ble gjort 16 målinger fra disse funnene, der 6 målinger var på 332° - 360° i nordvestlig retning, og 10 målinger hadde en nordøstlig retning på 6° - 32° .



Figur 4.3: Skuringsstriper ved lokalitet 2. Nordøstlig retning er merket med rød pil, og nordvestlig retning med blå pil.

4.3 Lokalitet 3

15 meter fra brefronten ved 62,51433° N og 9,74082° Ø lå lokalitet 3 (figur 4.1) som var et funn med mange fremtredende skuringsstriper. Disse skilte seg fra lokalitet 1 og 2 da de var dypere og hadde større avstand mellom hverandre (figur 4.4). Det ble gjort 7 målinger på bergoverflaten, der 2 skuringsstriper hadde en nordøstlig retning på 12° og 14° og 5 skuringsstriper hadde en nordøstlig retning på 30°- 46° fra Kringsollfonna. Ved denne lokaliteten var også bergoverflaten mye oppsprukket, der det noen steder kunne se ut som sigdbrudd i overflaten.



Figur 4.4: Skuringsstriper ved lokalitet 3. Nordøstlig retning er merket med rød pil. Sigdbrudd er merket med en sirkel.

4.4 Lokalitet 4

Denne lokaliteten lå også 15 meter fra brefronten ved 62,51434° N og 9,74090° Ø (figur 4.1), nært lokalitet 3. Skuringsstripene ble funnet på en polert bergoverflate der de framsto som godt bevart og lite forvitret (figur 4.5). Det ble tatt 12 målinger ved lokalitet 4, der alle hadde en nordøstlig retning fra Kringsollfonna på 8°- 30°. En skuringsstripe på 13° nordøst skilte seg ut som den skarpeste.



Figur 4.5: Skuringsstriper ved lokalitet 4. Nordøstlig retning er merket med rød pil. Den skarpeste skuringsstripene på 13° er merket med gul pil.

4.5 Lokalitet 5

Kun et par meter fra brefronten ved $62,51413^{\circ}$ N og $9,74118^{\circ}$ Ø lå lokalitet 5 (figur 4.1). Ved dette funnet av skuringsstriper framsto rillene som små og svake. De så ut til å være lite forvitret siden overflaten på berget var jevn (figur 4.6). Det ble tatt 10 målinger på denne lokaliteten der skuringsstripene hadde en retning fra Kringsollfonna mot nordøst på 8° - 26° . Den skarpeste skuringsstripen hadde en retning på 26° mot nordøst.



Figur 4.6: Skuringsstriper ved lokalitet 5. Nordøstlig retning er merket med rød pil. Den skarpeste skuringsstripen på 26° er merket med gul pil.

4.6 Lokalitet 6

Lokalitet 6 lå også helt opp mot brefronten, men lengre øst ved $62,51392^{\circ}$ N og $9,74312^{\circ}$ Ø (figur 4.1). Funnet ble gjort på en polert, men oppsprukket bergoverflate, der skuringsstripene likevel var synlige (figur 4.7). Ved denne lokaliteten ble det registrert 4 skuringsstriper som strakk seg 12° - 16° nordøst i retning fra Kringsollfonna. Den skarpeste skuringsstripen hadde en nordøstlig retning på 34° .



Figur 4.7: Skuringsstriper ved lokalitet 6. Nordøstlig retning er merket med rød pil. Den skarpeste skuringsstripen på 34° er merket med gul pil.

4.7 Lokalitet 7

Lokalitet 7 ble funnet sørøst for Kringsollfonna ved $62,51229^{\circ}$ N og $9,74850^{\circ}$ Ø (figur 4.1). Skuringsstripene lå på en stor blottet bergoverflate som var delt av en sprekk. Målingene som ble gjort var kun på den delen som var sammenhengende med berggrunnen. Skuringsstripene var godt bevart og lite forvitret og fremsto som tydelige og skarpe riller i berget (figur 4.8). Det ble tatt 11 målinger fra dette funnet der alle hadde en nordvestlig retning på 310° - 336° .



Figur 4.8: Skuringsstriper ved lokalitet 7. Nordvestlig retning er merket med blå pil.

4.8 Lokalitet 8

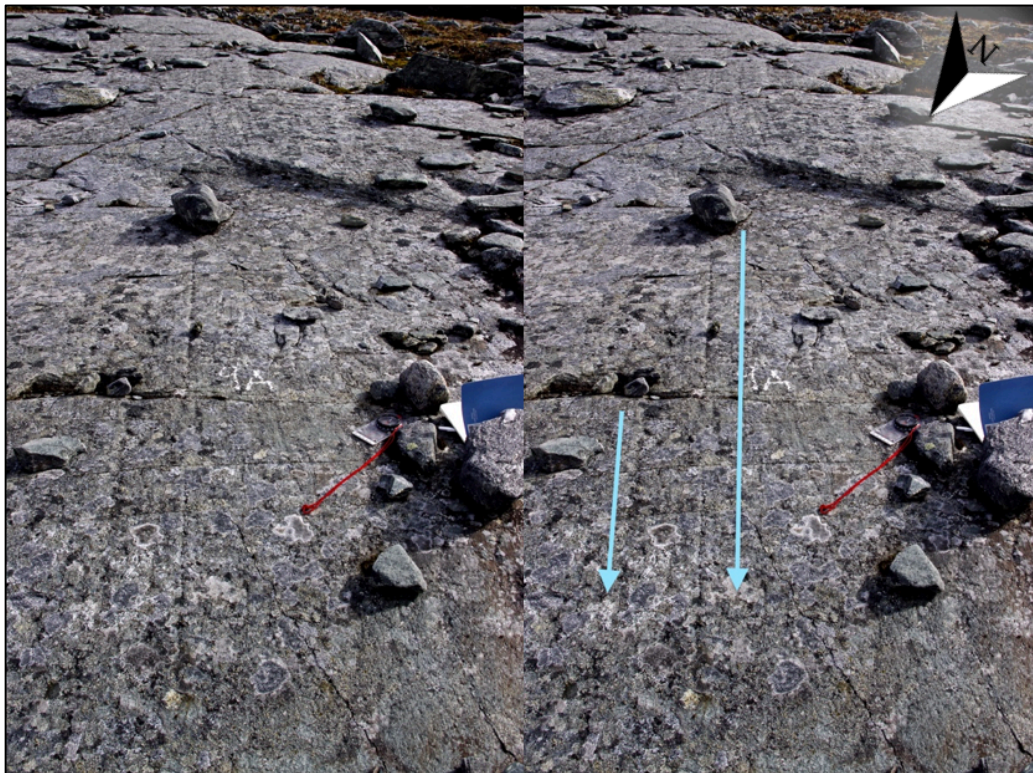
Lokalitet 8 lå noe lengre sør for lokalitet 7 ved $62,51174^{\circ}$ N og $9,74968^{\circ}$ Ø (figur 4.1), også sørøst for Kringsollfonna. Funnet av skuringsstriper var på enden av en større bergstruktur. Skuringsstripene var små, og bergoverflaten var blitt avrundet (figur 4.9). Det ble gjort 5 målinger av skuringsstripene ved lokalitet 8, med en nordvestlig retning på 303° - 315° .



Figur 4.9: Skuringsstriper ved lokalitet 8. Nordvestlig retning er merket med blå pil.

4.9 Lokalitet 9

650 meter fra brefronten ved 62,50935° N og 9,75143° Ø, sør for Kringsollfonna lå lokalitet 9 (figur 4.1). På en stor blottlagt bergoverflate på omtrent 8 x 5 meter, i åpent terreng viste skuringsstripene seg, sammen med mye lav. Bergoverflaten var utsatt for mye forvitring, men skuringsstripene var likevel tydelige da de var dype, kraftige og lange (figur 4.10). Ved lokalitet 9 ble det gjort 8 målinger der de hadde en nordvestlig retning på 310°-342°. Det var flest skuringsstriper som hadde en retning på 320° nordvest.



Figur 4.10: Skuringsstriper ved lokalitet 9. Nordvestlig retning er merket med blå pil.

4.10 Polerte overflater og støt- og leformer

Ved lokalitet 2, lokalitet 4 og lokalitet 6 (figur 4.1) var det spor etter polerte bergoverflater (figur 4.11). De ble funnet i forbindelse med skuringsstripene, der overflaten på bergstrukturen var jevnet ut og avrundet før den bratte lesiden. Et oversiktsbilde av topografien foran Kringsollfonnas brefront viser hvordan hindringene så ut i området, der det ved flere tilfeller minnet om støt-og leformer (figur 4.12).



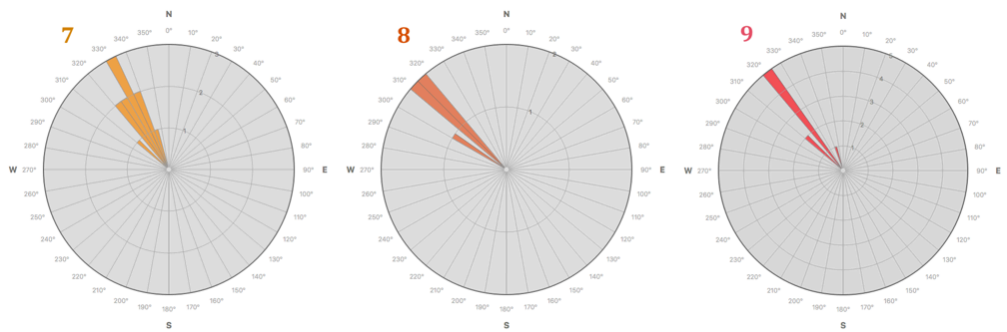
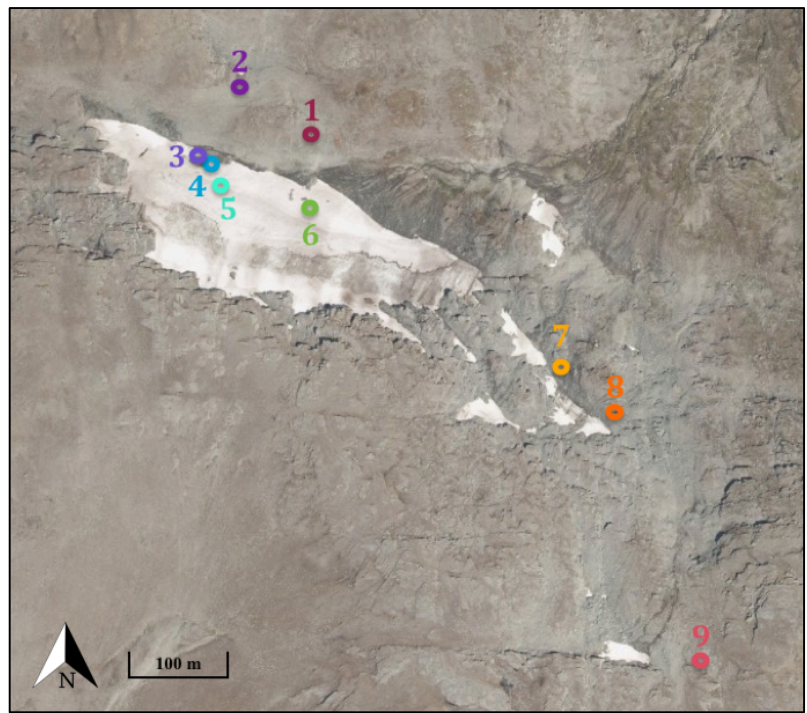
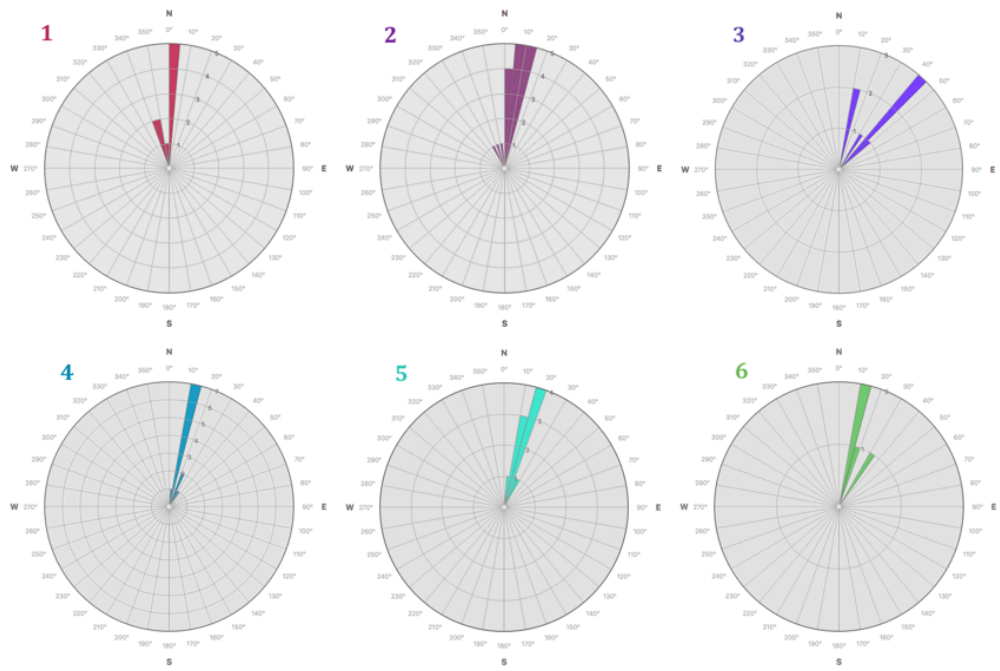
Figur 4.11: Polerte bergoverflater ved lokalitet 2, lokalitet 4 og lokalitet 6.



Figur 4.12: Topografien foran Kringsollfonnas brefront.

4.11 Skuringsstripenes spredning ved hver lokalitet

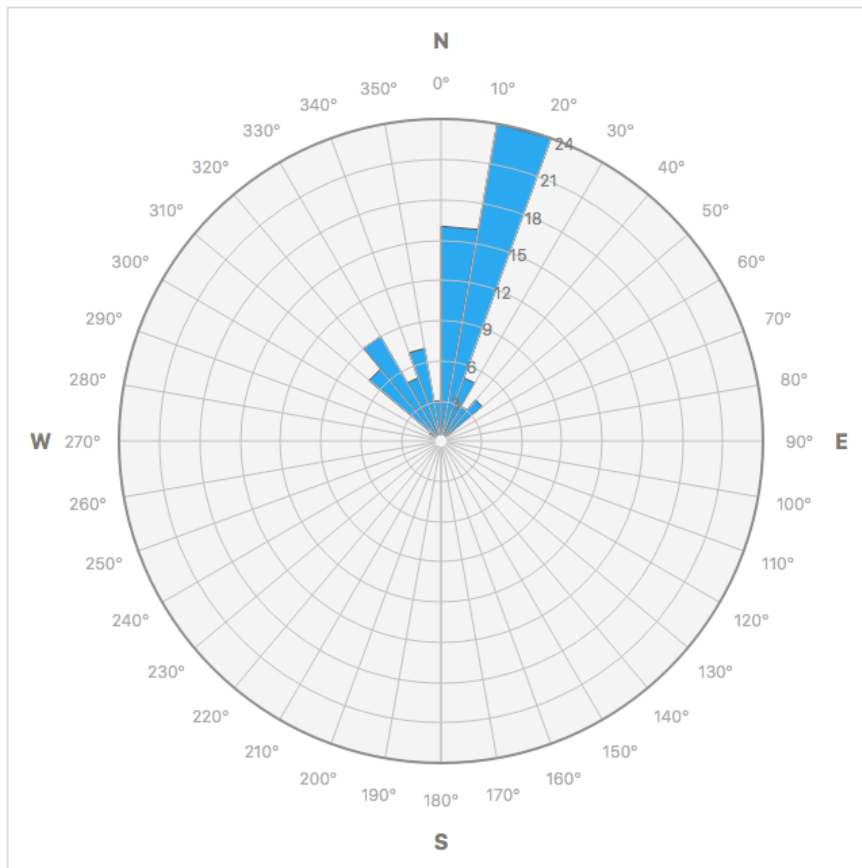
For å illustrere spredningen på skuringsstripene ved de ulike lokalitetene ble de satt inn i rosedigram (figur 4.13). Ved lokalitet 3, 4, 5 og 6 viste de registrerte skuringsstripene en trend i nordøstlig retning fra Kringsollfonna. Den største populasjonen ved lokalitet 2 hadde en retning mot nordøst, men ved denne lokaliteten var det også registrert skuringsstriper i retning nordvest fra Kringsollfonna. Spredningen på skuringsstripene ved lokalitet 1 hadde en trend mot nord, med noen skuringsstriper i nordvestlig retning. Ved lokalitet 7, 8 og 9 hadde de registrerte skuringsstripene en nordvestlig trend, med en spredning på $\approx 30^\circ$.



Figur 4.13: Rosediagrammene viser spredningen til skuringsstripene som er registrert ved hver lokalitet. Lokalitetene er merket i kartet (Norges Kartverk 2016).

4.12 Spredningen på alle skuringsstripene i studiet

Det ble til sammen registrert 84 funn av skuringsstriper ved de 9 lokalitetene. All data ble satt inn i et rosediagram som viser spredningen i retning mot nord (figur 4.14). Spredningen var på $\approx 90^\circ$, fra 310° nordvest til 40° nordøst. Det var to populasjoner som skilte seg ut, der 40 skuringsstriper hadde en retning på 0° - 20° mot nordøst. Og 16 skuringsstriper hadde den nordvestlige retningen på 310° - 330° .



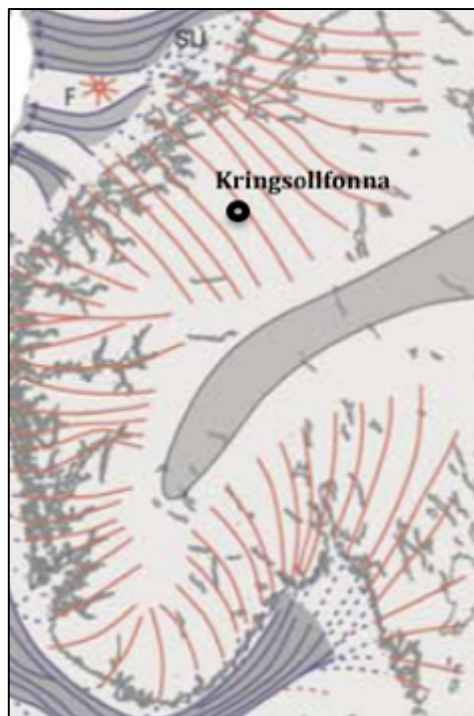
Figur 4.14: Rosediagrammet viser spredningen på de 84 skuringsstripene som er registrert i kartleggingen.

5.0 Diskusjon

I dette studiet har det blitt rettet fokus mot blant annet den Skandinaviske innlandsisens bevegelse under LGM i eldre Weichsel. Dette er grunnet en antagelse om at innlandsisen i denne perioden hadde størst bevegelses- og erosjonspotensiale (Mangerud 2009), og at abrasjonsformer fra denne perioden da kan vise seg i området rundt Kringsollfonna (figur 4.1). Abrasjon blir dannet når isbreen glir over bergoverflaten med steiner innlemmet i den basale isen, som danner riller i samme retning som isbreen beveger seg (Iverson 1990; Kleman 1990; Glasser & Bennett 2004; Smith & Knight 2011). Resultatene fra målingene vil derfor drøftes opp mot hverandre samt den teoretiske bakgrunnen i et forsøk på å få svar på om abrasjonsformene ved Kringsollfonnas brefront avviker fra innlandsisens bevegelsesretning. Det vil også drøftes om funnene kan si noe om bevegelsen, det termiske regimet og erosjonspotensialet til Kringsollfonna på et tidligere tidspunkt, og om mulig, i dag.

5.1 Innlandsisens bevegelse over området

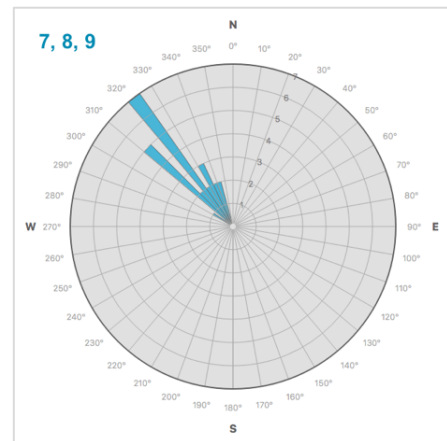
Gjennom den teoretiske bakgrunnen er det en felles enighet om at bevegelsesretningen til den Skandinaviske innlandsisen i eldre Weichsel har gått i retning mot nordvest (Näslund et al. 2003; Ottesen et al. 2005; Bargel et al. 2007). Likevel stilles det spørsmål ved bresålens egenskaper i dette området. Näslund et al. (2003) indikerer en periodevis frosset fast bresåle, med det er også registrert *lave* hastigheter ved bresålen (Näslund et al. 2003; Bargel et al. 2007). Dette betyr at bevegelsen ikke nødvendigvis har vært fraværende til enhver tid, og siden Kleman (1990) hevder at abrasjon vil oppstå hvor enn breis glir over bart fjell og Glasser og Bennett (2004) viser til at lave hastigheter er gunstig, er det derfor tenkelig at abrasjonsformene som finnes i området stammer fra denne glasiasjonen.



Figur 5.1: Bevegelsesretningen til den Skandinaviske innlandsis i eldre Weichsel. Kringsollfonnas lokalitet er merket på kartet. Modifisert fra (Ottesen et al. 2005).

5.1.1 Abrasjon fra innlandsisen

Ved de tre ulike lokalitetene 7, 8 og 9 (figur 5.2) samsvarer funnet av skuringsstriper med innlandsisens nordvestlige bevegelsesretning (Näslund et al. 2003; Ottesen et al. 2005; Bargel et al. 2007). Lokalitet 9 ble funnet på høyden 650 meter bak/sør for Kringsollfonna (figur 4.1). Den flate topografien ved dette funnet gir spekulasjoner rundt om skuringsstripene kan reflektere den eksakte retningen til innlandsisen (Sulebak 2007), (selv om innlandsisen i utgangspunktet ikke ble påvirket av landskapets ujevnheter (Bargel et al. 2007)).



Figur 5.2: Spredningen på skuringsstripene ved L7, L8 og L9. (Modifisert fra figur 4.13).

Skuringsstripene hadde en stor populasjon på 320° mot nordvest og skilte seg ut som det dypeste og lengste funnet i kartleggingen. Det kan indikere at skuringsstripene, i det åpne landskapet, også reflekterer innlandsisen kraft på underlaget (Mangerud 2009). Det ble i tillegg observert mye lav på bergoverflaten (figur 4.10), men ingen lichenometri ble gjort av funnene, så alder er derfor ikke mulig å si noe om. Likevel var dette den eneste bergoverflaten som var dekket av lav og en kan tenke seg at den har vært isfri over en lengre periode. Dette bekreftes da det ved denne lokaliteten var mest forvitring på bergoverflaten (Kleman 1990).

Både ved lokalitet 7 og lokalitet 8 var det snø i nær beliggenhet til funnene. Tidligere var det en brearm/utstikker fra Kringsollfonna som dekte området hvor begge funnene lå (Vatne, personlig kommunikasjon 2016). En kan derfor vurdere om skuringsstripene ved disse lokalitetene har blitt dannet av den tidligere brearmen. Restene fra ismassen har en horisontal utstrekning fra sør mot nord og ligger i en bratt skråning (figur 1.3). På grunn av (antatt) liten tykkelse kan det tenkes at isens bevegelse ville fulgt skråningen (Sulebak 2007) og gått fra vest mot øst. Det viser seg at skuringsstripene fra L7 og L8 har orienteringen sørøst - nordvest og passer derfor ikke inn i den eventuelle bevegelsesretningen til brearmen.

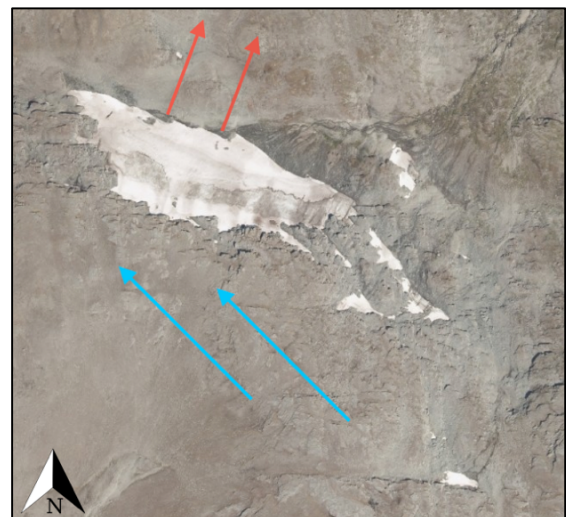
Skuringsstripene ved L7 gjenspeiler derimot bevegelsesretningen til den Skandinaviske innlandsisen (Näslund et al. 2003; Ottesen et al. 2005; Bargel et al. 2007) og har en spredning på $\approx 310^\circ$ - 340° mot nordvest. Det samme viser seg ved L8, som har en spredning på $\approx 300^\circ$ - 315° mot nordvest. Skuringsstripene ved L8 er veldig svake og små og kan indikere hard

forvitring (Kleman 1990). Det er også mulig at skuringsstripene har vært små opprinnelig og overflaten i utgangspunktet ble utsatt for lite abrasjon. Den overliggende snøen/isen som tidligere dekte området kan da ha hatt gode egenskaper for bevaring (Humlum et al. 2005). Denne tanken forsterkes ved L7 der skuringsstripene framstår som noen av de skarpeste som er lokalisert, og det antas at den overliggende snø/ismassen har hatt gode preserveringsegenskaper (Kleman 1990), om disse er produsert av den siste store glasiasjonen.

Det faktum at alle skuringsstripene sør og sørøst for Kringsollfonna har samme orientering der spredningen kun er på $\approx 30^\circ$ (figur 5.2) tyder på at disse funnene stammer fra abrasjon av den samme isbreen (Bourman & Alley 1999). Siden innlandsisen er den eneste isbreen som er kjent for å ha dekt lokalitet L9 blir det naturlig å trekke en slutning om at innlandsisen har dannet skuringsstripene ved L7, L8 og L9. Skal en likevel vurdere om Kringsollfonna kan ha dannet disse er det to ting som står i veien; 1) de avviker fra bevegelsesretningen til Kringsollfonna i dag, og 2) siden Kringsollfonnas eksistens i stor grad er avhengig av lokale terrengparametere (Rognstad 2013) er det vanskelig å tenke seg at ismassen tidligere har strekt seg helt til L9 og samtidig hatt en annen bevegelsesretning.

5.2 Abrasjonsformene foran Kringsollfonna

Det antas at abrasjonsformene foran Kringsollfonnas breffront har blitt dannet etter den siste glasiasjonen. Dette er fordi den Skandinaviske innlandsisens erosjonspotensial og bevegelse i retning nordvest var uavhengig av topografi (Näslund et al. 2003; Ottesen et al. 2005; Bargel et al. 2007; Mangerud 2009) og ville korrigert eller produsert tydelige og kryssende skuringsstriper over de abrasjonsformene som ble dannet før glasiasjonen (Glasser & Bennett 2004). Det var ingen tydelige tegn etter innlandsisen ved



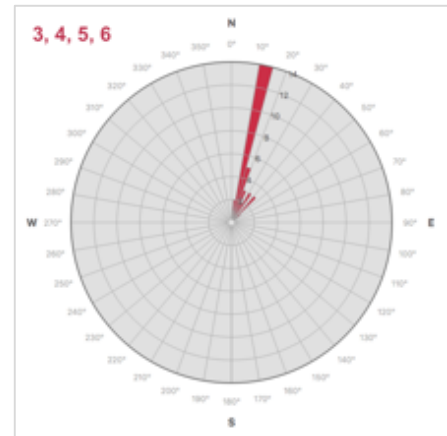
Figur 5.3: Viser bevegelsesretningen til den Skandinaviske innlandsisen (blå pil) og Kringsollfonna (rød pil)

L1- L6, og abrasjonsformene vil derfor bli drøftet ut i fra Kringsollfonnas helling og registrerte

bevegelse mot nordøst (figur 5.3) (Kristiansen 2013; Eide 2015), som er den eneste kjente ismassen som har dekt området etter den siste glasiasjonen.

5.2.1. Abrasjonsformer lokalisert nært brefronten

Felles for abrasjonsformene ved L3-L6 er lokaliteten nært dagens brefront, som kan indikere at de er de yngste funnene i området (Kleman 1990). Det faktum at abrasjonen ved L3 og L4 også var noen av de tydeligste rillene i berggrunnen forsterker denne antagelsen (Glasser & Bennett 2004). Selv om disse skuringsstripene varierer i tykkelse, skarphet og lengde hadde alle funnene en nordøstlig retning fra isbreen med størst populasjon på 10°-



Figur 5.4: Spredningen til skuringsstripene ved L3, L4, L5 og L6. (Modifisert fra figur 4.13).

15° (figur 5.4), som samsvarer med både målt helling og bevegelse (Kristiansen 2013; Eide 2015). Spredningen til L3-L6 var på $\approx 30^\circ$ og kan i følge Bourman & Alley (1999) forklares med en endring i isbrens bevegelse over hindringer, der isen har vært mobil og plastisk. Følgelig kan også spredningen skyldes at isbreen har produsert abrasjon til ulik tid der geometrien har vært annerledes og endret retningen på bevegelsen noen grader (Glasser & Bennett 2004).

Abrasjonsformene fra L5 og L6 har en noe svak framtoning, der spesielt L5 framstår som de svakeste skuringsstripene i kartleggingen. En mulig forklaring er at hindringen disse skuringsstripene ligger på ikke har skapt like mye trykkøkning langs bresålen (Iverson 1991; Koppes et al. 2015) og disse abrasjonsformene kan da ha blitt dannet ved at steinene i bresålen *lett* har erodert bergoverflaten. Likevel er det både ved L5 og L6 én skuringsstripe som skjærer skarpere i bergoverflaten (med henholdsvis 34° og 26° grader nordøst), og kan forklares med at en større/spissere stein i bresålen har dannet akkurat disse. Det er også mulig at de skarpeste skuringsstripene er yngre (Kleman 1990) og kan være dannet ved eksempelvis isbrens tilbaketrekning (Glasser & Bennett 2004), som ofte viser seg tydelig i bergoverflaten.

I tillegg til at funnene ved L3 og L4 forsterket troen på at Kringsollfonna har dannet disse og gått i retning nordøst, var det to funn som bidro til ny innsikt. Ved L4 var bergoverflaten tydelig

polert. Polering oppstår på samme måte som skuringsstriper, med steiner innlemmet i isen (Benn & Evans 2010). Budd et al. (1979) antyder at polering også kan oppstå under ren is. Siden det er et morenedekke med mye steiner i området, og poleringen er på samme bergoverflate som flere tydelige skuringsstriper er det likevel sannsynlig at bresålen har hatt steiner i bresålen som har skurt vekk ujevnheter og skapt små riller i bergoverflaten (Iverson 1990). Ved L3 viste det seg en annen erosjonsform, der bergoverflaten var *plukket*. Berggrunnen har mye sprekker som gjør det lettere for bresålen, ved trykkendring og basalt smeltevann, å ta med seg deler av berget (Iverson 1991). Merkene ble gjenkjent som *sigdbrudd* som fulgte skuringsstripenes retning nordøst over berget der bruddmerkene var nært kanten, og lesiden var bratt.

5.2.2 Abrasjonsformer lokalisert 100-120 meter fra brefronten

Felles for skuringsstripene ved L1 og L2 er deres avstand fra Kringsollfonna i dag, og at de strekker seg i en annen retning enn de andre funnene, med noen grader (figur 4.13). De samsvarer likevel mer med den registrerte bevegelsesretningen til Kringsollfonna enn innlandsisen, og det antas derfor at Kringsollfonna har dannet disse abrasjonsformene. Siden abrasjon vanligvis ikke dannes langs ismarginen (Hall & Migon 2010) viser L2 at isbreen må ha strekt seg *minst* 120 meter lengre enn den gjør i dag (figur 4.1).

Skuringsstripene ved L1 viser en retning mot nord, som avviker noe med den nordøstlige retningen tidligere registrert fra L3-L6. Dette kan være grunnet funnets beliggenhet, som ligger på østsiden av en større hindring som strekker seg nord-sør i landskapet. Bourman og Alley (1999) hevder isen kan ha vært tykkere og bevegde seg mobilt over hindringen. Det blir dog sett på som like sannsynlig at isbreen nærmere ismarginen var tynnere som kan ha bidratt til at underlagets topografi i større grad enn breens helling har styrt bevegelsen (Sulebak 2007). Bresålen har da fulgt retningen på hindringen, som går mot nord, og dannet skuringsstriper med samme orientering (Glasser & Bennett 2004).

Skuringsstripene ved L2 har to ulike orienteringer, med en spredning på $\approx 60^\circ$. Det er flest funn av skuringsstriper med den nordøstlige retningen som stemmer overens med retningen til Kringsollfonna (Kristiansen 2013; Eide 2015), men det er også 6 skuringsstriper i retning \approx

nord/nordvest, som kan minne om orienteringen til funnene ved L1 eller den nordvestlige retningen til innlandsisen (Näslund et al. 2003; Ottesen et al. 2005; Bargel et al. 2007). Dette bidrar til flere spørsmål. Om skuringsstripene ved L2 har blitt dannet til ulike tider av ulik glasiasjon (Kleman 1990) må det bety at den nord/nordvestlige retningen har blitt dannet av den Skandinaviske innlandsisen, og kan forventes å være mer forvitret enn de nordøstlige skuringsstripene (Kleman 1990). Likevel så de registrerte skuringsstripene tilsynelatende like ut, noe som indikerer en lik forvittringsrate og utelater denne forklaringen (Glasser & Bennett 2004).

En annen tanke er at disse ble dannet av Kringsollfonna når isbreen på et tidspunkt hadde en annen geometri slik at bevegelsesretningen var annerledes enn ved L3-L6, (som er nære brefronten i dag). Det er da mulig at de ulike skuringsstripene kan dateres med eksempelvis 50 år i differanse, der ismassen har dannet den ene populasjonen i en ekspanderende bevegelse og den andre populasjonen når issenteret har blitt mindre og isbreen har trukket seg tilbake (Bourman & Alley 1999; Glasser & Bennett 2004). Dette funnet kan da også forventes å være de eldste skuringsstripene fra Kringsollfonna, siden abrasjon avdekkes i tråd med tilbaketrekkingen (Kleman 1990).

4.3 Kringsollfonnas *tidligere* potensiale for en temperert bresåle

Det termiske regimet vil drøftes ut i fra antagelsen om Kringsollfonnas eksistens under LIA (Callanan 2012), og at Kringsollfonna har produsert erosjonsformene ved L1-L6. Det er i denne perioden sannsynlig at isbreen, slik som de andre norske breene, ekspanderte (Nesje & Dahl 2003). Denne tanken forsterkes gjennom abrasjonsformene som er funnet ved L1 og L2, som er langt unna dagens brefront, og viser til en større og da antageligvis tykkere isbre som ga mulighet for andre forhold enn slik Kringsollfonna framstår i dag (Andersen et al. 2004).

Under LIA er det rapportert om stor permafrostfordistribusjon i området, som gir potensialet for en kald bresåle (Lilleøren 2012). Shreve (1984) hevder at også isbreer som er frosset fast i underlaget kan danne små abrasjonsmerker i berggrunnen. Likevel sees det på som utenkelig de lange og rette rillene registrert ved flere av lokalitetene har blitt dannet av rotasjon og

bevegelse gjennom intern deformasjon, og en antar at dannelsen innebærer basal glidning (Marshall 2005). Abrasjonsformene ved L1- L6 står derfor igjen som en sterk indikasjon på tidligere basale bevegelser av isbreen, og permafrost-spekulasjoner gir ikke et konkret svar på bresålens karakteristikk, siden det også er mulig at bresålen er ved trykksmeltepunktet i permafrostområder (Benn & Evans 2010).

For at tempererte isbreer skal danne abrasjon er det derfor nødvendig med basal glidning over hard berggrunn og basale verktøy til stedet (Smith & Knight 2011). Ved alle lokalitetene er rester fra morenematerialet synlig på bergoverflatene, og ellers er området mer eller mindre dekt av sedimenter. Dette betyr at bresålen har hatt tilgang på nok sedimenter til å danne abrasjonsformer (selv om dette vanligvis ikke er et problem for isbreer) (Kleman 1990). Hvis morenematerialet har vært tilgjengelig under hele Kringsollfonnas eksistens kan det undres i hvorfor breen ikke har klart å erodere det vekk. Noe som tyder på lite potensialet for transport, der det kan ha vært mangel på *nok* vann ved bresålen (Benn & Evans 2010).

Den glasiale poleringen som ble registrert ved L2, L4 og L6 er av interesse da det ikke har blitt funnet noe litteratur (fram til 2016) på at polering kan oppstå under kalde bresåler. Det indikerer at isbreen som har polert disse overflatene har hatt et termisk regime der bresålen var under trykksmeltepunktet (Benn & Evans 2010). Alle funnene av polering ble gjort på den samme berggrunnen som skuringsstripene, og det er derfor stor grunn til å tro at dette er to abrasjonsformer som har oppstått i samme tidsrom (Strömberg 1972; Bourman & Alley 1999), og at også skuringsstripene har blitt dannet under tempererte forhold (Smith & Knight 2011). Funn av abrasjon antyder også at en tynn vannfilm mellom bresålen og berggrunnen har fjernet støvet som oppstår ved abrasjon, for å opprettholde prosessen (Iverson 1990; Benn & Evans 2010).

5.3.1 Basal glidning

Basal glidning er en avgjørende faktor for dannelse av abrasjon, og det tilknyttes lave hastigheter og kontakt mellom bresålen og berggrunnen, samt smeltevann tilgjengelig når abrasjonsformer produseres (Glasser & Bennett 2004; Smith & Knight 2011). Det er likevel kjent at prosessen plukking er koblet mot (noe) høyere hastigheter, der det gjennom et hydrologisk system dannes hulrom under bresålen som gir mulighet for trykkendring (Iverson

1991). Studeres topografien foran Kringsollfonna (figur 4.13) er det tydelig at funnene av erosjonsformer uten unntak er gjort på hindringer som kan ligne støt- og leformer. Den vertikale økningen i topografien kan ha skapt en endring i trykket langs bresålen, som da vil fremme abrasjon på støtsiden (Iverson 1991). På lesiden av disse hindringene kan trykket ha sunket. Her ville en eventuell plukking ha oppstått, om hastigheten var høyere og det var nok smeltevann og hulrom til stedet (Iverson 1991). Det gir indikasjoner på både lave og (noe) høyere hastigheter langs bresålen til Kringsollfonna samt både lite og noe mer smeltevann, som kan ha oppstått i ulike tidsperioder.

Det er likevel et punkt som strider i mot høye hastigheter og mer basalt smeltevann. Det er nemlig vanskelig å tro at Kringsollfonna har opplevd slike forhold uten at mer sediment har blitt transportert vekk fra området. Og Iversons (2012) tanker om at plukking kan oppstå ved lave hastigheter og kontakt mellom bresåle og berggrunn *hvis* bergoverflaten er oppsprukket, er muligens mer sannsynlig. Bergoverflaten ved L3 bar preg av oppsprekking (figur 4.4). Dette kan ha bidratt til at bresålen, ved lave basale hastigheter, lettere kunne utnytte de svake punktene og ta med seg deler av berget (Iverson 2012).

5.3.2 En polytermal eller temperert isbre?

De ulike registrerte erosjonsformene antyder et tidligere temperert termisk regime for Kringsollfonna (Kleman 1990; Glasser & Bennett 2004; Marshall 2005; Benn & Evans 2010; Smith & Knight 2011; Koppes et al. 2015). Dette er likevel usikkert, da et polytermalt temperaturregime også kan tenkes. Resultatene viser kun til at isbreen har hatt en temperert bresåle *ved de lokalitetene og i det tidsrommet abrasjon og plukking har oppstått*, og en ikke-temperert eller kald isbre gjennom hele Holocene er derfor utelukket (Irvine-Fynn et al. 2011).

De arkeologiske funnene som er registrert for Kringsollfonna er gjort inni morenematerialet enten til venstre eller høyre ved brefronten (Callanan, personlig kommunikasjon 2016). For at gamle artefakter skal holdes intakt må det ha vært lav deformasjonsrate og lite bevegelse i isen, og kan tyde på at breens sider har vært frosset fast i underlaget i lang tid ((Humlum et al. 2005) og muligens *veldig* sakte forflyttet artefaktene sammen med annet materialet fram mot brefronten og avsatt det her. Dette er det svært vanskelig å si noe om). Likevel vil det, med de erosjonsformene som er kartlagt, antas at deler av bresålen tidligere har vært temperert, og et

polytermalt temperaturregime kan derfor være sannsynlig (Irvine-Fynn et al. 2011). Der den midterste delen av isbreen, som vanligvis er tykkest og har størst hastighet (Nesje 2012), har vært temperert og erodert berggrunnen. Grunnet en høyere deformasjonsrate har den midterste delen ikke bevart eventuelle artefakter (Irvine-Fynn et al. 2011).

Dette kan høres ut som en god forklaring, men det viser seg at det ikke er så lett. Callanan (personlig kommunikasjon 2016) hevder at de aller fleste funnene er gjort *oppå* morenematerialene langs hele brefronten. Det virker som artefaktene har vært lokalisert inni isen ved breoverflaten og smeltet fram når isbreen har blitt mindre, og deretter falt ned foran brefronten (Callanan personlig kommunikasjon 2016). Dette indikerer at isen ved overflaten av isbreen også er kald og har lav deformasjonsrate, og må ha hatt det langt tilbake i tid, da mange artefakter er tusenvis av år gamle. Dette kan da indikere et polytermalt regime der bresålen i midten kan ha vært temperert, samtidig som mye av ismassen rundt er under trykksmeltepunktet. Dette vises i figur 2.1. e og f, der muligens figur 2.1 g også kan gjenspeile Kringsollfonnas tidligere forhold (Irvine-Fynn et al. 2011).

Dette er kun spekulasjoner siden det er vanskelig å si noe om det termiske regimet og de basale hastighetene over en lengre periode, annet enn i tidsrommet erosjonsformene har blitt produsert. Bevegelsen som har ført til erosjon kan ha kommet i forbindelse med sesongbaserte forskjeller i tilgang på smeltevann (Mair & Fischer 2003), der et økende vanntrykk bidro til økte hastigheter for bresålen (Pimentel 2010). Dette kan ha ført til en *periodevis* polytermal bresåle (Pattyn et al. 2005). Spring events (Iken et al. 1981; Mair & Ficher 2003) sees på som mindre sannsynlig siden det fortsatt er et såpass stort morenedekke i området. Det kan antas at det ved en spring event også vil gi større rater for transport av sediment, og at mer av morenedekke ville blitt fjernet av en slik hendelse.

5.4 Kringsollfonnas tegn på bevegelse i dag

Selv om erosjonsformene som er lokalisert foran Kringsollfonnas brefronten, samt de arkeologiske funnene indikerer et termisk regime som på et tidspunkt har hatt en delvis temperert bresåle (Kleman 1990; Glasser & Bennett 2004; Marshall 2005; Benn & Evans 2010;

Smith & Knight 2011; Koppes et al. 2015) er det uklart hvilket regimet som preger ismassen i dag.

På bakgrunn av lokalt klima (NVE 2016), tykkelse (Kristiansen 2013) og Kringsollfonna 1520 høydemeter som er under den regionale likevektslinjen (Lie et al. 2003) er det grunn til å tro at isbreen er kald og bevegelsen som er målt (Eide 2015) i stor grad er basert på intern deformasjon (Waller 2001). Det er også mulig at bevegelsen skyldes deformasjon av morenedekke som ligger under breen eller eventuelt bevegelse mellom morenedekke og bresålen (Bartholomaeus et al. 2007).

Både det at stakene som ble drillet ned i overflaten var frosset fast året gjennom (Eide 2015) og at flere av artefaktene tidligere har vært lokalisert i breoverflaten og smeltet fram (Callanan personlig kommunikasjon 2016) forsterker troen på at overflaten består av kald is. Siden det forventes at Kringsollfonna i dag opplever hele år med tilførsel av snø og is, og andre år med smelting bidrar det til tanken om at ismassen ikke forflyttes fra akkumulasjonsområdet til ablasjonsområdet (Rognstad 2013), og bevegelsen som er målt kan reflektere gravitasjonens kraft (Sulebak 2007)). Martinsen (2012) modellerte også isbreens temperatur til å være negativ, selv om resultatene er noe usikre da han ikke tok med refrysing av smeltevann som en faktor i regnestykket, som kan bidra til økende temperaturer i ismassen (Lilleøren et al. 2013).

Det nevnte faktorene taler i utgangspunktet for en negativ istemperatur og lite bevegelse i isbreen, likevel har det blitt observert sprekker i overflaten. Disse reflekterer en bevegelse dypere i isen (Sulebak 2007), og en mulig forklaring er at dette kan være grensen mellom to ulike termiske regimer (Irvine-Fynn et al. 2011). En CTZ kan ha bidratt til ulik bevegelse i grensesnittet mellom temperert og kald is, der eksempelvis sidene og overflaten er under trykksmeltepunktet (Waller 2001; Irvine-Fynn et al. 2011) mens en del av bresålen opplever noe basal hastighet som fører til at overflatelaget med lav deformasjonsrate sprekker opp (Irvine-Fynn et al. 2011). Likevel vil ikke spekulasjonene gi noen konkrete svar uten videre forskning på Kringsollfonna termiske regime i dag.

5.4.1 Nyere forskning på små isbreer/glacierets

Glasiologisk forskning har gjennom tidene fokusert på store isbreer, som bidrar til lite innsikt i egenskapene til mindre ismasser, slik som Kringsollfonna. Det er derfor stor usikkerhet rundt om litteraturen som anvendes de større breene også gjenspeiler egenskapene til små ismasser og glacierets. Det ble nylig gjort et studie på en glacieret (Gachev et al. 2015 (til trykk)) av omtrentlig én størrelsesorden større enn det Kringsollfonna er i dag, som viser til funn av abrasjon på bergoverflaten foran brefronten:

....In October 2012, when Pirin glacierets had their second size minimum after 1994, bedrock surfaces were exposed for the first time below the glacieret front. There we observed fresh glacial striations on the marble, and after the dry summer rocks were still covered with a fine dust: a product of glacial abrasion still unwashed by precipitation. This is the first direct evidence for the presence of a dynamic motion of a glacier type in Bulgarian glacierets (Gachev, Stoyanov & Gikov 2015 (til trykk) s.7)....

Dette funnet tyder på at skuringsstriper kan oppstå under mindre ismasser enn først antatt, da abrasjon i hovedsak tilknyttes isbreer som har basal glidning (Smith & Knight 2011) og synlig tegn på bevegelse (Cogley et al. 2011). Gabrielsens (2015) funn viser også til at små ismasser kan ha et termisk regime som er kapabel til abrasjon langs bresålen. Der en liten botnbreen (koordinat: Euref89 UTM32 6943436N og 512229Ø), som er mindre enn Kringsollfonna, har etterlatt seg både skuringsstriper, flutings og morenetrinn. Botnbreen har også bevegelse i overflaten som betegnes som intern deformasjon (Gabrielsen 2015). Denne breen innehar derfor elementer som kan ligne Kringsollfonna på flere områder.

Både funnene til Gabrielsen (2015) og Gachev et al. (2015) viser at små ismasser har mulighet til å danne ulike erosjonsformer, selv om det ikke forventes bevegelse i ismassen. Gjennom definisjonen til Cogley et al. (2011) indikerer funnene i dette studiet, i tillegg til bevegelsen som er målt samt sprekke i overflaten (Eide 2015), at Kringsollfonna er en isbre heller enn en glacieret. Selv om det argumenteres for et tidligere polytermalt termisk regime langs bresålen, er det usikkerhet rundt om isbreen fremdeles har dette temperaturregimet eller om isbreen i dag er gjennomgående kald.

6.0 Konklusjon

Ved de 9 lokalitetene i kartleggingen viser det seg to ulike populasjoner. Skuringsstripene ved L7-L9 samsvarer med bevegelsesretningen til den Skandinaviske innlandsisen i eldre Weichsel (Näslund et al. 2003; Ottesen et al. 2005; Bargel et al. 2007), som i området hadde lave hastigheter mot nordvest. Skuringsstripene ved L3-L6, som er lokalisert nært dagens brefront, strekker seg i en annen retning enn L7-L9 og reflekterer både Kringsollfonna's helling og den målte bevegelsesretningen mot nordøst (Kristiansen 2013; Eide 2015). Skuringsstripene ved L1 og L2 avviker noe med retningen til Kringsollfonna sammenlignet med skuringsstripene nært brefronten, der spesielt L1 har en mer nordlig orientering. Dette kan grunnes endringer i isens bevegelse over hindringene eller en større isbre på et tidligere stadium der tykkelsen og geometrien til Kringsollfonna førte til (noen graders) endring i bevegelsesretningen (Bourman & Alley 1999).

Likevel indikerer skuringsstripene ved L1-L6 at Kringsollfonna har dannet disse og tidligere hatt et termisk regime der isbreen var temperert eller polytermal (Kleman 1990; Glasser & Bennett 2004; Marshall 2005; Benn & Evans 2010; Smith & Knight 2011; Koppes et al. 2015). Både ved funnet av skuringsstriper, polering og sigdbrudd antas det basal glidning. Det er vanskelig å si noe sikkert om hastighetene isbreen har hatt på et tidligere tidspunkt, men grunnet de arkeologiske funnene er det sannsynlig at bresålen har vært polytermal, der breens sider og overflate har bestått av kald is, mens deler av bresålen har vært temperert (Irvine-Fynn et al. 2011). Siden Kringsollfonna viser tydelig tegn på tidligere basal glidning kan det argumenteres for at Kringsollfonna bør bli klassifisert som en isbre heller enn glacieret (Cogley et al. 2011).

6.1 Videre forskning

Videre kan det være interessant å gjøre en mer omfattende kartlegging av erosjonsformene i området der støt- og leformene kan studeres nærmere, samt gjøre et større søk etter abrasjon og plukking enn det som er gjort i dette studiet. I den forbindelse kan det være informativt å kartlegge topografien både under Kringsollfonna og i området foran brefronten. Dette kan bidra til større innsikt i Kringsollfonnas tidligere basale bevegelse over området.

Det er flere forskningsprosjekter som pågår på Kringsollfonna i dag, der Linda Kristiansen blant annet kartlegger lavgrensen i forskningsområdet, som kan bidra til forståelse rundt Kringsollfonnas utstrekning i Holocene. Det kan derfor være interessant å samle alle studier som er gjort på ismassen og se etter et mønster som kan fortelle noe om det termiske regimet isbreen har opplevd på et tidligere tidspunkt, samt i dag.

7.0 Referanseliste

- Andersen, R., Andersen, S., MacGregor, K., Waddington, E., O'Neel, S., Riihimaki, C., & Loso, M. 2004. Strong feedbacks between hydrology and sliding of a small alpine glacier. *Journal of Geophysical Research* 109, 1-17.
- Andreassen, L., & Winsvold, S. (red.) 2012. *Inventory of Norwegian Glaciers*. Norges vassdrags- og energidirektorat. NVE Rapport 38.
- Bargel, T., Lagerbäck, R., Nenonen, K., Bergström, B., Huttunen, T., Johansson, P., Kejonen, A., Korpijaakko, M., Mäikinen, K., Olsen L., Rainio H., Reite, A., Saarelainen J., Svedlund, J., Sveian, H., og Väänänen, T. 2007. *Beskrivelse til kvartærgeologiske kart over Midt-Norden*. NGU Rapport 2007.024
- Bartholomaeus, T., Anderson, R., & Anderson, S. 2007. Response of glacier basal motion to transient water storage. *Nature Geoscience* 1, 33-37.
- Benn, D., & Evans, D. 2010. *Glacier & Glaciation*, 2. Oxon: Hodder Education.
- Benn, D., & Lehmkuhl, F. 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International* 65/66, 15-29.
- Bjurstedt, C. 2006. *Forvaltningsplan for verneområdene på Dovrefjell*.
http://nasjonalparkstyre.no/Documents/Dovrefjell%20dok/Forvaltningsplan%202006/Forvaltningsplan_Dovrefjell-Sunndalsfjella_2006.pdf (Lastet ned 13 mars 2016).
- Boulton, G., Dongelmans, P., Punkari, M., & Broadgate, M. 2001. Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews* 20, 591-625.
- Bourman, R., & Alley, N. 1999. Permian glaciated bedrock surfaces and associated sediments on Kangaroo Island, South Australia: implications for local Gondwanan ice-mass dynamics. *Australian Journal of Earth Science* 46, 523-531. doi: 10.1046/j.1440-0952.1999.00720.x
- Budd, W., Keage, P., & Blundy, N. 1979. Empirical studies of ice sliding. *Journal of Glaciology* 23, 157-70.
- Callanan, M. 2012. Central Norwegian Snow Patch Archaeology: Patterns Past and Present. *The Archaeology and Paleoecology of Alpine Ice Patches* 65, 178 – 188.

- Cogley, J., Hock, R., Rasmussen, L., Arent, A., Bauder, A., Braithwaite, R., Janson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, M., & Zemp, M. 2011. *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology 86. IACS Contribution 2, Paris; UNESCO-IHP.
- Drewry, D. 1986. *Glacial Geologic Processes*. London: Edward Arnold.
- Eide, O. 2015. *Massebalanse i isfonner; Kan man påvise bevegelse i Kringsollfonna ved hjelp av GNSS?* Masteroppgave. Trondheim: Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet (NTNU).
- Fountain, A., & Walder, J. 1998. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics* 36, 299-328.
- Gabrielsen, S. 2015. *Glasiogeomorfologisk studie av en liten isfjonn/bre*. Masteroppgave. Trondheim: Norges Teknisk- Naturvitenskapelige Universitet (NTNU).
- Gachev, E., Stoyanov, K., & Gikov, A. 2015. (til trykk). Small glaciers on the Balkan Peninsula: State and changes in the last several years. *Quaternary International*.
- Gjessing, J. 1954. Skuringsanalyse til belysning av isrecessionen ved Oslofjorden. *Norwegian Journal of Geography* 14, 77-99.
- Glasser, N., & Bennett, M. 2004. Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. *Progress of Physical Geography* 28, 43-75.
- Glen, J. 1955. The Creep of Polycrystalline Ice. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 228;1175, 519-538.
- Google Earth. 2016. <https://earth.google.com/> (Lastet ned 20 januar 2016).
- Hall, A., & Migon, P. 2010. The first stages of erosion by ice sheets: Evidence from central Europe. *Geomorphology* 123, 349-363.
- Humlum, O., Elberling, B., Hormes, A., Fjordheim, K., Hansen, O., & Heinemeier, J. 2005. Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes. *The Holocene* 15, 396-407.
- Iken, A. 1981. The effect of the subglacial water pressure on the sliding velocity of a glacier in an idealized numerical model. *Journal of Glaciology* 27, 407-421.

- International Permafrost Association (IPA). 2015. *What is permafrost?*
<http://ipa.arcticportal.org/publications/occasional-publications/what-is-permafrost>
(Lastet ned 3 april 2016).
- Irvine-Fynn, T., Hodson, A., Moorman, B., Vatne, G., & Hubbard, A. 2011. Polythermal Glacier Hydrology: A Review. *Reviews of Geophysics*, 49(4). doi: 10.1029/2010RG000350.
- Iverson, N. 1990. Laboratory stimulations of glacial abrasion: comparison with theory. *Journal of Glaciology* 36, 304-14.
- Iverson, N. 1991. Morphology of glacial striae: Implications for abrasion of glacier beds and fault surfaces. *Glaciological Society of America Bulletin*, 103, 1308-1316.
- Iverson, N. 2012. A theory of glacial quarrying for landscape evolution models. *Geological Society of America* 40, 679-682. doi: 10.1130/G33079.1
- Kleman, J. 1990. On the use of glacial striae for reconstruction of paleo ice sheet flow patterns with application to the Scandinavian ice sheet. *Physical Geography* 72, 217-236.
- Kolstrup, E., & Olsen, L. 2012. Palaeoenvironmental developments in the central Scandinavian mountains during deglaciation – a discussion. *Norwegian Journal of Geography* 66, 30-51.
- Koppes, M., Hallet, B., Rignot, E., Mougnot, J., Wellner, J., & Boldt, K. 2015. Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics. *Nature* 526, 100-103.
- Kristiansen, J. 2013. *Fra natur til kart: Veien til 3D-modellering av en isfonn ved hjelp av GIS og geofysiske metoder*. Masteroppgave. Trondheim: Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet (NTNU).
- Kumar, Rajesh;. 2011. Glacieret. I V. Singh, P. Singh, & U. Haritashya (red.), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* 436-437. Dordrecht: Springer.
- Lie, Ø., Dahl, S., & Nesje, A. 2003. Theoreticalequilibrium-line altitudes and glacier buildup sensitivityin southern Norwaybased on meteorologicaldataina geographical information system. *The Holocene* 13, 373-380.

- Lilleøren, K. 2012. *Late-Pleistocene and Holocene mountain permafrost geomorphology of Norway and Iceland*. PhD. Oslo: Department of Geosciences, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University i Oslo.
- Lilleøren, K., Humlum, O., Nesje, A., & Etzelmüller, B. 2013. Holocene development and geomorphic processes at Omnsbreen, southern Norway: Evidence for glacier–permafrost interactions. *The Holocene* 23 (6), 796–809.
- Mair, D., Willis, I., Fischer, U., Hubbard, B., Nienow, P., & Hubbard, A. 2003. Hydrological controls on patterns of surface, internal and basal motion during three ‘‘spring events’’: Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology* 49(167), 555-567.
- Mangerud, J. 2009. Scandinavian Ice Sheet. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, 877-879.
- Mann, M. 2002. Little Ice Age. *The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*, 504–509.
- Marshall, S. 2005. Recent advances in understanding ice sheet dynamics. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 191-204.
- Martinsen, J. 2012. *Ice patches as archaeological contexts; A multidisciplinary approach*. Masteroppgave. Trondheim: Norges Teknisk- Naturvitenskapelige Universitet (NTNU).
- Näslund, J., Rodhe, L., Fastook, J., & Holmlund, P. 2003. New ways of studying ice sheet flow directions and glacial erosion by computer modelling—examples from Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews* 22, 245-258.
- Nesje, A. 2012. *Brelære*. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nesje, A., & Dahl, S. 2003. The ‘Little Ice Age’ – only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S., Lie, Ø., & Matthews, J. 2008. Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and planetary change* 60, 10-27.
- Norges Geologiske Undersøkelse (NGU). 2016a. *Berggrunn N250 - Nasjonal berggrunnsdatabase*. <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> (Lastet ned 24 februar 2016).
- Norges Geologiske Undersøkelse (NGU). 2016b. *Løsmasser N250 - Nasjonal løsmassedatabase*. <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> (Lastet ned 12 april 2016).

- Norges Kartverk. 2016. *Norge i bilder*. Trøndelag 2014: <http://www.norgebilder.no/> (Lastet ned 30 januar 2016).
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). 2016. *Senorge.no*. <http://www.senorge.no/aboutSeNorge.html?show=on> (Lastet ned 25 april 2016).
- Ottesen, D., Dowdeswell, J., & Rise, L. 2005. Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°–80°N). *Geological Society of America* 7-8, 1033-1050.
- Pattyn, F., Nolan, M., Rabus, B., & Takahashi, S. 2005. Localized basal motion of a polythermal Arctic glacier: McCall Glacier, Alaska, USA. *Annals of Glaciology* 40, 1-5.
- Pimentel, S., Flowers, G., & Schoof, C. 2010. A hydrologically coupled higher-order flow-band model of ice dynamics with a Coulomb friction sliding law. *Journal of Geophysical Research* 115. doi: 10.1029/2009JF001621.
- Rognstad, A. 2013. *En massebalansestudie av to arkeologiske isfonner i Oppdalsområdet*. Masteroppgave. Trondheim: Norges Teknisk- Naturvitenskapelige Universitet (NTNU).
- Shreve, R. 1984. Glacier sliding at subfreezing temperatures. *Journal of Glaciology* 30(106), 341-347.
- Smith, M., & Knight, J. 2011. Palaeoglaciology of the last Irish ice sheet reconstructed from striae evidence. *Quaternary Science Reviews* 30, 147-160.
- Smith, M., Knight, J., & Field, K. 2008. Glacial Striae Observations for Ireland Compiled from Historic Records. *Journal of Maps* 4(1), 378-398.
- Snow Patch Archeological Research Cooperation (SPARC). 2016. *About the SPARC project*. NTNU Vitenskapsmuseet: <http://www.ntnu.no/vitenskapsmuseet/about-sparc> (Lastet ned 20 april 2016).
- Strömberg, B. 1972. Glacial Striae in Southern Hinlopenstretet and Kong Karls Land, Svalbard. *Geografiska Annaler* 54(2), 53-65.
- Sulebak, J. 2007. *Landformer og prosesser*. Bergen: Fagbokforlaget.

- Svendsen et al. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1229–1271.
- Vatne, G. 2001. Geometry of an englacial water conduits, Austre Brøggerbreen, Svalbard. *Norwegian Journal of Geography* 55(2), 85-93.
- Vorren, T., Mangerud, M., Blikra, L., Nesje, A., & Sveian, H. 2007. Norge av i dag trer fram. I I. Ramberg, I. Bryhni, & A. Nøttvedt (red.), *Landet blir til - Norges geologi* 532-556. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Waller, R. 2001. The influence of basal processes on the dynamic behaviour of cold-based glaciers. *Quaternary International* 86, 117-128.
- Windfinder. 2016.
https://www.windfinder.com/?utm_source=windfinder.com&utm_medium=web&utm_campaign=redirect (Lastet ned 5 februar 2016).
- Young Technology. 2016. *GeoRose*. <http://www.yongtechnology.com/download1/georose/> (Lastet ned 27 januar 2016).