

# Siste istids glasierings- og deglasieringshistorie i øvre Søindalen, Alvdal vestfjell



*Av Helen Gjærde  
Masteroppgåve i naturgeografi  
Institutt for Geografi  
Universitetet i Bergen  
Våren 2015*

*Foto framside*

*Storsølnkletten (1827 m o.h.) fotografert frå nord. Ei terrasseflate kan observerast i venstre biletkant, og vert i oppgåva omtalt som det høgareliggjande terrassenivået ved Sølnsjøbekken.*

## Forord

Først og fremst ønskjer eg å retta ein takk til hovudrettleiar Svein Olaf Dahl for god hjelp og støtte gjennom heile prosjektet. Takk for ei interessant og utfordrande oppgåve på indre Austlandet. Å få lov til å kartleggja eit så spanande dalføre som Sølndalen passa meg midt i blinken. Feltområdet vart tildelt så tidleg som våren 2013, før påbegynt mastergrad, noko som førte til at eg hadde ein sommar ekstra til feltarbeid. Å kunna innarbeida feltrutiner og å danna eit overblikk over regionen førte til at hovuddelen av feltarbeidet sommaren året etter var prega av svært effektive dagar i felt.

Takk til birettleiarane Henriette Linge og Rannveig Ø. Skoglund for god innsats gjennom faglege diskusjonar, feltarbeid og gjennomlesing av utkast. Eg vil òg takka Anne Bjune for hjelp til innsending av dateringsmateriale.

Feltarbeidet var både krevjande og utruleg lærerikt. Vekene i felt var prega av uendelege mengder av mygg og nærgåande lynnedslag. Takk til mine svært tålmodige foreldre som heldt ut gjennom tøffe veker ute i felt. Takk til søster mi, Ingunn, for hjelp til planlegging og gjennomlesing av utkast. Til slutt ønskjer eg å retta ein takk til medstudentane Ane, Erlend, Rejoice og Kathrine for hjelp til både felt- og labarbeid.

Bergen, mai 2015

Helen Gjørde

## **Abstract**

The Weichselian glacial history of Norway, and particularly the Last Glacial Maximum (LGM, 18-20 ka) is the main focus of this master thesis. The thesis focuses on creating a map of an area in Sølndalen, Hedmark county. The chosen area is located in central Southern Norway, a region known for cold-based ice conditions and large ice-dammed lakes. Preservation of landforms in the area suggests that the ice sheet was cold-based, with low erosive abilities. A glaciation history based on field work and some dating results is created with six main phases of deglaciation. Dating of sediments from Optically Stimulated Luminescence (OSL) in comparison with mapped field data, indicates a smaller vertical extent of the LGM ice sheet. Afterwards a new build-up of ice occurred, about 14 ka. Exposure ages from a cirque glacier at the mountain Storsølnkletten show that the glacier probably did not exist until the end of the glaciation period (about 10 ka). A detailed map of relevant features was created, based on extensive field work in Sølndalen.



# Innholdsliste

<b>Forord</b> .....	<b>I</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>II</b>
<b>Innholdsliste</b> .....	<b>III</b>
<b>Figurar</b> .....	<b>V</b>
<b>Tabellar</b> .....	<b>VI</b>
<b>1 Introduksjon</b> .....	<b>1</b>
1.1 Tematisk bakgrunn for prosjektet .....	1
1.2 Problemstillinger .....	4
<b>2 Skildring av feltområdet i øvre Sølndalen</b> .....	<b>5</b>
2.1 Skildring av topografi og geografisk beliggenhet.....	5
2.2 Berggrunn .....	8
2.3 Klimatilhøve .....	10
2.4 Tidlegare arbeid i regionen .....	11
<b>3 Metode</b> .....	<b>15</b>
3.1 Kwartærgeologisk kartlegging og gjennomføring av feltarbeid.....	15
3.2 Optisk Stimulert Luminescens (OSL) .....	17
3.3 Radiokarbondatering ( <sup>14</sup> C-datering) .....	19
3.4 Eksponeringsdatering .....	20
<b>4 Feltobservasjonar og dateringar</b> .....	<b>23</b>
4.1 Definisjonsavklaring .....	23
4.2 Glasiale avsetningar og erosjonsformer .....	27
4.3 Glasifluviale avsetningar og erosjonsformer .....	38
4.4 Dateringsmateriale frå feltområdet .....	62
4.4.1 <i>Optisk stimulert luminescens (OSL)</i> .....	63
4.4.2 <i>Radiokarbondatering (<sup>14</sup>C-datering)</i> .....	64
4.4.3 <i>Eksponeringsdatering</i> .....	65
4.5 Oppsummering av datamateriale .....	67

<b>5</b>	<b>Diskusjon .....</b>	<b>69</b>
	5.1 Glasiasjons- og deglasiasjonshistoria i øvre Sølndalen .....	69
	5.1.1 Fase 1 .....	71
	5.1.2 Fase 2 .....	72
	5.1.3 Fase 3 .....	74
	5.1.4 Fase 4 .....	76
	5.1.5 Fase 5 .....	78
	5.1.6 Fase 6 .....	79
	5.2 Eit tynnare isdekke under LGM .....	80
<b>6</b>	<b>Konklusjon .....</b>	<b>83</b>
<b>7</b>	<b>Litteraturliste .....</b>	<b>85</b>

## Appendiks

- A Kwartærgeologisk kart – format A1
- B Kopi av kvartærgeologisk kart – format A3
- C Logg – Glasifluvial terrasseflate ved Sølnsjøbekken (OSL-3)
- D Logg – Glasifluvial terrasseflate ved Stråsjøen (OSL-4)
- E Logg – Øvre terrasseflate ved Sølnsjøbekken
- F Logg – Terrasseflate ved Follandsvangen
- G Kjernelogg (RUS-2)
- H Forkortingar

# Figurar

- Figur 1.1 Isutbreiing i weichsel
- Figur 1.2 Skandinavisk innlandsis
  
- Figur 2.1 Oversiktskart feltområdet
- Figur 2.2 Oversiktskart med passpunkt
- Figur 2.3 Seterdift - Follandsvangen
- Figur 2.4 Berggrunnsgeologi
- Figur 2.5 Nedbør
- Figur 2.6 Middelsestemperatur
  
- Figur 4.1 Randmorene - Storsølnkletten
- Figur 4.2 Randmorene og smeltevassløp - Storsølnkletten
- Figur 4.3 Solifluksjonslopar
- Figur 4.4 Morenebelte - Follandsvangen
- Figur 4.5 Morenerygg - Follandstjøna
- Figur 4.6 Morenerygg - Søndre Klettsjøen
- Figur 4.7 Flyttblokker - Storsølnkletten
- Figur 4.8 Brennvola passpunkt
- Figur 4.9 Øvre terrassenivå - Sølmsjøbekken
- Figur 4.10 Dødisgrop - Sølmsjøbekken
- Figur 4.11 Nedre terrasseflate - Sølmsjøbekken
- Figur 4.12 Terrassenivå - Sølmsjøbekken
- Figur 4.13 Terrassenivå - Stråsjøen
- Figur 4.14 Drenering - Storkletten
- Figur 4.15 Terrasseflate - Sølna
- Figur 4.16 Terrasseflate - Kjemsjøbekken
- Figur 4.17 Eskersystem - Mjovatnet
- Figur 4.18 Geomorfologiske former - Flatsetra
- Figur 4.19 Snitt i eskersystem – glasilakustrint materiale
- Figur 4.20 Eskerrygg - Stråsjøen
- Figur 4.21 Mjovassdalen passpunkt

Figur 4.22 Brennvola passpunkt  
Figur 4.23 Sølmsjøbekken passpunkt  
Figur 4.24 Spylefelt - Brennvola  
Figur 4.25 Innsende prøvar til  $^{14}\text{C}$ -datering

Figur 5.1 Dreneringsmønster  
Figur 5.2 Fase 1  
Figur 5.3 Fase 2  
Figur 5.4 Fase 3  
Figur 5.5 Fase 4  
Figur 5.6 Fase 5  
Figur 5.7 Fase 6

## Tabellar

Tabell 4.1 Prøveresultat OSL-lokalitetar i feltområdet  
Tabell 4.2 Oversikt over innsende prøvar til  $^{14}\text{C}$ -datering  
Tabell 4.3 Resultat eksponeringsdateringar ved Storsølnkletten

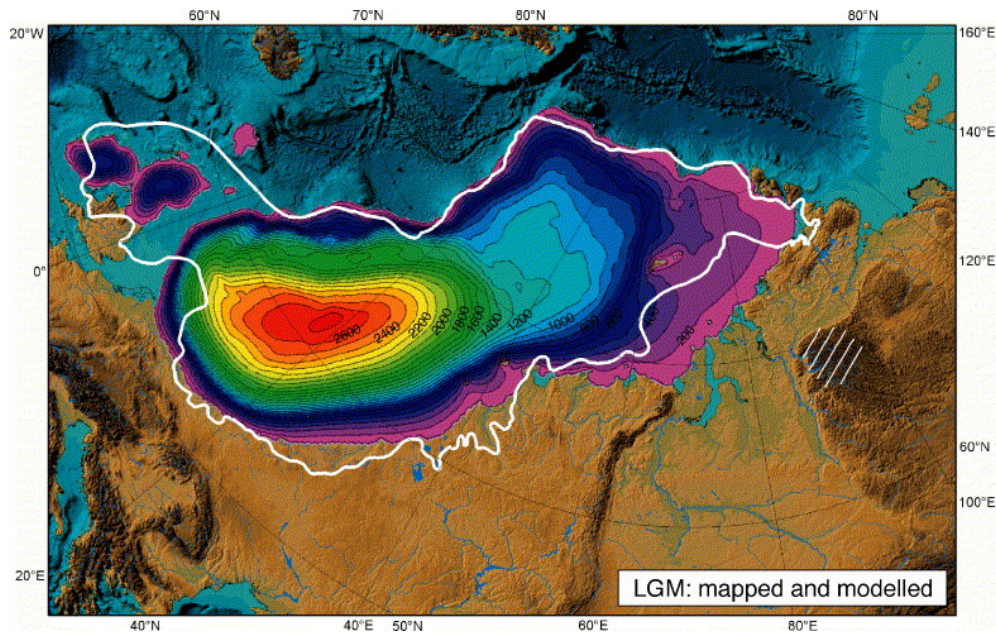
# 1 Introduksjon

Kartlegging av eit feltområde i Sølndalen, Hedmark utgjer grunnlag for danning av eit hendingsforløp over glasiasjon og deglasiasjon i førre istid. Ei lokalisering på indre Austlandet fører til eit fokus på teoriar om både vertikal nedsmelting, overløpass og bredemte sjøar. Vidare i introduksjonen vert den tematiske bakgrunnen framstilt, i tillegg til problemstillingar og ein disposisjon for oppgåva.

## 1.1 Tematisk bakgrunn for prosjektet

Dei siste 2,6 millionar år har vore prega av gradvis kaldare klima og sykliske klimasvingningar (Vorren & Mangerud, 2013, s. 496-499). Ei rekkje store istider i perioden vart styrt av endringar i helninga til jordaksen, forma til jordbanen og presesjon. Den siste istida er weichsel, som varte omtrent frå 117 000 til 10 000 år sidan (Mangerud, 2004). Den horisontale utbreiinga til det skandinaviske dekket har i større grad variert igjennom weichsel, der ei vanleg oppfatning er at den største utbreiinga var under siste istids maksimum (LGM), for omtrent 20 000-18 000 år sidan (Svendsen et al., 2004).

Teoriar om den vertikale utbreiinga til det skandinaviske isdekket i weichsel kan delast inn i to hovudkategoriar. *Maksimumsmodellen* viser til eit tjukkare isdekke med eitt sentralt issenter (Vorren, 1977; Boulton et al., 1985; Siegert et al., 1999; Arnold & Sharp, 2002) Figur 1.1 viser korleis isostatisk landheving kan leggjast til grunn for rekonstruksjon av eit tjukkare isdekke under LGM. *Minimumsmodellen* fastslår derimot at dekket må ha vore av tynnare karakter, med fleire issentra og innslag av nunatakkar (Nesje et al., 1988; Dahl et al., 1997; Paus et al., 2005; Linge et al., 2006).



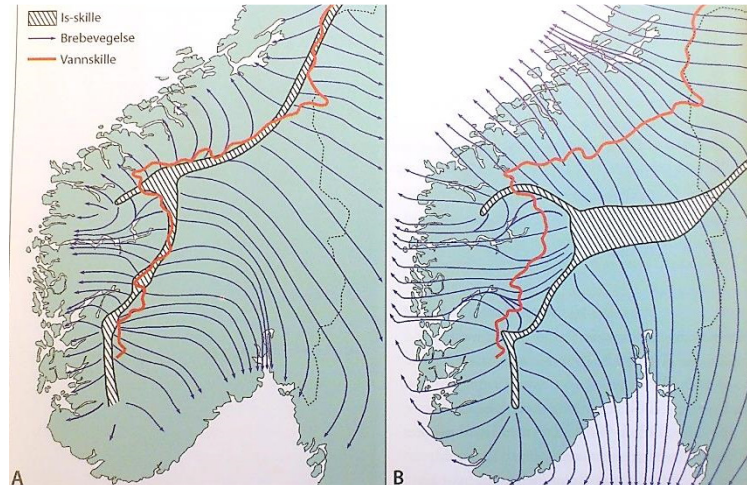
Figur 1.1 Kvit linje viser den maksimale isutbreiinga i weichsel (Svendsen et al., 2004), her i kombinasjon med rekonstruert vertikal isutbreiing på bakgrunn av isostatisk landheving (Siegert et al., 1999).

Eit kaldbasert isdekke er i utgangspunktet fastfrosent til underlaget utan basal gliding, men eit slikt dekke kan også ha låg-erosive eigenskapar (Nesje, 1995; Benn & Evans, 2010). Sollid & Sørbel (1994) nemner at ei rekkje landformer i Sør-Noreg truleg er eldre enn LGM. Kleman (1994), Kleman & Borgström (1994) og Kleman & Hättestrand (1999) undersøker i kva grad glasiiale landformer kan bevarast under eit isdekke, og kor viktig eigenskapane til isen er. Ein kontinuerleg kald is er nødvendig, for å kunna bevare landformene. Ved eit kaldbasert temperaturregime vil ikkje smeltevatnet kunna drenera igjennom isen, noko som fører til at vatnet renn langs overflata og deretter vidare ut til brekanten (Atkins & Dickinson, 2007). Spylereenner eller laterale smeltevasskanalar blir danna mellom dalsida og isen, og gir indikasjonar på helningsretninga til isoverflata (Gjessing, 1965).

Figur 1.2 framstiller korleis isskiljet og hovudvasskiljet truleg har skilt lag i løpet av glasiasonperioden (Vorren & Mangerud, 2013, s. 526). Under siste istids maks (LGM) har isskiljet forflytta seg i søraustleg retning. Eit passpunkt fungerer som eit sadelpunkt mellom to dalføre (Follestad & Thoresen, 1999). Isskiljet styrte både sublasial og supraglasial smeltevassdrenering, og var lokalisert sør og søraust for hovudvasskiljet (Gjessing, 1965). Ved hovudvasskiljet gjekk større delar av dreneringa supraglasialt, der eskerryggar har mindre mektigheit og opptre sjeldnare (Sollid & Kristiansen 1983, s. 26). Ved isskiljet vitnar større eskersystem om eit utbredt subglasialt dreneringsmønster. Slike observasjonar kan gi

indikasjoner på eit kaldare temperaturregime i bremassen ved isskiljet. Mellom kulminasjonssona i sør og vasskiljet i nord hadde isoverflata ein nordleg fallkomponent, i motsetning til dei underliggjande terrengformene (Gjessing, 1965; Sollid & Kristiansen, 1983). Område med tjukkast isdekke vil alltid ha det største trykket ved bresålen. Smeltevatnet drenerte difor i oppoverbakke over passpunkta, og ei gradvis nedsmelting av isdekket førte til endring av dreneringsmønster og aktivisering av lågareliggjande passpunkt (Gjessing, 1978, s. 107).

Regionen var prega av danning av bredemte sjøar mellom passpunkta og isskiljet (Longva & Thoresen, 1991; Berthling & Sollid, 1999). Strandlinjer vert danna i høgdenivå tilsvarande høgda til den bredemte sjøen, og utbreiinga av strandlinjer kan gi nyttig informasjon om utbreiinga til dei bredemte sjøane under førre istid. Stabiliteten til ei oppdemming ein kaldbasert bre som er fastfrosen til underlaget. Dersom vatnet likevel trengjer igjennom, kan katastrofale flaumar oppstå, jökulhlaup. Ei slik katastrofetapping førekom under danning av canyonen Jutulhogget ved Østerdalen. Terrassenivåa frå den bredemte sjøen Nedre Glåmsjø, kan observerast i nedre del av Søndalen, like ved kartlagt feltområde i denne oppgåva.



*Figur 1.2 Under ein tidleg oppbyggingsfase (A) av den skandinaviske innlandsisen var isskiljet og hovudvasskiljet truleg samanfallande (Vorren & Mangerud, 2013, s. 526). Under siste istids maksimum hadde isskiljet forflytta seg i søraustleg retning, bort frå hovudvasskiljet (B).*

## 1.2 Problemstillingar

### *Hovudproblemstilling*

- Kva kjenneteiknar isutbreiinga i øvre del av Sølndalen i fjellområdet Alvdal vestfjell under siste istids maksimum (LGM)?

### *Delmål*

- Å utarbeida eit detaljert kvartærgeologisk kart over øvre delar av Sølndalen.
- Å definera ein relativ (eventuelt absolutt) alderskronologi av lausmassar og overflateformer i feltområdet.
- Å samla tolking av sentrale landformer og dateringsresultat i ei faseinndeling, med fokus på isutbreiing og tilhøyrande smeltevassdrenering i weichsel.

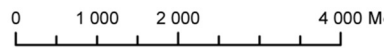
Desse problemstillingane opptre som grunnlag for studiet i øvre Sølndalen, og er til god hjelp både under arbeid i felt og under sjølve skrivinga av oppgåva. Utgangspunktet for studiet er kvartærgeologisk feltkartlegging, som skal danne hovudgrunnlaget for eit kvartærgeologisk kart og danning av ei glasiasjons- og deglasiasjonshistorie for feltområdet.

Hovudstrukturen i oppgåva gir først ei skildring av feltområdet, mellom anna med fokus på både klima, bergrunn og topografi. Ei utfyllande framstilling av metode vil gi eit innblikk i den praktiske gjennomføringa av masterprosjektet. Det neste kapitlet gir innsikt i objektive feltobservasjonar, med tilhøyrande subjektiv tolking. Her vil også dateringsresultat verta presentert. Ei inndeling i 15 lokalitetar skaper eit oversiktleg bilete over sentrale landformer i feltområdet. Etter presentasjonen av datamateriale vil diskusjonsdelen skapa ei vidare forståing for kva som karakteriserer glasiasjons- og deglasiasjonshistoria i regionen. Hovudtrekk vil til slutt verta samla i konklusjonen, som vil fungera som ei avrunding av hovudteksten. Litteraturliste og appendiks følgjer deretter.



## 2 Skildring av feltområdet i øvre Sølndalen

### 2.1 Skildring av topografi og geografisk beliggenhet



#### Teiknforklaring

- Kommunegrense
- Vei og tursti
- Høgdekote
- Elv
- Innsjø
- Myr
- Skog
- Busetnad
- 956 Høgdepunkt



Figur 2.1 Oversiktskart over feltområdet i Øvre Sølndalen. Viser mellom anna topografi, stadnamn og vegetasjonsdekke. Kartet nederst til høgre viser kor Sølndalen er lokalisert i Noreg. Ekvidistanse: 20 m.

Eit feltområde i øvre del av Sølndalen på omtrent 63 km<sup>2</sup> har blitt kartlagt over tre arbeidsperiodar frå 2013-2014. Sølndalen er eit høgareliggjande dalføre lokalisert i fjellområdet og det populære turterrenget Alvdal Vestfjell i Alvdal kommune, Hedmark fylke (figur 2.2). Dalen ligg midt mellom dei to store dalføra Gudbrandsdalen og Østerdalen, med Atndalen og fjellområdet Rondane i vest, kjent for sitt alpine landskap. Sølndalen vert rekna som ein sidedal til Østerdalen i aust, kjent for Nedre Glåmsjø og ei katastrofetapping ved danninga av det store gjelet, Jutulhogget, i aust.



- |          |                      |                   |
|----------|----------------------|-------------------|
| Busetnad | Veg                  | Elv               |
| Skog     | Vegnummer, europaveg | Gruve             |
| Myr      | Vegnummer, stamveg   | Høgdekote         |
| Bre      | Kommunegrense        | Verneområde       |
| Innsjø   | Fylkesgrense         | Jernbane          |
|          |                      | Utvalde passpunkt |

Figur 2.2 *Noko modifisert oversiktskart med aktuelle stadnamn, opprinneleg henta frå Statens kartverk (2015). Utvalde passpunkt er teikna inn på kartet, og vert skildra i oppgåva. Passpunktet lengst nord er Moskardet (877 m o.h.) (Dahl, pers. komm., 2015). Dei tre passpunkta lengre sør inngår alle i feltområdet i Sølndalen.*

Landskapet kan kjenneteiknast av avrunda fjellparti, ein vid flat dalbotn og høgareliggjande strøk karakterisert av markante fjellformasjonar med bratte sider. Relativt relieff i feltområdet er på omtrent 1017 m, der høgdeforskjellen byr på merkbare variasjonar innan mellom anna klima, topografi og vegetasjon. Det høgaste fjellet i området er Storsølnekletten, 1827 m o.h.



Fjellet dominerer sterkt i regionen, der omkringliggende område er vesentleg lågare. Ved sida av ligg Veslsølnkletten som er 1454 m o.h. Dalføret er i tillegg omkransa av høgare fjellparti i både vest og nord, der toppar som Kyrkjekletten (1545 m o.h.) i vest, Mjovassdalskletten (1348 m o.h.) i nordvest og Langfjellet (1284 m o.h.) i nord står fram som dei høgaste. Sølndalen ligg i ei bogeform mot nordaust, og vert omkransa av dei høgare fjella i søraust. Eit noko mindre dalføre, Mjovassdalen, spring ut frå Sølndalen i nordvestleg retning mot tettstaden Follidal. Dalføret Haustdalen har orientering aust-vest, og ligg like nord for Sølndalen.

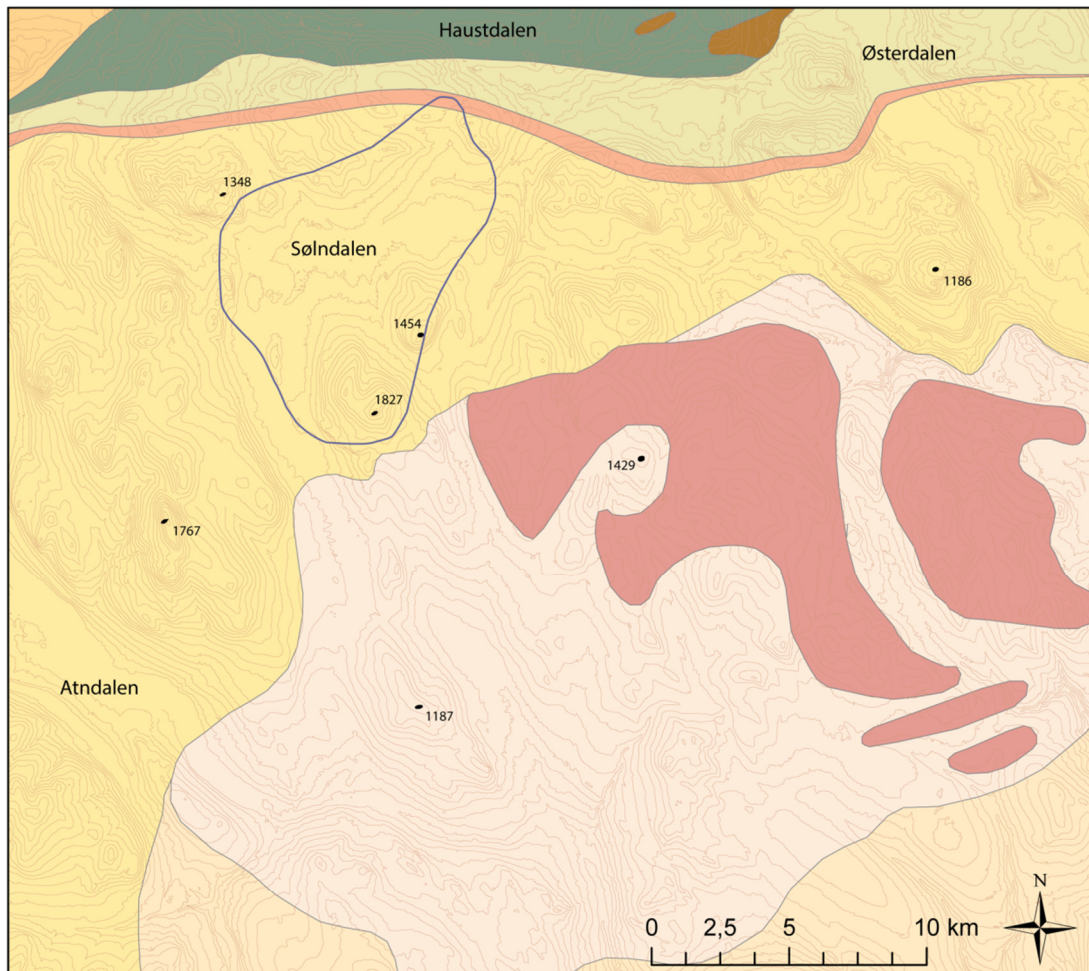
Hovudfokus i oppgåva er problemstillingar knytt til landformer i sjølve dalføret, og feltområdet inkluderer difor få nærliggjande fjellparti. Både Storsølnkletten og Veslsølnkletten er derimot inkludert grunna tematisk relevans. Øvre Sølndalen har ei hovuddrenering frå sørvest mot nordaust. Elva Sølna renn tvers igjennom feltområdet, og nedslagsfeltet til elva omfattar store delar av dalføret. Sølna har utløp i Folla, like ved Alvdal sentrum. Vegetasjonsdekket varierer i større grad i tilknytning til høgdeforskjellar, med ei generell tregrense på omtrent 900-1000 m o.h. (NVE, 2015). Det opne og oversiktlege landskapet med mange turstiar og varierende terreng, fører til at området passar godt til kartlegging og naturgeografiske studiar. Dalføret kan karakteriserast ved mektige landformer. Myr og torv pregar større delar av dalbotnen. Eitt hovudtrekk ved sørlege delar av området er større sjøar, der dei to største er Breisjøen og Veslsølnsjøen. Framleis aktiv seterdrift ved Follandsvangen fører til at terrasseflatene vert nytta som beiteområde (figur 2.3). Vardmoan naturreservat er lokalisert like nordaust for feltområdet, langs sørsida av Sølna (Forskrift om naturreservat, Alvdal 1989). Formålet er å ta vare på særskild flotte kvartærgeologiske formelement, i hovudsak store terrasseformer over fleire høgdenivå.



*Figur 2.3 Aktiv seterdrift ved Follandsvangen. Storsølnkletten i bakgrunnen.*

## 2.2 Berggrunn

### Berggrunnsgeologi



#### Teiknforklaring

##### Øvre dekkeserie

- Fyllitt
- Kwartshaldig glimmerskifer
- Grønnskifer
- Augegneis
- Grønnstein

##### Midtre dekkeserie

- Metaarkose, kvartsitt og helleskifer
- Kvartsitt

##### Grunnfjellsunderlag

- Gabbro
- Granitt
- Høgdekote
- <sup>956</sup> Høgdepunkt
- Feltområde

Figur 2.4 Kart over berggrunnsgeologien i feltområdet og omegn. Noko modifisert datamateriale frå Ramsay & Siedlecka (2001) og NGU (2015). Ekvidistanse: 40 m.

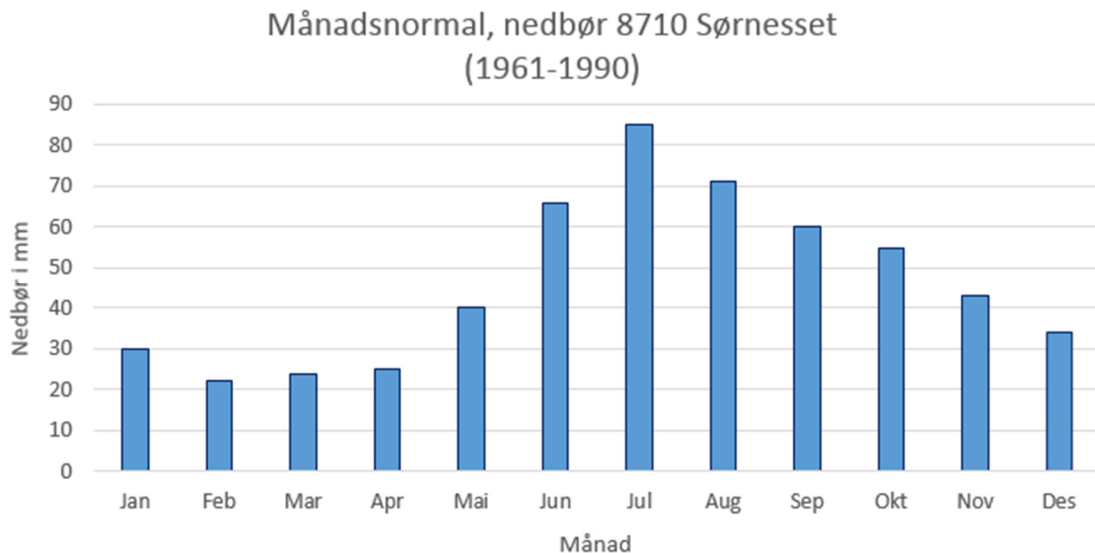
Berggrunnsgeologien i regionen vert presentert i figur 2.4, og kan delast inn i to dekkeseriar, i tillegg til det underliggjande grunnfjellet. Skildringa av berggrunnen er i hovudsak basert på berggrunnskartet ALVDAL 1619 III i målestokk 1: 50 000, konstruert av Ramsay & Siedlecka (2001), og den nasjonale berggrunnsdatabasen til NGU (2015). Ein øvre dekkeserie kan observerast nord for feltområdet, som ein del av Trondheimsdekkekomplekset. Den midtre dekkeserien er lokalisert mellom anna i eit aust-vest-gåande belte rundt feltområdet. I tillegg kjem grunnfjellet til syne i eit vindaug sør-søraust for feltområdet, også kalla Atnsjøvindauget. Slike tektoniske vindaug er organiserte i to parallelle soner frå Bergensområdet til Troms (Fossen et al., 2013, s. 210). Skyvedekka er her tærte bort, noko som fører til ei blottlegging av grunnfjellet. Grunnfjellsvindauget består av den basiske gangbergarten gabbro og granitt, der gabbroen er samla i eit område aust og søraust for Storsølnekletten (NGU, 2015).

Skyvedekka i midtre dekkeserie er del av eit større sparagmitt-område (metasandstein) på indre Austlandet (Nystuen, 2013, s. 136-139). Dei sedimentære bergartane vart danna i tidsrommet frå neoproterozoikum til tidleg kambrium. Slike lagrekkjer kan følgjast frå Sør-Noreg til Finnmark, langs austleg del av den kaledonske fjellkjeda. I Rondane i vest kan sandsteinsdekket ha ein tjukkeleik på fleire tusen meter, og dekket har fått namnet Kvitvoladekkekomplekset. Skyvedekka som vist i figur 2.4 omkransar grunnfjellsvindauget sør for feltområdet. Den mellom- til grovkornige metasandsteinen som dominerer i området er kvartshaldig og varierer mellom lys grå til grønnleg farge (Ramsay & Siedlecka, 2001). Sørlege område er prega av kvartsitt, også kalla Atnakvartsitten.

Trondheimsdekkekomplekset er grønne overskjøvne bergartar lokalisert nord for Sølndalen, og har ei utbreiing over eit større område vidare nordover i Trøndelag (Fossen, 2013, s. 226-227). Ein slik øvre dekkeserie er samansett av ei rekkje ulike bergartar. Mørk grå til svart fyllitt pregar eit større område i nord, med spor av grå sandstein (Ramsay & Siedlecka, 2001; NGU, 2015). Innimellom dekket kan ein stadvis finna grønnstein med putelavastrukturar. Eit belte av kvartshaldig glimmerskifer pregar regionen i sør, og dekket kan følgjast vidare nordaustover i omkringliggjande område til Tronfjellet. Grafittisk skifer varierer mellom mørk grå og svart farge, og inneheld lys grå til kvit kvarts. Ei aust-vest-gåande stripe av augegneis kan observerast i nordleg ende av feltområdet. Den granittiske gneisen er raud eller rosa på farge. Nordvestleg del av berggrunnsutsnittet i figur 2.4 viser til eit dekke av grønn skifer.

## 2.3 Klimatilhøve

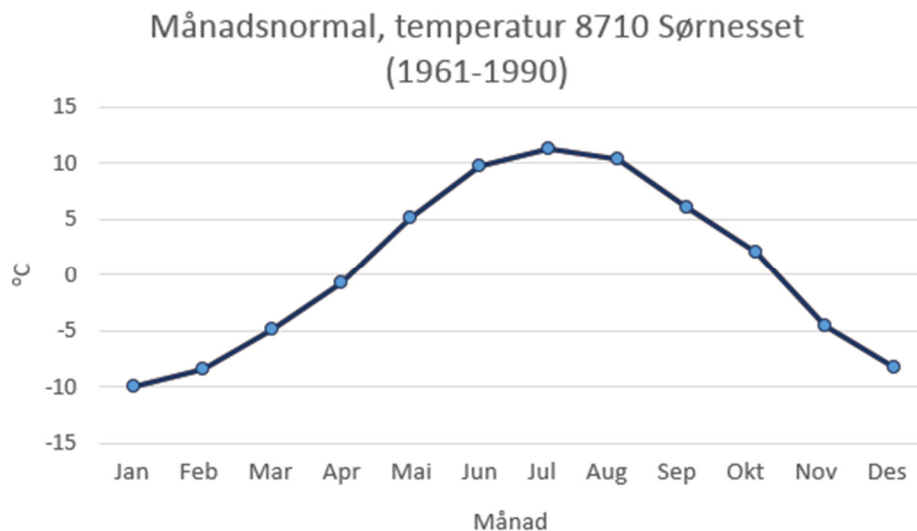
Vêrstationen Sørnesset (stasjonsnummer 8710) ligg på nordleg side av Atnsjøen i Atndalen (Stor-Elvdal kommune), ca 12 km sørvest for feltområdet (Meteorologisk institutt, 2015). Stasjonen har vore operasjonell frå 1.1.1953 til 8.10.1998, og ligg 739 m o.h.



Figur 2.5 Gjennomsnittleg nedbør per månad for vêrstation 8710 Sørnesset (1961-1990) (Meteorologisk institutt, 2015).

Månadsnormalen til nedbør ved Sørnesset i ein måleperiode frå 1961-1990 vert framstilt i figur 2.5 (Meteorologisk institutt, 2015). Den samla årsnedbøren er berre 555 mm, noko som vitnar om tørre vêrforhold. Fordelinga i figuren viser at ein større del av nedbøren kjem i sommarmånadene juni, juli og august. Vinteren er dermed merkbart tørrare enn sommaren. Vêrforholda gir indikasjonar på eit kontinentalt innlandsklima med låg årsnedbør og større variasjonar i temperatur mellom sommar og vinter. Regionen indre Austlandet ligg i le for dei større versystema, blant anna med Jotunheimen i sørvest, noko som fører til svært lite årsnedbør. Kort avstand mellom Sølndalen og vêrstation fører til at verforholda i feltområdet i nabadalen truleg er av tilsvarende karakter. Ein høgdeforskjell på omtrent 200 m mellom Sørnesset og feltområdet (lågareliggjande område) fører til at variasjonar må kunna medreknast, særleg i temperatur. Ifølgje Ahrens (2005, s. 9) viser den adiabatisk lapseraten i kva grad temperaturen vil avta ved aukande høgde,  $-0,65^{\circ}\text{C}$  per 100 m. Figur 2.6 viser middeltemperaturen ved Sørnesset vêrstation. Årleg gjennomsnittstemperatur er  $0,7^{\circ}\text{C}$

(Meteorologisk institutt, 2015). I Rondane og tilgrensande område viser det årlege hovudmønsteret ei sørvestleg vindretning (Johannessen, 1960).



Figur 2.6 *Middeltemperatur ved vêrstasjon 8710 Sørneset (1961-1990) (Meteorologisk institutt, 2015).*

## 2.4 Tidlegare arbeid i regionen

Tidlege og nyare tankar om vertikal nedsmelting, bredemte sjøar, passpunkt og vertikal utbreiing av innlandsisen vert presentert med ei kortare skildring over sentrale funn og teoriar. Fjellpartiet vest for Sølndalen, Rondane, har sidan 1800-talet fungert som utgangspunkt for ei rekkje kvartærgeologiske undersøkingar. På denne tida var det vanleg å anta at innlandsisen trekte seg tilbake frå kysten og deretter mot Rondane i isavsmeltingsperioden.

Hansen (1886) undersøkte strandlinjer i høgareliggjande strøk i områda sør for hovudvasskiljet. Korrelerande høgder vart studerte i samband med dei mange terrasseformene i området. Bredemte sjøar mellom hovudvasskiljet og innlandsisen i sør vart rekna som ei sannsynleg forklaring på opphavet til slike landformer. Rekstad (1900) hevda at moreneavsetningar i Folldalen vitnar om ei isrørsle frå sør mot nord. Holmsen (1915) kartla strandlinjer og overløpass i tilknytning til bredemte sjøar i områda Folldalen og Østerdalen. Ei gradvis nedsmelting av innlandsisen vart tolka til å ha tilknytning til det varierende høgdenivået til strandlinjene. Ei vertikal nedsmelting av innlandsisen vart rekna som

sannsynleg. Holmsen argumenterte for at Rondane kan ha vore eit glasiasjonssenter under istida. Eit mogleg isskilje må då ha vore lokalisert sør for hovudvasskiljet.

Mannerfelt (1940; 1945) var einig i teoriar om vertikal nedsmelting, og viste til eigne studiar frå fjellparti i både Noreg og Sverige. Isen dekte fjellpartiet Rondane på det tjukkaste, men vart truleg isfritt ved eit tidlegare stadium enn lågareliggjande område. Tilbaketrekkinga av isen var altså mindre enn vertikal nedsmelting i regionen, og stor utbreiing av laterale spylerenner vart nytta for å underbyggja ein slik påstand. Mannerfelt var ueinig i tidlegare etablerte teoriar om at store isstraumar har gått ut frå Rondane, og at eit glasiasjonssenter har truleg vore lokalisert lenger sør. Han påpeika at isen truleg var passiv under deglasiasjonen. Isen var av tjukkast karakter i dalbotnen, og vart difor liggjande lengst her. Danning av botnbreiar må ha førekomme i seinglasial tid.

På 60-talet skreiv Gjessing (1960) ei avhandling om eit subglasialt dreneringsmønster og helninga til isoverflata i nordlege delar av Gudbrandsdalen, Atndalen og Østerdalen. Her vart det argumentert for at nord og vestlege område kan ha vorte isfrie før områda i sør og aust. Hoppe (1960) var derimot kritisk til dei framlagde teoriane om eit subglasialt dreneringsmønster. Tollan (1963) presenterte ei kartlegging av nordre Gudbrandsdalen, med hovudfokus på lateral og subglasialt dreneringsmønster. Sollid (1964) framla teoriar om mogleg variasjon i retning av isrørslø under førre istid. Gjennom studiar av deglasiasjonsforløpet ved hovudvasskiljet viste gradvis lågare passpunkthøgder i ei austleg retning, at dreneringsmønsteret hadde ei dreining frå nordvest mot nordaust.

Ei rekkje studiar av Bergersen & Garnes (1972; 1980; 1983; Garnes & Bergersen, 1977; 1980) hadde som formål å finna stadialar og interstadialar i weichsel, og studiane støttar opp om teoriar om vertikal nedsmelting. I nordre delar av Gudbrandsdalen vart morenestratigrafi undersøkt nærare, og resultatane viste avsetning i fire ulike glasiasjonar. Studiane gav indikasjonar på to større deglasiasjonar i regionen før LGM, Gudbrandsdalen og Sorperoa interstadial. Materialdekket med submorene sediment gav indikasjonar på låg-erosive forhold, der landformer truleg er eldre enn weichsel.

Sollid & Sørbel (1994) støtta maksimumsteorien om eit tjukkare regionalt isdekke under LGM. Ei vertikal utbreiing av landformer gav indikasjonar på eit kald-basert isdekke under deglasiasjonen. Vidare vart det hevda at høgareliggjande område fekk eit kaldare termalt



regime ved eit tidleg stadium av weichsel, som deretter spreidde seg til omkringliggjande område. Isen vart rekna som kald-basert gjennom heile deglasiasjonen.

Dahl et al. (1997) viste til tre tidlegare botnbreiar på indre Austlandet: Storsølnkletten, Håmålfjell sør for Røros og Bjørnholet i Rondane. Kalkulering av likevektslinjer viser at lokalglasiasjonane har eksistert under deglasiasjonen etter LGM. Her vart det vidare føreslått at isdekket under sein-weichsel har hatt ei betydeleg lågare vertikal utbreiing (maksimalt 1100 m o.h.), enn det som tidlegare har vorte hevda (Sollid & Reite, 1983; Sollid & Sørbel, 1994).

I ei rekkje masteroppgåver ved Institutt for geografi (UiB) har eit større område i både Rondane og Dovrefjell vorte kartlagt i løpet av dei siste åra. Eit utval av desse oppgåvene er Bøe (2002), Håvik (2003), Kvisvik (2003), Garnes (2006), Klette (2006), Hansen (2007), Bøe (2008), Hauge (2009) og Saua (2010). Oppgåvene støttar teoriar om eit tynnare isdekke i regionen under LGM (Dahl et al., 2004), der større område truleg var isfrie. Fleire har derimot argumentert for eit tjukkare LGM-isdekke i Noreg (Mangerud et al., 2004). OSL-dateringar viser til kaldbaserte forhold, med dateringsresultat eldre enn weichsel (Håvik, 2003; Klette, 2006). Masteroppgåva til Eidsvåg (2013) viser til provenancestudiar av flyttblokker på Storsølnkletten og ved Breisjøkinna. Ved Universitetet i Oslo (UiO) fokuserte fleire houdoppgåver på nærliggjande område. I Larsen (1956) vart isavsmeltinga i området Storsølnkletten, Folldalen og Atndalen nærare undersøkt. Holmer (1955) studerte også spor etter isavsmeltinga i eit feltområde rundt Breisjøen, inkludert Storsølnkletten.



## 3 Metode

Kapitlet gir ei oppsummering av metodane brukt i prosjektet. Dei ulike metodane er *kvartærgeologisk kartlegging, tolking av flyfoto, datering med optisk stimulert luminescens (OSL), radiokarbondatering ( $^{14}\text{C}$ ) og eksponeringsdatering*. Framgangsmåte for metodebruk vert presentert i korte trekk.

### 3.1 Kvartærgeologisk kartlegging og gjennomføring av feltarbeid

Feltarbeid i naturgeografiske arbeid vert nytta til innhenting av kvantitativt datamateriale og utfyllande skildring av eit avgrensa feltområde (Hubbard & Glasser 2005, s. 3-4). Feltarbeidet vart gjennomført over tre periodar på til saman fem veker. To veker i juli/august 2013 vart nytta til tileigning av sentrale geomorfologiske trekk i landskapet. Hovuddelen av kartleggingsarbeidet vart gjennomført over ein trevekers periode i juli 2014. I starten av september 2014 vart prøvar til datering samla inn.

Geomorfologi er læra om landformer, og dei mindre landformene kan best studerast ute i felt (Evans, 1994, s. 97). Føremålet med feltkartlegging i naturgeografien er å skapa ei forståing for sentrale landformer og prosessar i ein utvald region. I tillegg er det ønskjeleg å utarbeida eit kvartærgeologisk kart. Eit slikt kart vil opptre som ei framstilling av lausmassesamansetjinga i det aktuelle feltområdet, og i tillegg er det vanleg å oppgi opplysningar om formelement, isrørsle, smeltevassdrenering og stratigrafi (Bergstrøm et al., 2001). Teikning av skisse til kartet vart gjennomført ute i felt, med digitalisering ved hjelp av ArcGIS i etterkant. Å overføra felldata til digitalisert kartutgåve innber ein reduksjon i målestokk, noko som fører til generalisering og nedskalering av originale felldata (Evans, 1994, s. 103). I ein slik prosess bør tap av nyttig informasjon forhindrast. Den kvartærgeologiske kartlegginga er gjennomført på bakgrunn av ei noko modifisert utgåve av Norges geologiske undersøking (NGU) sin standard for kartlegging og symbolbruk ved konstruksjon av kart (Bergstrøm et al., 2001). Kartet tar i bruk projeksjonen Universal transversal merkator (UTM) (sone 32V) med datumet WGS84.

Under feltkartlegginga vart GPS tatt i bruk både som eit verktøy for navigering, høgdemåling og fotografering. Bruk av GPS-systemet fører til eit mindre avvik frå eksakt posisjonsbestemming, og difor vert UTM-koordinatar nedteikna med ein nøyaktigheit på ca 10 m. Gjennom feltarbeidet vart Garmin Oregon 650 og Garmin eTrex 20 nytta. Registrerte observasjonar vart flytta over i Basecamp, programvare frå Garmin, og ArcGIS, med føremål om å nytta korrekte posisjonar i den vidare digitaliseringa av det kvartærgeologiske kartet. Eit kompass av typen Silva Expedition S vart nytta til måling av helningsvinklar og posisjonsbestemming. Spade, meterstokk og murarskei var sentrale hjelpemiddel i utgraving av snitt i lausmassar.

### **Tolking av flyfoto og kartdata**

Flyfoto over Sølndalen i svart/kvitt og målestokk 1:40 000 vart tekne 6.9.1992 av Norges luftsportforbund (NLF). Her vart biletnummer 24-25 frå flystripe 18-8 og nummer 23-26 frå flystripe 19-1 nytta. Fordelen ved bruk av flyfoto i naturgeografiske oppgåver er at bileta har ein komplimenterande funksjon til feltkartlegginga (Hubbard & Glasser, 2005, s. 274-275). Bruk av fleire perspektiv skapar eit utfyllande bilete av landformene. Flyfoto fungerte som eit nyttig hjelpemiddel både i planleggingsfasen av feltarbeidet og under skriving av oppgåva. Speilstereoskop vart tatt i bruk, for å kunna skapa ei utvida forståing av landskapet. Speilstereoskopet skapar eit tredimensjonalt bilete av terrengformene, ein svært nyttig effekt spesielt i førearbeid med oppgåva. Under etterarbeidet knytt til det kvartærgeologiske kartet vart flyfoto i utvalde tilfelle nytta til nøyaktig posisjonsbestemming av formelement. Her vart speilstereoskop nytta for å skapa eit tredimensjonalt bilete av landformene (Hubbard & Glasser, 2005, s. 277). Sjølv om flyfoto var eit nyttig verktøy for å skapa oversikt i eit større feltområde, vart i tillegg alle relevante landformer nøye studert på nærare hald under dei tre periodane med feltarbeid.

Figurar og kart i oppgåva, inkludert det kvartærgeologiske kartet, vart kartografisk framstilt av forfattaren ved hjelp av både ArcGIS 10.1 frå Esri og teikneprogrammet Adobe Illustrator CC. Datagrunnlaget er henta frå N50-kartserien til Statens kartverk. Eit større oversiktskart over regionen i figur 2.2 er derimot ikkje teikna av forfattaren, men henta direkte frå Norgeskart, Statens kartverk. Kartet er noko modifisert i Adobe Illustrator i etterkant, mellom anna med innteikning av aktuelle passpunkt og teiknforklaring. Microsoft Excel er tatt i bruk i konstruksjonen av diagram framstilt i kapittel 2.3 om klimatilhøve.

Ei rekkje ulike kart vart nytta, både under feltarbeid og oppgåveskriving. Kartmaterialet er: *Alvdal kommune: Kvartærgeologisk kart – 1:60 000* (Thoresen & Follestad, 1999), *10073 Follidal* frå Norge-serien N50 (Statens kartverk, 2011), det kvartærgeologiske kartet *RONDANE – 1718 I* (Follestad, 2005) og berggrunnskartet *ALVDAL 1619 III* (Ramsay & Siedlecka, 2001). Kvartærgeologisk kartlegging vart derimot gjennomført uavhengig av tidlegare arbeid og kartdata frå feltområdet. Eigne feltobservasjonar utgjer heile kartgrunnlaget, bortsett frå høgareliggjande område på Storsølnkletten som vart digitaliserte ved hjelp av flyfoto.

### 3.2 Optisk Stimulert Luminescens (OSL)

Grunnlaget for dateringsmetoden optisk stimulert luminescens er tidsavhengig akkumulasjon av elektron i ein mineralstruktur, ein prosess som føregår etter begravning av sediment (Prescott & Robertson, 1997; Fuchs & Owen, 2008). Ein klar fordel i geomorfologiske studiar er at materiale kan daterast langt bakover i tid. Radioaktiv stråling fører til ionisering av atom, og frie elektron vil deretter verta fanga i krystallgitteret til mineralet. Ved frigjering av slike lagra elektron vil eit luminescens-signal verta sendt ut, der signalet vil kunna fortelja noko om alderen til det daterte materialet. Prosessen vert kalla nullstilling eller bleiking og kan utførast i eit laboratorium. Då vil det innsamla materialet avgi lys proporsjonalt med talet på elektron i krystallgitteret. Alderen til sedimenta vert deretter rekna ut ved å dela den ekvivalente dosen (mengda av elektron) på doseraten (strålingsmengde per år) (Fuchs & Owen, 2008):

$$\text{Alder} = \frac{\text{Ekvivalent dose (ED)}}{\text{Doserate}}$$

Luminescens refererer til lyset som vert sendt ut ved frigjering av elektron (Bøtter-Jensen et al., 2003). OSL-signalet viser kor lang tid som har gått sidan sedimenta vart eksponert for lys, mest sannsynleg under transporten av materialet. Ein klar fordel ved metoden er at sjølve danninga av ei landform kan daterast, der både transportlengde og avsetningsmiljø er faktorar som kan ha innverknad på dateringsresultatet. Signalet kan skildrast som ei «klokke», der lyseksponering fører til nullstilling, og dateringsresultatet indikerer varigheita frå nullstillinga til sjølve prøvetakinga (og analyse på laboratorium).

Fleire har vurdert i kva grad OSL-datering er ein passende metode for datering av glasifluviale landformer og kva som skal til for at sedimenta vert nullstilt (Murray & Roberts, 1997; Thomas et al., 2006). Dateringsmaterialet bør alltid vurderast i samband med avsetningsmiljøet, der ei manglande nullstilling i stor grad vil påverka dateringsresultatet. Undersøkingar av variasjonar i kornstørrelse viser at store korn har eit tidsmessig lengre behov for lyseksponeering enn små korn (Prescott & Robertson, 1997). Transport i vatn kan føra til ufullstendig bleiking, og dermed eit ukorrekt dateringsresultat som viser for tidlege aldrar (Wallinga et al., 2001; Fuchs & Owen, 2008). Lyset treng ikkje nødvendigvis alltid å nå fram til det daterte sedimentkornet. Smeltevassløp frå breen kan i større grad vera grumsete, noko som kan avgrensa strålene sin moglegheit til å nå lenger ned enn vassoverflata. Også ved glasiale og periglasiale avsetningar vil ufullstendig bleiking føra til at materialet er ueigna (Prescott & Robertson, 1997; Fuchs & Owen, 2008). Brerørsle og transport av sediment er faktorar som har innverknad på eksponeringsgrad for lys. Variasjonar i tid på døgnet kan òg ha resultatsmessig innverknad, der smeltevassløp i større grad er aktive i ei tid med avgrensa lyseksponeering. I Sølndalen vil slike argument mest sannsynleg spela ei lita rolle, då ablasjonssesongen er prega av mykje lys. Eit vidstrakt landskap med lågare relieff gir indikasjonar på høg grad av lyseksponeering, noko som fører til at området kan reknast som ein god OSL-lokalitet. Minerala kvarts og feltspat vert nytta i dateringsmetoden (Bøtter-Jensen et al., 2003). Bergartane i feltområdet i Sølndalen er særleg kvartshaldige, noko som gir gode føresetnader for eit godt dateringsresultat.

Fleire dateringsresultat føreligg før oppstarten av masterprosjektet, frå prøver uthenta frå to terrasselokalitetar i Sølndalen. Prøve OSL-1 er tatt av Svein Olaf Dahl og Henriette Linge i 2011 ved det høgare terrassenivået langs Sølnsjøbekken (978 m o.h.). OSL-2 er tatt av Dahl i 2004 ved Follandsvangen (888 m o.h.) Nye dateringsprøvar ved to lokalitetar vart samla inn i september 2014. Lokalitetane vart valde ut på bakgrunn av geomorfologiske eigenskapar og tolking av avsetningsmiljø. Finmateriale vart henta ut ved utgraving av større snitt i to terrasseflater i feltområdet. Innsendt materiale bør både ha god sorteringsgrad, i tillegg til å innehalda sediment av finare kornstørrelsar. Snitta måtte difor gravast djupare enn det grove topplaget i terrassane. Deretter vart ein hammar nytta til å hamra lystette plastrør inn i sedimenta. Etter oppfylling av materiale vart røyra lukka med ugjennomsiktig (lystett) teip i begge endar. To røyr/prøvar ved kvar enkelt lokalitet fungerer som sikring dersom eit uhell skulle oppstå. Ei langsgåande sprekke i det eine røyret kan ha ført til lysglimt i ytre av lag av

den eine prøva. Mest sannsynleg vil ikkje resultatene vera påverka av ei slik hending, sidan store delar av prøven ikkje vart eksponert for lys.

Sedimentprøvane vart i september 2014 sende til Nordic Laboratory for Luminescence Dating (NLL) i Risø, Danmark. Resultatane føreligg ikkje ved innlevering av masteroppgåva i mai 2015. Dateringsresultat og informasjon om prøvemateriale vert presentert i kapittel 4.4 i samband med framleggjinga av det samla dateringsmaterialet frå feltområdet (tabell 4.1).

### 3.3 Radiokarbondatering ( $^{14}\text{C}$ -datering)

Radiokarbondatering har i mange år fungert som den einaste metoden for datering av organisk materiale, som er yngre enn 50 000 år (Hubbard & Glasser, 2005, s. 341-342; Vorren & Mangerud, 2013, s. 518). Den radioaktive isotopen  $^{14}\text{C}$  vert produsert av kosmisk stråling i atmosfæren i ein reaksjon med nitrogen. Isotopen blir deretter tatt opp i alle levande organismar, og når organismen dør vil ei kjent halveringstid av isotopen seinare kunna gi informasjon om alder. Variasjonar i atmosfærisk innhald av  $^{14}\text{C}$  bakover i tid fører til at kalibreringskurver må nyttast, for å kunna kalibrera  $^{14}\text{C}$ -år til kalenderår (Gullerson et al., 2005). Eldre dateringsresultat, til dømes frå slutten av siste istid, har størst usikkerheit. Datering av organisk plantemateriale vil i ein kjerneprøve kunna gi nyttig informasjon om hendingsforløpet i eit feltområde. Torvproduksjon vert styrt av fleire sentrale faktorar, til dømes klima, lokalt relieff og materialsamansetjing i det øvre sedimentdekket (Mercer, 1970). Dei lokale forholda bør dermed vurderast nøye i val av dateringslokalitet. Fordelen ved AMS-datering (akselerator massespektrometri), som vart nytta i dette studiet, er at svært små makrofossil kan daterast (Hubbard & Glasser, 2005, s. 343-344). I tillegg er presisjonen større enn ved den konvensjonelle dateringsmetoden. Ei ulempe er derimot at forureining i større grad kan påverka resultatet ved bruk av små prøvar.

To kjernar (RUS-1 og RUS-2) frå ei torvdekt dødisgrop vart uthenta under den tredje perioden av feltarbeidet, i september 2014. Føremålet var å kunna datere den første organiske produksjonen i myra, informasjon som vidare ville kunna brukast til å seia noko om sedimenttilførsel og ei mogleg utbreiing av isbreen. Uthenting av plantemakrofossil frå prøvane vart brukt som utgangspunkt for  $^{14}\text{C}$ -dateringar. RUS-2 var kjernen med den lengste

sekvensen av minerogent materiale, og difor vart han plukka ut både til innsending av prøvar og vidare skildring i oppgåva. Logging av kjerneprøven (litostratigrafi) er ei visuell skildring av sedimentlaga med mellom anna kornfraksjonar og farge, som vidare vert nytta til å setja opp ein relativ kronologi av hendingar knytt til lokaliteten.

Russarbor vart nytta til prøvetakinga. Oppdeling av prøvemateriale i mindre delar på 1-8 cm i breidde vart utført i felt. Etter sikting (63-500  $\mu\text{m}$ ) av sedimentprøvane på laboratoriet, vart prøvane undersøkte i mikroskop. Plantemakrofossil vart plukka ut frå utvalde delar av dei to kjernane, og i alt 24 av dei største makrofossila vart oppbevarte i små glaskolbar. Prøvane vart vidare tørka over natta på 50° C, før innsending av materiale til datering ved Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen. Blant dei 24 prøvane vart åtte prøvar i to bulkar frå RUS-2 sende til datering. Lågare vekt og svært liten størrelse på utplukka prøvemateriale var grunnen til ei samling av fleire prøvar i bulkar. Dateringsresultat føreligg ikkje ved innlevering av masteroppgåva i mai 2015, men informasjon om prøvane er framstilt i tabell 4.2 i kapittel 4 om feltobserasjonar og dateringar.

### *3.4 Eksponeringsdatering*

Tidlegare utførte eksponeringsdateringar i feltområdet vert diskuterte i oppgåva. Vidare følgjer difor ein presentasjon av metoden. Prøvane vart samla inn i 2011 av Henriette Linge, og resultatata vart presentert i Eidsvåg (2013). Dateringsresultat og informasjon om prøvelokalitet og materiale vert presentert i tabell 4.3 i samband med framstillinga av dateringsmateriale. Eksponeringsdatering er ein metode der målingar av kosmogene nuklidar vert nytta til å estimera alderen til landformer i eit tidsperspektiv mellom  $10^2$  og  $10^7$  år (Gosse & Phillips, 2001). Moglegheiter til å datera både nyare og eldre landformer fører til at metoden kan reknast som passande i naturgeografiske arbeid. Kosmisk stråling frå verdsrommet vil kollidera med nuklidar i atmosfæren, noko som fører til danning av nye nuklidar.  $^{10}\text{Be}$  er ein radioaktiv kosmogen nuklide, der ein kjent produksjonsrate gjer at det er mogleg å bruka akkumulasjonen som eit mål på tid (Linge et al. 2006). Akkumulasjon av kosmogene nuklidar eksponert i fjellet etter at isen smelta bort, vil utgjera grunnlaget for datering.



Faktorar som tid, lufttrykk, høgde over havet, djupne under overflata til landforma og topografisk skjerming vil påverka produksjonen av  $^{10}\text{Be}$  (Gosse & Phillips, 2001; Goehring et al., 2008). Topografien vil kunna påverka konsentrasjonen av nukliden, sidan høgdedrag vil kunna føra til ein reduksjon i kosmisk stråling. Lokale forhold må difor vurderast nøye i samband med prøvetakinga. Dateringslokalitetane i Sølndalen utgjer både moreneryggar i botnen ved Storsølnekletten og flyttblokker på toppen av fjellet. Ei rekkje av dei nemnde faktorane vil her kunna gi eit endra resultat (1-5 %). Topografisk skjerming til dømes i botnen ved Storsølnekletten vil kunna føra til eit dateringsresultat som ikkje er i tråd med dei faktiske forholda. Eit dekke av til dømes is eller snø vil sørge for at landforma i ein avgrensa periode ikkje vert utsett for kosmisk stråling frå verdsrommet (Gosse & Philips, 2001). Erosjon og forvitring kan føra til ein reduksjon i konsentrasjonen av nuklidar. I slike tilfelle vil eit noko underestimert dateringsresultat føreliggja. Det kaldbaserte og låg-erosive isdekket i Sølndalen og tilgrensande område vil føra til at eksponert overflate nødvendigvis ikkje har vorte tilstrekkeleg erodert. Manglande fjerning av tidlegare akkumulerte nuklidar gir overestimerte dateringsresultat.

Ein god prøvelokalitet er ei blokk som verken er begravd av materiale eller på noko tidspunkt kan ha vore i rørsle (Gosse & Philips, 2001; Linge et al., 2006; Goehring et al., 2008). Overflata bør vera av flat karakter og bestå av eit forvittringsresistent materiale, slik at materialet i størst mogleg grad kan unngå påverknad av kjemisk forvitring. Prøvelokaliteten bør også ha vorte utsett for tilstrekkeleg erosive krefter, for å unngå eldre akkumulasjon av nuklidar og ei vidare overestimering av alderen.



## 4 Feltobservasjonar og dateringar

Sentrale geomorfologiske landformer dannar utgangspunkt for ei inndeling av feltområdet. Kapitlet vil vidare gi ein presentasjon av sentrale lokalitetar, med både objektiv skildring og subjektiv tolking av kvar enkel lokalitet. Lokalitetane inngår i ei kategorisering med utgangspunkt i samsvarande geomorfologiske eigenskapar. Kategoriane er *glasiale avsetningar og erosjonsformer, glasifluviale avsetningar og erosjonsformer*. For å avgrensa talet på lokalitetar, vil fleire ulike avsetningsformer og landskapsdannande prosessar verta kommentert under dei to hovudkategoriane. Til saman 15 ulike lokalitetar vert presentert vidare i kapitlet. Avslutningsvis vil ei kort oppsummering av sentrale formelement, lausmassar og dateringsmateriale ha som føremål å skapa eit heilheitleg bilete av det innsamla datamaterialet.

### 4.1 Definisjonsavklaring

Jordartar og geomorfologiske formelement vert her presentert med ei kort forklaring. Symbolbruk i tilknytning til omgrepa vil kunna studerast nærare på det kvartærgeologiske kartet (Appendiks A).

#### **Bart fjell**

Bart fjell skildrar eit samanhengande område med synleg berggrunn. Eit tynnare lausmassedekke kan observerast over det bare fjellet.

#### **Delta**

Eit delta er ei terrasseflate oppbygd av glasifluviale sediment i ein sjø (Sulebak, 2007). Overflata seier noko om erosjonsbasis, og høgda til sjøen under akkumulasjonen av sediment. Deltaet har botn-, skrå- og topplag.

#### **Dødisgrop**

Ei dødisgrop vert danna ved begravning av isklumpar i ein avsmeltingsfase (Benn & Evans, 2010, s. 489-490). Smelting av isklumpen vil føra til at sedimentveggene rundt isen rasar

saman, og slik vert ei grop danna. Gropene blir danna i glasifluvialt materiale, og gir informasjon om avsetningsmiljøet til ei landform.

### **Esker**

Ein esker er ein lengre rygg av sorterte, glasifluviale sediment, som vert danna av subglasiale smeltevassløp (Sollid & Kristiansen 1983, s. 65-66). Sediment vert transportert og avsett i tunnelar under isen. Kaldbaserte forhold er ein føresetnad for danning og bevaring av ein esker. Materialsamansetjinga er varierende, frå fin sand til grove steinar. Kornstørrelsen har samanheng med vassføringa i tunnelen, der mindre korn blir frakta lengst. Der danninga av ein esker blir styrt av trykkkomponentar langs undersida av breen, vil danninga av ein slukås vera styrt av gravitasjonen. Dei to landformene liknar på kvarandre i både form og sedimentoppbygging, men slukåsar vil ofte bli danna på distalsida av passpunktet.

### **Fluvialt materiale**

Materialet er transportert og avsett av ei elv i etterkant av isavsmeltingsperioden. Materialet er godt runda, der dei største kornfraksjonane vert avsett først (Sulebak, 2007).

### **Flyttblokk**

Ei flyttblokk er ei større blokk, som har vorte transportert av breen.

### **Forvittringsdekke**

Eit forvittringsdekke er her danna av mekanisk frostsprenging av berggrunnen. Dekket er ofte svært blokkrikt, og kan observerast i eit noko flatare terreng.

### **Glasifluvialt materiale**

Glasifluviale avsetningar består av sortert og ofte godt runda materiale avsett av ei smeltevasselv frå breen (Sollid & Kristiansen, 1983, s. 37). Finmateriale vert vanlegvis vaske bort av elva. Utbreiinga av glasifluvialt materiale viser dreneringsmønsteret til smeltevatnet, og kan gi nyttig informasjon om deglasiasjonen.

### **Glasifluvialt smeltevassløp**

Eit glasifluvialt smeltevassløp eroderer ut ei nedsenkning i lausmassar.

### **Glasilakustrint materiale**

Glasilakustrint materiale består av godt sorterte sediment av silt og sand (Sollid & Kristiansen, 1983, s. 40-42). Materialet vert avsett i relativt stillestående vatn i bredemte sjøar, og inneheld ofte vekslende sommar- og vinterlag (varv).

### **Haug- og ryggforma overflate**

Ei haug- og ryggforma overflate viser til eit haugforma og ujamnt morenedekke. I mange tilfelle vil eit slikt landskap bestå av ablasjonsmorene.

### **Kame**

Ein kame er ei noko haugforma glasifluvial avsetning vanlegvis avsett i dalsida langs brekanten.

### **Morenemateriale**

Morenemateriale er usortert materiale transportert og avsett av breen (Sollid & Kristiansen, 1983, s. 34-35) Bunnmorene er eit flatare tettpakka dekke som vert avsett ved bresålen, medan endemorene er materiale i ryggform akkumulert ved brefronten. Ablasjonsmorene er avsmeltingsmorene avsett i eit haugforma dekke, som består av materiale som var inne eller oppå breen under nedsmeltinga. Rogenmorene er ryggar avsett på tvers av isrørsla, danna i eit subglasialt miljø (Sollid & Sørbel, 1994). Ryggane opptrer alltid samla, hovudsakleg i kulminasjonssona til innlandsisen.

### **Passpunkt**

Eit passpunkt fører smeltevatn over eit overløp i terrenget, der vatnet har erodert i enten lausmassar eller fast fjell (Sollid & Kristiansen, 1983). Passet er sannsynlegvis aktivt medan isen endå dekkar lokaliteten. Vidare nedsmelting av isen vil føra til eit isfritt overløpspunkt, der ein bredemt sjø blir demt opp mellom ismassen og sjølve passpunktet. Det lokale erosjonsbasis vert bestemt av passpunktet, og sedimentasjon i slike sjøar vil kunna gi nyttig informasjon om utbreiinga til sjøen.

### **Ravine**

Raviner er semipermanente furer i lausmassar, opprinneleg danna når vatnet strøymer meir eller mindre fritt nedover ein skråning (Sulebak, 2007, s. 115).

### **Skredmateriale**

Skredmateriale er blokkrikt, kanta materiale i ei brattare dalside, akkumulert ved skråningsprosessar som til dømes steinsprang, fjellskred eller snøskred. Fallsortering fører til at dei største blokkene trillar lengst (Sulebak, 2007).

### **Solifluksjonslobe**

Solifluksjonslobar er forma som valkar i ei dalside, danna i eit periglasialt miljø (French, 1996, s. 151). Valkane vert danna ved sig av sediment nedover fjellsida, på grunn av vassmetning og fryse- og tineprosessar.

### **Spylerenne**

Spylerenner er laterale smeltevassløp som opptre i større seriar av parallelle løp langs fjellsidene (Sollid & Sørbel, 1994). Dersom begge sider av spylerenne er lausmateriale, er det ei tosidig spylerenne. I eit einssidig løp vil derimot iskanten utgjera den eine sida.

### **Spylefelt**

Erosjon frå smeltevassdrenering dannar eit spylefelt (Sollid & Kristiansen 1983). Erosjonen har ikkje danna tydelege renner, men ført til ei blotting av berggrunnen over eit større felt.

### **Strandlinje (sete) i lausmassar**

Strandlinjer ser ut som horisontale linjer langs dalsida, og vert danna i bredemte sjøar (Sollid & Kristiansen 1983). Sjølve stabiliteten til ein bredemt sjø er knytt til temperaturregimet i breen, der ein kaldbasert bremasse vil vera fastfrosen til underlaget og lite permeabel for smeltevatn. Slike faktorar fører til stabile demningar.

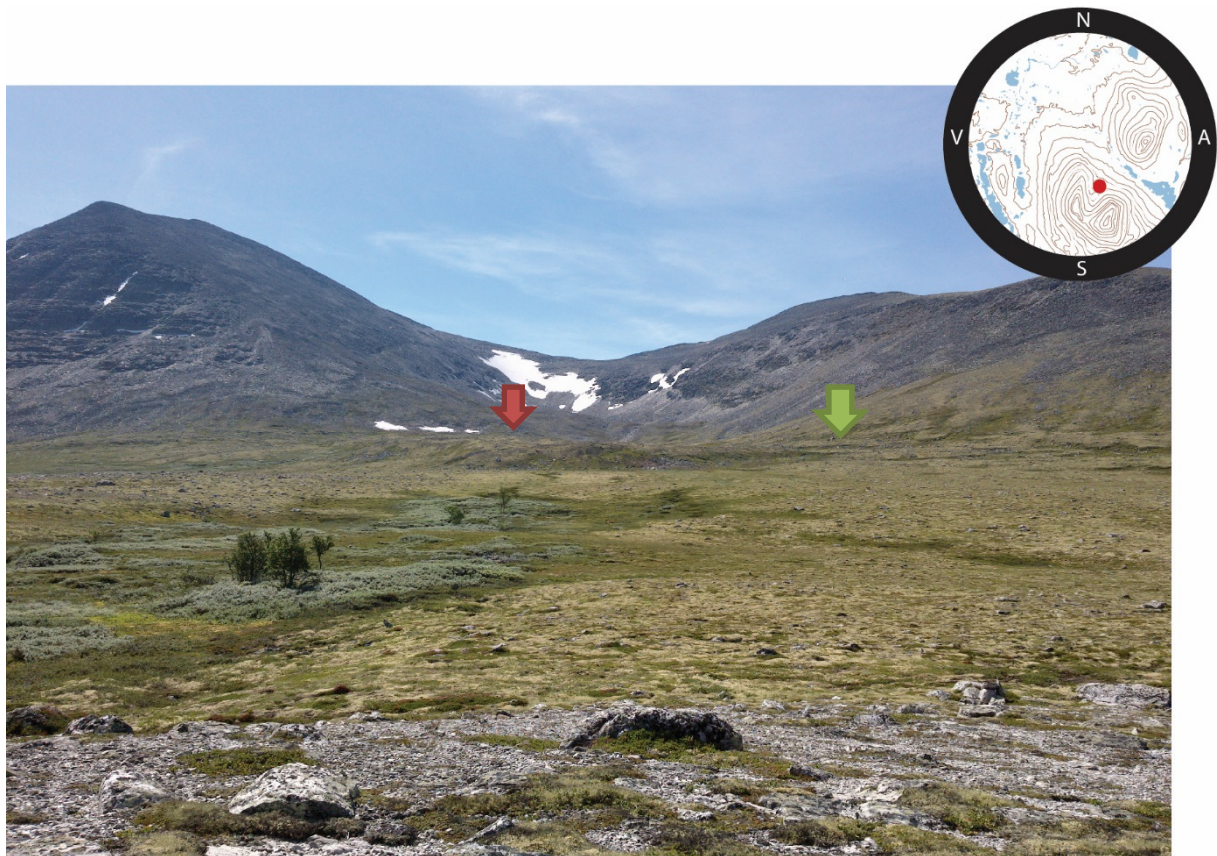
### **Torv og myr**

Eit dekke av torv og myr har mektigheit større enn 30 cm (Sollid & Kristiansen 1983, s. 43).

## 4.2 Glasiale avsetningar og erosjonsformer

### Randmorene på nordaustleg side av Storsølnkletten

UTM: 32V 056755 687457, 1132 m o.h.



*Figur 4.1 Ytterste morenerygg (raud pil) ved botnen på Storsølnkletten. Smeltevassløp frå botnen i nedre venstre biletkant. Aktive skråningsprosessar langs fjellsidene. Spylerenner (grøn pil) med fallretning mot sør er eldre enn sjølve randmoreneryggen.*

Ved botnen på nordaustleg side av Storsølnkletten ligg eit sett med ryggar. Ryggane har ei noko avrunda form, og ligg i 10 ulike nivå oppover i terrenget. Den nedste ryggen er den største, og ryggane blir gradvis mindre markante oppover mot indre delar av botnen. Her er det ingen teikn til overfordjuping. Helninga til den nord- og nordaustlege sida av den nedste ryggen er 29-36°, medan den andre sida er vesentleg slakare med 20-24°. Dei resterande ryggane har eit tilsvarende mønster, der den nord-nordaustlege sida er vesentleg brattare og lengre. Ei større blokk (1.20 cm) er lokalisert langs nedsida av den nedste ryggen.

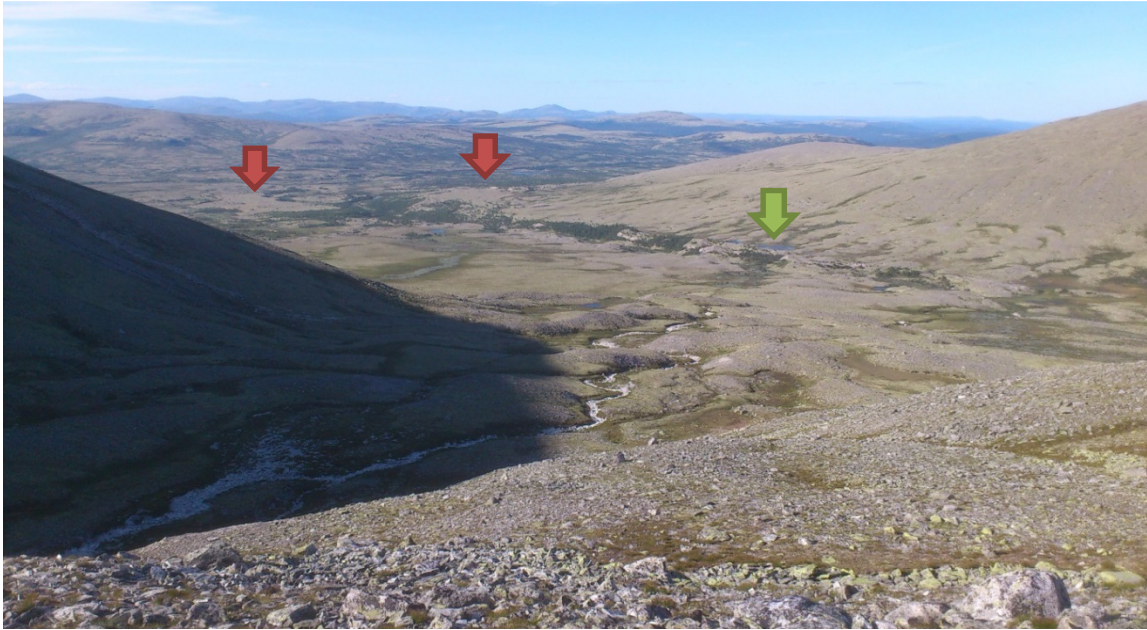
Framtoninga til blokka indikerer at ho ligg over materialet i ryggen.

Bortsett ifrå ryggformene er botnen prega av eit hardare dekke av usortert kantrunda materiale i kornstørrelsar opp til 45 cm. Dekket og ryggformene har ei jamn stigning halve vegen opp til den inste ryggforma. Her vert helninga brattare, og denne ryggen har større akkumulasjon av materiale enn nærliggjande ryggar. Deretter flatar terrenget i mindre grad ut ved dei tre inste rekkjene av ryggar. Ei lita ryggform på 40 m har orientering i motsett retning som dei resterande ryggane i området, mot nordaust. Materialet er runda og kantrunda, med god sorteringsgrad. Fleire mindre nedskjeringar kan observerast, med fallande helning frå indre del av botnen i eit noko forgreina system i nordaustleg retning. Nedskjeringa fører til ei oppdeling av fleire av ryggane, inkludert den nederste to ulike stader. Nedsenkningane kan følgjast vidare nedover til Sølvsjøbekken.

Dei brattare skråningane langs fjellsidene har eit dekke av kanta materiale (figur 4.2). Sorteringa viser at det største materialet ligg nedst ved fjellsida, og kornstørrelsen vert gradvis lågare oppover fjellsida. Materialet ligg også på toppen av fleire av ryggformene ved lokaliteten, i tillegg til det jamnare underlaget av usortert materiale. Nedanfor slike skråningar er stratigrafien stadvis prega av eit svært blokkrikt topplag.

Linjer i terrenget kan observerast i dalsida på begge sider av den nedste ryggforma, omtrent ved høgdene 1120 og 1128 m o.h. (figur 4.1, grøn pil). Slike linjer kan også observerast søraust for den nedste ryggen, men her på eit noko lågare høgdenivå. Fallretninga er mot søraust. Ryggformene ligg i nordvest stratigrafisk på toppen av slike ein-sidede nedskjeringar.





*Figur 4.2* Oversiktsbilde som viser randmorene og smeltevassløp i botnen ved Storsølnkletten. Skredmateriale langs fjellsidene. To markante terrassenivå er avmerka (raude piler), i tillegg til ein lengre slukås langs Sølnsjøbekken (grøn pil).

Nordøstleg fjellside er prega av eit delvis valkeforma dekke omtrent frå 1085-1440 m o.h. (figur 4.3) Tungeforma lausmassar varierer stort i både størrelse og utsjånad.



*Figur 4.3* Solifluksjonslopar ved Storsølnkletten, sett frå aust.

### *Tolking*

Ryggane i botnen ved Store Sølnkletten er randmorene. Helningsvinklar langs sidene, smeltevassløp frå sørvest og erosjonsspor er alle indikasjonar på at ryggane er avsett frå sørvest av ein bre på nordøstleg side av Storsølnkletten. Ein botnbre har mest sannsynleg vore lokalisert her, og har erodert ut større mengder materiale frå den nordøstlege fjellsida. Mellom randmorenane finn ein eit noko jamnare dekke av bunnmorene. Fleire smeltevassløp

har erodert igjennom ryggformene. Dreneringsmønsteret går frå indre delar av botnen og nedover mot Sølmsjøbekken i nordaustleg retning.

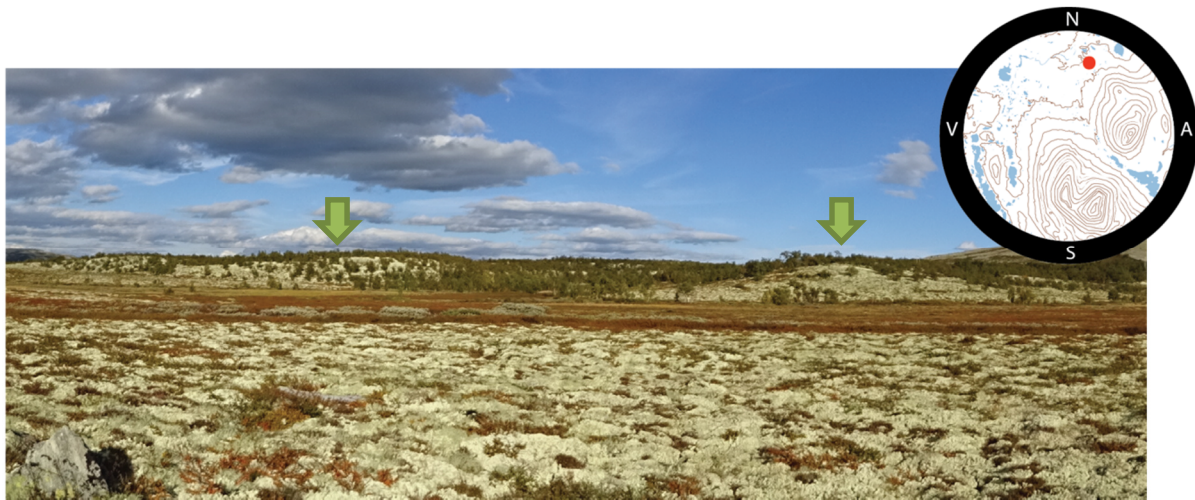
Erosjon i bresålen kjenneteiknar tempererte brear, og eit varmare temperaturregime er sannsynleg for å kunna danne ein større botn (Paterson, 1994). Ein rygg av sortert glasifluvialt materiale har fleire av kjenneteikna til ein esker. Eskerar blir danna i eit subglasialt miljø i ein polytermal bre (Benn & Evans, 2010). Landforma kan dermed gi indikasjonar på eit noko kaldare temperaturregime i botnbreen. Store mengder skredmateriale frå skråningsprosessar er lokalisert langs fjellssidene. Slike prosessar er også aktive i dag, men vil truleg ha vore aktive i same tidsperioden som botnbreen. Etter kvart som breen har erodert ut materiale frå fjellsida, vil sideveggene gradvis ha vorte av brattare karakter. Større mengder skredmateriale kan dermed ha landa på oppsida av breen, noko som til ei viss grad kan ha vore ei medverkande årsak til eit skiftande temperaturregime i breen. I ein temperert bre vil den ytste ryggen vera eldst. Endringar i temperaturregimet kan derimot over ein kortare periode ha ført til kaldbaserte eigenskapar, og danning av ein eskerrygg midt mellom endemorenane.

Spylerenner ved begge sider av den ytterste moreneryggen er eldre enn sjølve ryggen. Morenesedimenta er avsette på toppen av løpa. Ei nedsmelting av isen til eit lågare nivå under danninga av randmorenen er sannsynleg. Den søraustvendte fallretninga til spylerennene gir indikasjonar på drenering langs brekanten frå nordvestleg retning.

Morenematerialet på nordleg side av Storsølnkletten er sterkt prega av periglasiale prosessar. Ei rekkje solifluksjonslopar viser til eit periglasialt miljø.

## Morenebelte

UTM: 32V 057017 688019 til 056713 687803, ca 917-966 m o.h.



Figur 4.4 To av moreneryggane nord for Veslsølnkletten, sett frå nordvest.

To belte av ei rekkje ryggar er lokalisert både vest og nordaust for Store Follandstjønna (figur 4.4). Ryggane i begge belta har ei orientering nordvest-søraust i lengderetninga, der fleire av ryggane er noko fragmentert. Landformene har ei generell lengde på 450-920 m, og ei breidde på 35-60 m. Fleire av ryggane har ein boga fasong, og varierer noko i høgde (7-13 m). Materialsamansetjinga er prega av liten sorteringsgrad, der alle kornstørrelsar er representerte. Dei største blokkene har ein størrelse på omtrent 1.5-1.8 m. Helninga langs ryggssidene varierer i større grad, særleg i tilknytning til størrelsen på ryggen. Helninga er derimot generelt sett svært lik langs begge sider av ryggane, der nordaustleg side er noko brattare (30-34°). Sørvestleg side har ein helningsvinkel som varierer noko, mellom ca 28-33°.

Ryggane skil seg ut i det omkringliggjande terrenget, som i større grad har eit flatare relieff med gjennomgåande innslag av myr mellom ryggformene. Usortert materiale er ordna i eit jamt, delvis hardpakka dekke, der tilsvarande dekke observerast oppover langs fjellsida ved Veslsølnkletten. Materialet er stadvis svært blokkrikt, særleg vest og sørvest for Store Follandstjønna, med innslag av fleire både små og noko større groper (5-36 m). Elles er diverse usortert materiale med lausare samansetning ordna i eit haugforma landskap fleire stader ved lokaliteten.



Fleire nedskjeringar skjer igjennom ryggane langs søraustleg retning, med ei nordvestleg fallretning (figur 4.5). Nedsenkningane svingar i mindre, men observerbar grad mot nord. I tillegg er dei for det meste prega av eit tynnare og i mindre grad fragmentert myrdekke. I ei rekkje av nedsenkningane kan det usorterte underlaget observerast, der mindre kornstørrelsar kan ha vorte fjerna. Dei resterande sedimenta inneheld enten større stein eller mindre blokk, i både runda og kantrunda form.



*Figur 4.5 Morenerygg sørvest for Store Follandstjønn, her observert frå nord. Nederst til høgre ligg starten på eit større parti med utvaska bunnmorene. Her har glasifluviale prosessar erodert i sedimentdekket. Myra midt i biletet indikerer smeltevassløpet frå søraust. Like bak ligg ein av dei større ryggane, dekkja av vegetasjon (grøn pil).*

### *Tolking*

Materialsamansetjinga i desse ryggane viser at dei er moreneryggar, som har vorte danna ved fronten av isbreen. Ryggane er mest sannsynleg endemorenar. Omkringliggjande dekke er prega av eit jamt dekke av bunnmorene, i tillegg til stadvis haugforma ablasjonsmorene. Helningsgrada til sidene av ryggen viser kva for side det er forventat at breen var lokalisert. Med svært variable helningsvinklar på sidene, er det noko uklart om bremassen var lokalisert i nordaust eller sørvest. Funn av smeltevassdrenering mellom ryggane frå søraustleg retning, vitnar om at breen kom frå nordaust. Dreneringa har mest sannsynleg gått langs brekanten, og mellom ryggane i ein nordvestleg retning. Erosjon i bunnmorenen mellom ryggane, med mogleg utvasking av finare materiale og avrunda stein og blokk, viser at vatnet har hatt erosiv

kraft. Fråveret av terrasseflater nedanfor ryggane viser at ein bredemt sjø ikkje har eksistert under drenering og danning av moreneryggane.

Sidan dreneringsmønsteret gir indikasjonar på ei drenering frå søraust, kan ei mogleg tolking vera at ein bremasse i nordaust har avsett endemorenane. Ein kaldbasert låg-erosiv bre kan i oppoverbakke i terrenget dytta materiale framføre seg. Slik kan moreneryggar dannast ved randa til ein polytermal bre. Slike endemorenar kan gi nyttig informasjon om utbreiinga av breen i aust under LGM, og kan vera ei sannsynleg forklaring på danninga av sekvensen av moreneryggar.

I tolkinga av ryggane vert rogenmorene vurdert som eit alternativ, grunna samlinga av mange ryggar og den noko svingete forma. Ei slik tolking vert her rekna som mindre truleg, då teorien om endemorene stemmer betre med både geomorfologiske trekk, glasiasjonshistorie og andre funn ved tilgrensande lokalitetar (til dømes ein iskontaktskråning ved nordaustleg ende av det høgareliggjande terrassenivået ved Sølnsjøbekken).

## Moreneryggar vest/nordvest for Storsølnkletten

UTM: 32V 056488 687393, varierende høgde



*Figur 4.6 Større morenerygg på begge sider av Søndre Klettsjøen, sett mot vest (omtrent 978 m o.h.) I framgrunnen av fotoet har smeltevatn frå søraust erodert eit løp i morenematerialet. Ei raud pil markerer ryggen på andre sida av vatnet.*

Landskapsformene i den sørvestlege delen av feltområdet, ved foten av Storsølnkletten, er prega av eit jamt dekke av usortert materiale i alle kornstørrelsar. I området både på nordsida og sørsida av Søndre Klettsjøen ligg fleire ryggar med usortert materiale. Ryggformene har ei brattare helning på nordleg side (44-54°). Ryggen i figur 4.6 er omtrent 10 m høg. Tilsvarande avsetningar kan observerast vidare nordover heilt fram til området nord for Follandsvangen. Desse ryggformene er derimot mindre i utstrekning. Nordaust for Rundhåen ligg tre store ryggavsetningar. Også her er helninga brattast på nordleg side.

Like ved den austleg side av Søndre Klettsjøen ligg eit større felt med sortert runda og godt runda materiale av større steinar. Dekket er noko haugforma. Feltobservasjonane viser også til fleire nedsenkningar rundt Søndre Klettsjøen med ei fallretning mot nord, og ein rygg av sortert, runda materiale ligg nordaust for sjøen. Fleire einsidige spor i austleg fjellside har ei nordleg fallretning. Dei høgareliggjande linjene er lokalisert mellom 1120 og 1180 m o.h., og følgjer fjellsida rundt Storsølnkletten. To område med blottlagt fjell ligg i same område, på



omtrent 1100 og 1140 m o.h. Tilsvarande spor ligg har ein bratt helningsgradient, og kan observerast mellom 980 og 1080 m o.h. Ei slakare linje er på omtrent 1030 m o.h, i tillegg til to høgdenivå på omtrent 960 og 980 m o.h.



*Figur 4.7 Flyttblokker av gabbro ved foten av Storsølnkletten på nordaustleg side. Grunnfjellsvindauget i sør viser at isrørsla truleg har gått frå sør til nord.*

Foten av Store Sølnkletten består på nordleg side av eit tjukt dekke av lausmassar. Materialet er godt samanpakka og usortert. Her er alle kornstørrelsar representerte. Området består i toppen av blokkrik mark, men med ei viss grad av variasjon i hyppigheit og størrelse på materialet. Spredt utover skil ei rekkje større blokker seg ut. Blokkene har ei mørk framtoning, og består av bergarten gabbro (figur 4.7). Ei rekkje store blokker av både gabbro og granitt er spredt utover heile feltområdet.

### *Tolking*

Ryggane ved Søndre Klettsjøen er mest sannsynleg moreneryggar. Avstanden mellom ryggane og markant helningsgrad på nordleg side viser at dette truleg er endemorene. Helninga viser altså at breen har kome frå sør. Fleire tilsvarande endemorene ligg i nordaustleg retning mot Follandsvangen, og viser til variasjonar i horisontal utbreiing av breen. Manglande dateringsmateriale fører derimot til at det er vanskeleg å plassera ryggane i eit kronologisk hendingsforløp, der landformene også kan vera svært gamle.

Det generelle dreneringsmønsteret har her gått frå sør mot nord. Eit større område av glasifluvialt materiale langs austsida av Søndre Klettsjøen viser til eit dreneringsmønster og avsetjing langs brekanten. Ei rekkje spylerenner i fjellsida viser til varierende utbreiing av

breen. All drenering har også her gått langs fjellsida i nordleg retning. To spylefelt ligg eit godt stykke oppe i fjellsida, og indikerer at smeltevatnet har hatt større erosiv kraft. Fleire av spylereennene har ei bratt fallande helning, noko som indikerer at breoverflata har hatt ei tilsvarande helning. Slike funn viser at brefronten kan ha vore lokalisert i nærleiken under danningstidspunktet.

Funna i fjellsida viser at området er dekkja av eit tjukkare morenedekke, avsett av isbreen. Dei større blokkene er flyttblokker, som har blitt transporterte inne i bremassen og seinare avsett oppå morenedekket (Benn & Evans, 2010). Flyttblokkene er av typen gabbro, og skil seg dermed ut frå den lokale bergarten, metasandstein. Metasandstein er lys på farge, sidan det i større grad er ein kvartshaldig bergart (NGU, 2015). Regionen sør for Sølndalen består av grunnfjell. Funna av flyttblokker på nordsida av Sølknkletten har mest sannsynleg blitt transporterte frå den nemnde regionen i sør. Isrørsla har i dette tidsrommet gått frå sør til nord. Holmer (1955, s. 48-51) nemner tilsvarande gabbroide flyttblokker i eit nord-sør-gåande belte like sør for Storsølknkletten. Den store konsentrasjonen av blokker vert rekna som ein indikator på kortare transport, og sannsynleg isrørslø frå sør og sør-søraust.

### Moreneryggar ved Kjemsjøbekken

*UTM: 32V 056884 688252, ca 955 m o.h.*



*Figur 4.8 Foto tatt oppå morenerygg, mot Brennvola passpunkt. Biletet er tatt i nordaustleg retning.*



Eit sett med fem ryggar er lokalisert ved Kjemsjøbekken. Dei tre ryggane lengst vest er større landformer, der alle er omtrent 300-320 m lange og 60-70 m breie (figur 4.8). Nordleg side har ein helningsvinkel som varierer mellom 37-46°, som er ei brattare helning enn sørleg side på 29-36°. Høgda er 22-27 m. Like aust for ryggane kan to tilsvarende ryggar observerast, der størrelsen er vesentleg mindre (2-4 m i høgde). Den nordvestlege sida er brattast. Dei fem ryggformene har ei orientering omtrent sørvest-nordaust, med delvis bogeforma karakter med konveks side mot søraust. Ryggane består av tettpakka usortert materiale i alle kornstorleikar. Materialet er kantrunda, og ei og anna større blokk ligg på toppen av ryggane. Ei nedskjering gjennom begge dei austlege ryggane samsvarar med ei nedsenkning langs Kjemsjøbekken. Myr pregar dalbotnen, medan eit jamt tettpakka dekke av usortert materiale i alle kornstørrelsar kan observerast oppover langs dalsidene.

Mindre markante nedsenkningar frå austleg side av Brennvola heller nedover mot Kjemsjøbekken mellom ryggformene og vidare sørover i retning dagens elveløp, Sølna. Mellom moreneryggane i vest går fleire nedsenkningar delvis frå sørvestleg retning, og vidare nedover mot Kjemsjøbekken. Fleire stader i nedsenkningane kjem større blokker til syne i nedsenkningane, i eit terreng elles prega av myr. Ned mot Sølna blir nedsenkninga gradvis større, med markante sidekantar.

### *Tolking*

Observasjonane frå feltområdet viser at eit sett med moreneryggar er lokalisert i den nordaustlege regionen. Både lokaliseringa i dalføret og helningsgradientane til sidene gir indikasjonar på at ein bremasse med rørsle frå sør må ha avsett ryggane. Den sørlege sida kan då reknast for å vera proksimalsida. Størrelsen til moreneavsetningane viser at større mengder materiale har hopt seg opp framføre breen etter ein fase prega av framvekst. Den bogeforma karakteren til randmorenen viser at ein mogleg bresjø var demt opp av bremassen nord for ryggane. Slike landformer kan ha vorte danna under ved kalving av breen.

Mindre dreneringsløp frå dalføret viser at ein bre har sendt smeltevatn nedover i Sølndalen. Dette samsvarar også med funn av erosjonskantar danna av smeltevatn lenger ned mot Sølna, Feltobservasjonane viser at ein bre kan ha vore lokalisert i det tilgrensande dalføret mot nordvest.

### 4.3 Glasifluviale avsetningar og erosjonsformer

#### Høgare terrassenivå ved Sølmsjøbekken

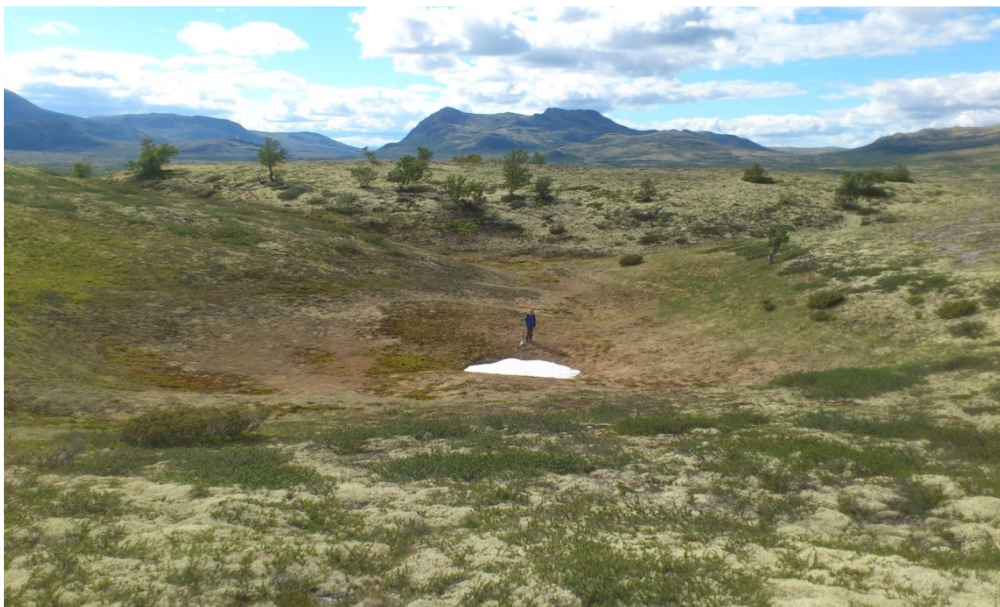
UTM: 32V 056745 687665, 978-984 m o.h.



Figur 4.9 Viser det høgaste terrasseivået langs austsida av Sølmsjøbekken, sett frå nord. Iskontaktene er merka av med raud pil, medan terrassekanten er merka med grøn pil.

Ei større terrasseflate (lengde: 1.2 km) er lokalisert på nordvestleg side av Veslsølnkletten ved 978 m o.h. (figur 4.9). Fleire mindre nedsenkningar spring ut frå sørleg ende av flata. Desse utgjer eit forgreina mønster som spreier seg utover toppen av terrassen, og blir gradvis djupare mot nord. Den mest markante av desse nedsenkningane ligg like ved fjellsida. Nordaustleg ende av terrassen har to større nedsenkningar med både bratte og godt markerte sidekantar, og går igjennom terrassekanten. Fleire større groper er lokalisert i nordleg ende av flata (figur 4.10). I sørleg ende kan fleire korte ryggar av sortert materiale observerast. 5 mindre groper er også lokalisert her. Flata varierer i høgdenivå frå 978-984 m o.h., og har ei fallande helning frå sør mot nord. Materialsamansetjinga er sortert grusig sand. Appediks E viser logg av eit snitt i terrasseflata. I nordleg ende er terrassekanten svært markant, og sortert materiale ligg noko oppover i fjellsida frå nordaustleg hjørne av terrassen.

På innsida av terrasseflata, ved foten av fjellet ligg eit tilnærma flatt område omtrent 30 cm lågare enn terrassehøgda. Materialet er svært fint, sortert med siltig sand, og skil seg dermed ifrå materialsamansetjinga i terrassen. Feltobservasjonar viser at tilsvarende materiale vert funne like ved, men eit lite stykke lenger oppe i fjellsida. I fjellsida kan fleire einsidige spor observerast, med ei fallande helning mot sørvest (ca 995-1025 m o.h.) Lenger oppe i fjellsida har tilsvarende linjer i terrenget ei helning i motsett retning (ca 1065-1095 m o.h.). Nordvest for terrasseflata ligg eit sett med kortare ryggar av sortert, runda materiale.



*Figur 4.10* 978 m o.h. Større dødisgrop ved nordaustleg ende av terrasse, fotografert mot nordvest. Feltassistent som målereferanse. Mjovassdalskletten (1348 m o.h.) i midten av fotoet.

### *Tolking*

Deltaet har truleg blitt danna då ein bremasse frå sør har vore lokalisert midt mellom Storsølnkletten og Veslsølnkletten. Funn av eskerryggar og dødisgroper i sørleg ende av flata viser at breen truleg har hatt eit utbreiing heilt ned til deltaet. I dette tidsrommet har smeltevatn vorte oppdemt i ein bredemt sjø i øvre delar av Sølndalen. Ved danninga av deltaflata, må overflata til sjøen ha vore på ca 978 m o.h., sidan sjølve flata har tilsvarende høgde.

Både forma til deltaet og materialsamansetjinga viser at breelvmateriale har blitt avsett i vifteform. Helninga og mindre smeltevassløp i overflata gir indikasjonar på at tilførselen av materiale kom frå sørvest. Større breelvnedskjeringar i nordleg ende har sannsynlegvis blitt danna i etterkant av ei senking av vassnivået i sjøen. Slike eroderte sidekantar kan berre ha blitt danna ved ei senking av erosjonsbasis. Funna viser at smeltevassløpa på toppen av terrassen vil tidsmessig ha blitt danna i to ulike periodar. Dei mindre markante løpa er dei eldste, danna i same tidsrom som sjølve terrassen. Dei større breelvnedskjeringane er av yngre karakter, og vart danna medan breen framleis sendte smeltevatn over terrassen, men i etterkant av ei senking av vassoverflata.

Ei iskontaktskråning ved nordleg ende og funn av dødisgroper vitnar om nærleiken av ein isbre i nord. Ein rygg av glasifluvialt materiale, oppover langs fjellsida nordaust for terrassen, har ein markant kant på nordsida, og vert dermed tolka som ein iskontakt. Det glasifluviale materialet har mest sannsynleg vorte transportert i sørleg retning langs sida av breen, og deretter avsett nedover mot det nordaustlege hjørnet til terrassen. Feltobservasjonane viser ingen spor etter ei spylerenne her. Breen frå nord kan også ha bidratt med glasifluvialt materiale til oppbygging av terrassen, men sannsynlegvis i små mengder grunna helninga mot nord-nordvest. Eskerryggar like nedanfor terrassen underbyggjer påstanden om ein isbre i nord under danninga av terrassen.

Finmaterialet langs innsida av terrassen, ved foten av fjellet, blir her tolka til å vera ein kame-avsetning. Det glasifluviale materialet har truleg vorte avsett i forkant av terrassedanninga.



## Lågare terrassenivå ved Sølnsjøbekken

UTM: 32V 056710 687699 til 056672 687800, 952-926 m o.h.



*Figur 4.11 934 m o.h. Stor terrasse langs vestsida av Sølnsjøbekken, sett mot nord. Blokk (ca. 28 cm) i nedre venstre hjørne vert ikkje tolka som morene, men som ein del av topplaget. Erosjonskant i austleg side vart danna av eit større smeltevassløp langs Sølnsjøbekken, som har ført til ei noko fragmentert terrasseflate.*

Ei større flate på ca 1 km i lengde er lokalisert langs Sølnsjøbekken (figur 4.11 og 4.12). Flata har ei fallande helning i nordleg retning, der ei rekkje mindre nedsenkningar spring ut frå søraustleg ende av terrassen. Flata er i nokon grad fragmentert, då fleire flater i same høgde er lokalisert i nærleiken. Store nedsenkningar med markante sidekantar ligg på begge sider av flata, og har ei fallande helning mot nord. Appendiks C viser logg av utgravd snitt ved OSL-lokaliteten (OSL-3). Topplaget består av grovt materiale, med innslag av mindre blokker. Elles er materialsamansetjinga grusig sand. Ei ryggform av usortert og noko tettpakka materiale stikk opp midt i terrasseflata.

Eit lågare terrassenivå på 928 m o.h. ligg nordaust for den omtala flata. Innslag av usortert materiale kan observerast på toppen av flata. Ein rygg av sortert materiale ligg sørvest for

flata, og har ei orientering aust-vest. Materialet inneheld for det meste runda grov grus og stein.



*Figur 4.12 Viser lågare terrassenivå ved Sølvsjøbekken (952-926 m o.h.), fotografert frå det høgare terrassenivået på 978 m o.h. i søraust. Pila indikerer tilførselsretning av sediment. Smeltevassløpet mellom terrassenivåa har blitt danna etter ei senkning av erosjonsbasis.*

### *Tolking*

Både lagdeling og forma til avsetjinga viser at dette er eit delta. Helninga til topplaget kan vera ein indikasjon på lokaliseringa av bremassen og under danninga av deltaet. Ei slik helning viser også at materialet har blitt avsett i vifteform med eit utspring i søraust. Dei små smeltevassløpa på toppen av terrassen underbyggjer også teorien om ein bremasse i søraust, då dei gir tilsvarende indikasjonar på smeltevassløp og transport av sediment frå den same retninga. Funn av morenemateriale ved lågare terrassenivå kan gi indikasjonar på at breen som danna iskontakten ved 978-terrassen truleg hadde ei utbreiing til og med eskerryggane omtala i tilsvarende kapittel. Nærleiken til breen kan ha ført til at små mengder morenemateriale ligg på toppen av flata.

Midt i den største terrassen er ein mindre morenerygg framtrédande. Det glasifluviale materialet har truleg vorte avsett i etterkant av moreneryggen. Ein eskerrygg ligg sørvest for terrassen, og orienteringa mot vest skaper grunnlag for ei tolking om danning ved eit aktivt passpunkt i Mjovassdalen.



## Terrassar og spylerenner i området aust for Fjordungskollen

UTM: 32V 056469 687946, 945-956 m o.h.



*Figur 4.13 Terrassenivåa i nordleg ende av Stråsjøen, sett mot nord. Fotoet er tatt ved ein esker i sørvestleg ende av det lågaste terrassenivået, 949 m o.h. Pila indikerer det øvre terrassenivået.*

Ei terrasseflate (ca 320x160 m) er lokalisert på nordleg side av Stråsjøen, 945-956 m o.h., sentralt i feltområdet (figur 4.13). Flata har ei fallande helning mot nordaust på 7-9°. Ei mindre nedsenkning i det øvre sedimentlaget startar ved den sørvestlege sida, og fortset omtrent halvvegs over flata i nordaustleg retning. Ei nedsenkning med fallande helning frå vest mot aust kan observerast i nordleg del av flata, og nedsekninga blir gradvis djupare i austleg retning. Fleire både små og medium store groper kan observerast hovudsakleg i søraustleg ende av flata. Sideveggene i både vest og sør har ei noko brattare helning enn til dømes vestleg side (43-48°). Fleire nedsenkningar med fallande helning frå nord har ført til ei oppdeling av terrasseflata i fleire delar. Terrasseflata er ein OSL-lokalitet (OSL-4), og

stratigrafien vert difor presentert med ein grovlogg i appendiks D. Materialet består stort sett av grus og grusig sand. Topplaget er derimot merkbart grovare, med innslag av runda stein.

På sørsida av terrassen ligg ei anna terrasseflate på eit lågare høgdenivå (940 m o.h.). Utflatninga har i stor grad ein del av dei same spesifikasjonane som den nemnde terrassen, men ligg lågare i terrenget. Også her heller overflata slakt nedover mot nordaust. Fleire sett med ryggar spring ut ifrå flata, både frå sørvestleg og søraustleg hjørne. Ryggane får gradvis mindre mektigheit ved større avstand frå terrasseflata, og svingar først mot sør og deretter mot aust og nordaustleg retning.

Området rundt lokaliteten er prega av større tosidige nedsenkningar i terrenget stadvis med markante sidekantar. Dei er lokalisert på både vestleg og austleg side av terrasseflatene. Her ligg nedsenkningane i fleire avrunda bogar mellom 934 og 975 m o.h. Nedsenkningane som svingar delvis langsmed fjellsida til Fjordungskollen først mot nord, og deretter vidare mot nordaust. Den fallande helninga har tilsvarande retning. Nedsenkningane aust for terrassane svingar nesten 180 ° i bogar, mot nord, nordaust og deretter i sørleg retning. Dei store nedsenkningane varierer mellom 30-130 m i breidde, med ei auke i breidde i nordvestleg/sørleg retning.



*Figur 4.14 Storkletten ved Langfjellet i venstre biletkant, observert frå sørvest. Drenering langs brekanten i einsidige spylerenner. Rennene har ei slak fallande helning mot vest.*

I fjellsida nordaust for terrasseflatene, søraust for Storkletten (ved Langfjellet), kan svakt skråande spor observerast mellom 984-1042 m o.h. (figur 4.14). Spora er små utflatningar i terrenget, og har ein vestvendt fallretning. Slike landformer kan følgjast ved ulike høgdenivå i



austleg retning til den sørlege fjellsida til Vola, der dei fleste spora har ei nordaustvendt fallretning.

### *Tolking*

Terrasseflatene på begge nivå er delta oppbygd av glasifluvialt materiale, og har blitt danna i eit tidsrom der breen har demt opp ein sjø i feltområdet. Sjøen har variert i høgde, noko som har ført til danninga av to terrassenivå. Dei bratte sidene i vest og sør kan vera eksempel på iskontaktskråningar. Både helning og mindre smeltevassløp på toppen av den øvre terrassen viser at materialet har blitt avsett frå sørvesleg retning. I etterkant av terrassedanninga har smeltevatn fortsett å drenera frå vest mot aust over det øvre terrassenivået, og ei større nedskjering vitnar om ei senking av erosjonsbasis. At den øvre terrassen er oppdelt i fleire fraksjonar, kan ha vore knytta til erosjon frå ei smeltevasselv frå nordleg retning. Vatnet kan derimot ha drenert langs brekanten frå sørvest, og erodert i avsetninga i starten av ein eventuell nedsmeltningsfase til breen.

Ryggane av sortert materiale på sørleg side av den nedre terrasseflata er mest sannsynleg slukåsar. Eksistensen av slike avsetningar viser at breen har vore lokalisert her sannsynlegvis under danninga av den nedste terrassen. At begge ryggane svingar mot nordaust viser til ei generell subglasial dreneringsretning i området, i nordaustleg retning. Store tosidige spylerenner både søraust og vest for terrassane kan gi indikasjonar på utbreiinga til breen under danning av terrassenivåa. Spylerennene viser at smeltevatnet har drenert langs brekanten i ein nordaustleg retning. Her er det sannsynleg å tolka at den øverste renna er eldst, og nedsmelting av bre Massen vil ha ført til danning av spylerenner på lågare nivå. Dei austlege dreneringsløpa kan ha vorte danna i etterkant av terrassane, sidan breen i eit slikt tilfelle har hatt noko lågare vertikal utbreiing. Spylerennene ved Storkletten (Langfjellet) viser til ei lateral drenering mot vest. Fleire spylerenner i dalsida ved Follandsvangen viser til eit dreneringsmønster i nordaustleg retning.

## Terrassar ved Follandsvngen og vidare nordaustover langs Sølna

UTM: 32V 056949 688102 til 056726 687937, 876-902 m o.h.



*Figur 4.15 A: Terrasseflate ved 900-902 m o.h. langs sørsida av Sølna, sett mot aust. Elvenedskjering og dagens hovudløp, Sølna i venstre biletkant. B: Fragmentert terrasseflate lengst aust på sørsida av Sølna (880 m o.h.). Foto tatt i aust-søraustleg retning. Smeltevassløp frå søraust har danna elvenedskjeringane mellom flatene. Feltassistent som målereferanse.*

I dag går hovuddreneringa i Sølndalen frå sørvest mot nordaust via elveløpet Sølna. Sølna ligg i ei større nedsenkning i terrenget. Nedsenkninga blir gradvis mektigare i nordaustleg retning, i tillegg til at sidekantane blir meir markante.

Ei rekkje terrasseflater er lokalisert langs begge sider av elva, der det generelle mønsteret viser eit synkande høgdenivå frå sørvest mot nordaust (905, 902, 897, 892, 888, 876 og 880 m. o.h.). Overflata har ei fallande helning i nordaustleg retning, og fleire stader vil mindre

nedsenkningar kunna observerast med helning i tilsvarande retning. Ei rekkje grustak ligg langs bilvegen på nordsida. Terrassenivået på 888 m o.h. er ein OSL-lokalitet. Appendiks F viser logg av terrasseflata ved Follandsvangen, på 902 m o.h. (figur 4.15, A) Ved Follandsvangen er høgdenivået likt på begge sider av elva. Snittet viser eit tjukkare øvre dekke av middels sortert medium til grov grus med runda steinar. Ei slik lagdeling med eit noko grovare topplag eksisterer ikkje ved ei rekkje av terrassane i nordaustleg retning. I nordleg del av terrasseflata sør for Follandsvangen (902 m o.h.) ligg eit noko fragmentert dekke av usortert materiale i haugform over dei sorterte sedimenta. Kantrunda stein og mindre blokker pregar materialet. Ei større grop er lokalisert i terrasseflata like sørvest for det haugforma dekket. Fleire større blokker er i tillegg lokalisert på ei av terrasseflatene på 890 m o.h. på nordsida av Sølna. Finare materiale av godt sortert silt er observert i sidene til terrassenivåa 902 og 905 m o.h (appendiks F).

Omkringliggjande område særleg langs sørsida av Sølna er delvis prega av eit usortert, noko haugforma dekke. Her er alle kornstørrelsar representerte, bortsett ifrå finstoffa silt og leir. Materialet er stadvis svært blokkrikt. Ved nordaustleg ende av 897-nivået viser lagdeling at eit tilsvarande dekke ligg over terrasseflata.

### *Tolking*

Tydelege erosjonskantar langs Sølna viser at elva på eit tidlegare tidspunkt har vore vesentleg mektigare enn i dag. Dette er hovuddreneringsløpet for smeltevatn i dalen, og landskapet viser teikn på at store mengder smeltevatn har drenert frå bremassar i Sølndalen og vidare nordaustover mot Alvdal sentrum. Elva har fått aukande eroderande kraft nedover i dalen, sidekantane i kanalen er gradvis aukande nedover i systemet.

Terrassenivåa langs dagens større elveløp har sannsynlegvis blitt danna då ein sjø var demt opp i lågare høgdenivå nordaust i feltområdet. Den fallande helninga i nordaustleg retning og mindre smeltevassløp i overflata av terrassane viser at tilførselen av materiale har komme frå sørvest. Materialet er glasifluvialt, og dermed transportert i ei smeltevasselv. Dei mange ulike høgdena på flatene gir indikasjonar på ein bredemt sjø som i større grad har variert i høgde. Terrassenivå av tilsvarande høgde eksisterer på begge sider av Sølna, og terrassane har sannsynlegvis blitt danna ved eit tidlegare tidspunkt enn dagens dreneringsløp. Elveerosjon har ført til danning av kanalen i etterkant.

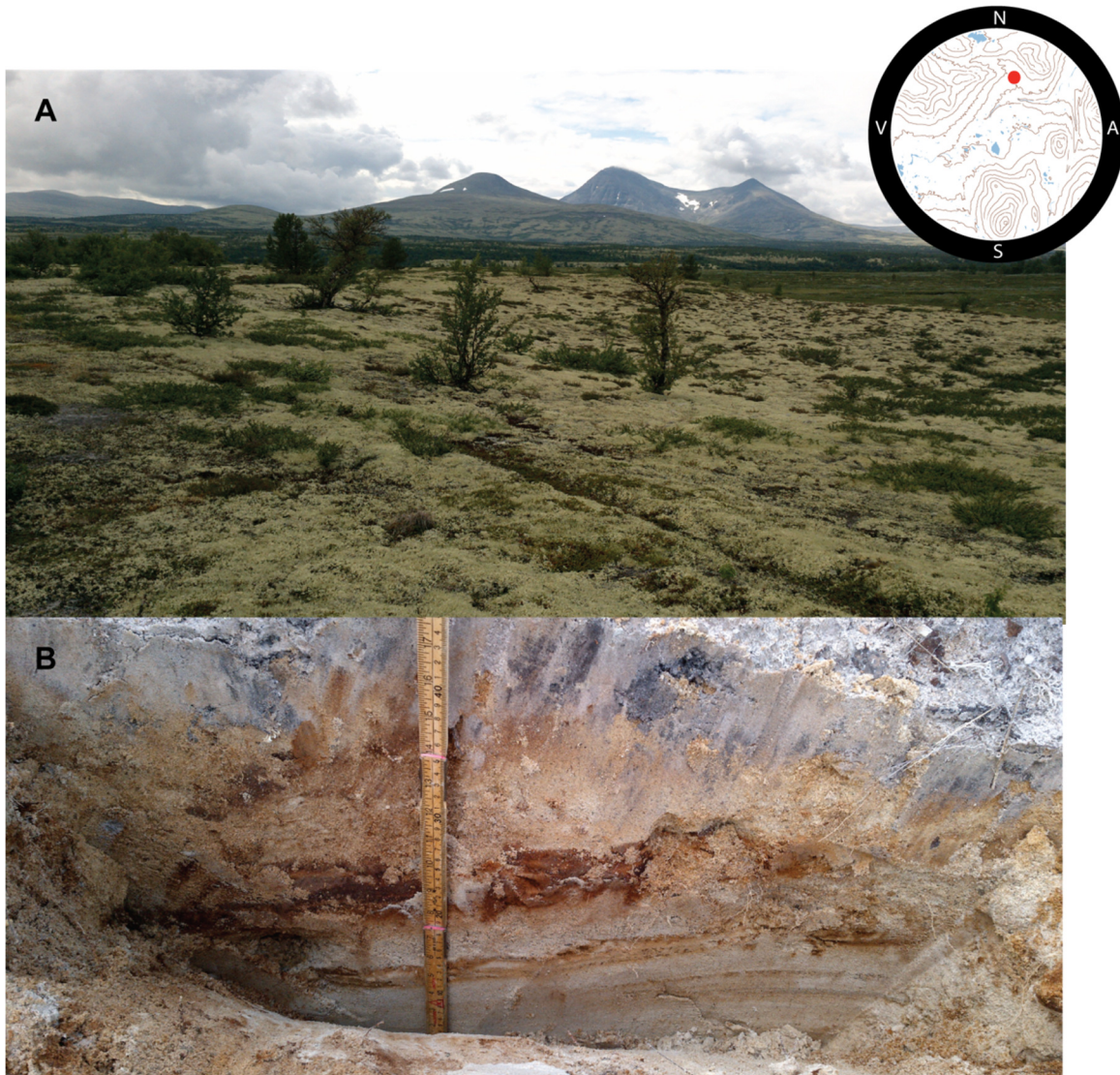
Funn av ablasjonsmorene på toppen av terrasseflata sør for Follandsvangen gir indikasjonar på ein glasial tilvekstfase. Breen har truleg komme opp dalen frå nordaust, og i det minste hatt ei horisontal utbreiing omtrent fram til Follandsvangen. Ei større dødisgrop i 902-terrassen kan indikera nærleik til breen. Manglande topplag kan forklarast av mindre grad av erosjon i bresålen, noko som kan medføra at breen plukkar med seg til dømes topplaget til eit delta. Fleire av terrassane viser teikn på at smeltevatn frå nordvest og søraust har gravd seg igjennom terrasseflatene. Vatnet kan ha drenert langs brekanten til bremassen frå nordaust. Ved brefronten her går smeltevassløpa inn mot dagens elveløp, og eroderer dermed i deltaformene.

Akkumulasjon av finare sediment ved to av deltaflatene viser til eit glasilakustrint avsetningsmiljø, noko som stemmer godt overeins med dannelsesforløpet til eit delta.



## Terrasse ved Kjemsjøbekken

UTM: 32V 056945 688220, 885-888 m o.h.



*Figur 4.16 Terrasseflata i nordaust, 888 m o.h. A: Sørleg ende av terrasseflata (sett frå nordaust) utgjør framre del av fotoet. Helningsvinkel og sedimenttilførsel er markert. B: Viser lagdeling i terrasse. Toppen av fotoet markerer omtrent 20 cm ned. Topplaget manglar i terrassen.*

Ei terrasseflate er lokalisert ved Kjemsjøbekken, i nedre del av dalføret vest for Brennvola. Flata har ei fallande helning i sørvestleg retning, frå 888-885 m o.h. Ei mindre nedsenkning i terrasseflata startar i nordaustleg ende, og svingar deretter frå ei vestleg til sørvestleg fallretning. Terrasseflata har noko mindre mektigheit enn fleire andre terrasseformer i feltområdet, og høgda varierer frå 1-4 m. Snitt i flata viser indikasjonar på skrålag med ei sørvestleg fallretning (figur 4.16). Det noko grovare topplaget som karakteriserer fleire av

terrasseflatene i regionen, er fråverande ved denne lokaliteten. Materialet i terrasseflata er godt sortert, med kornstørrelsar frå fin sand til fin grus.

### *Tolking*

Den flate karakteren til avsetninga vitnar om eit delta. Helninga tilseier ein materialtilførsel frå nordaust, der materialet til dels er avsett i vifteform. Terrassen er mindre mektig enn fleire av dei andre terrasseformene i regionen, og mindre materiale har dermed blitt akkumulert under danninga. Ein annan moglegheit kan knytast til retninga av sedimenttilførsel. Under danninga av dei andre deltaavsetningane i feltområdet har tilførselen kome frå bremassar i sør og sørvest. Ved denne lokaliteten viser derimot til ein tilførsel frå nordaust, noko som kan ha ført til mindre akkumulasjon av sediment. Ei mogleg tolking er at ein bremasse kan ha eksistert i dalføret i nordvestleg retning, langs Kjemsjøbekken. Breen kan ha sendt smeltevatn langs i tilsvarande retning som dagens bekk, noko som stemmer godt overeins med tilførselsretninga med overflatahelning og skrålag i terrassen.

Austleg side av terrassen er ein mogleg iskontaktskråning. Breen kan ha opphalde seg i ein tilvekstfase i tidsrommet, der ein bresjø har vorte demt opp av breen i aust. Eit manglande topplag kan gi indikasjonar på at breen har forflytta seg vidare vestover i etterkant av dannelsingsforløpet til deltaet. Breen har truleg hatt nok erosiv kraft til å plukka med seg topplaget. Likevel viser observasjonane ingen spor etter morenemateriale i overflata. Materialet i terrasseflata mest sannsynleg ikkje kome frå denne breen, då hovddreneringa i dalen gjekk i motsett retning over spylefeltet i aust.

### **Eskerrygg frå Breisjøen til Mjovatnet**

*UTM : 32V 056244 687567 til 056181 687850, 977-990 m o.h.*



*Figur 4.17 Nordleg ende av lengre eskersystem frå Breisjøen til Mjovassdalen passpunkt, sett frå søraust. Passpunktet ligg ved sadelpunktet i dalføret til høgre i biletet.*

Den vestlege delen av feltområdet er prega av eit 3,6 km langt ryggsystem, som strekk seg frå sørvestleg hjørne av det avgrensa området og vidare i nordleg retning langs austsida av Mjovatnet (figur 4.17). Sørleg halvdel av ryggen har orientering nord-sør. Ved Mjovatnet svingar han gradvis over i ein nordvestleg retning mot Mjovassdalen, der avsetninga får ei tydeleg utflating fram mot enden like aust for sadelpunktet på 992 m o.h. Lengst sør fortset ryggen vidare sørover utanfor feltområdet langs vestsida av Breisjøen. Høgda er av varierende karakter, frå 5-12 m. Lengst nord er det ei tydeleg utflating fram mot enden. Den mektigaste delen av avsetninga er midtparten, både ved Mjovatnet og aust for Storkletten ved Kyrkjekletten. Her finn ein ei større opphoping av materiale. Ved Mjovatnet finn ein fleire nedskjeringar igjennom sjølve ryggsystemet, der nedsenkninga er prega av myr med ei aust-nordaustleg fallretning mot Stråsjøen. Ei forgreining av ryggsystemet kan observerast både vest for Rundhåen og i området ved Flatsetra. Fleire større groper i ryggmassivet er lokalisert i tilsvarande delar av ryggen. Stratigrafien og kornfordelinga er varierende type, med generelt sett medium sorteringsgrad og kantrunda til godt runda stein og blokk opptil 30 cm i størrelse. Ved midtre del av Mjovatnet svingar ryggen i ein krapp sving i austleg retning. Materialet skil seg frå dei resterande ryggpartia, og inneheld fin til medium grus og svært god sorteringsgrad. Langs heile ryggen kan eit tynnare dekke med kantrunda usortert materiale stadvis observerast både i topplaget av ryggen, men også i mindre grad inne i landforma. Her er blokkene opptil 45 cm i diameter.

Fleire geomorfologisk tilsvarande ryggar er lokalisert like nord for det lengre ryggsystemet. Tre mindre ryggar har ei orientering nord-sør, medan ein rygg har ei orientering nordaust-sørvest. Materialet er runda og kantrunda, hovudsakleg av sandig grus.

Eit område mellom Storkletten (ved Kyrkjekletten) og det lengre ryggsystemet inneheld både eit større myrområde i dalbotnen med ei fallande helning mot sør, og eit samanhengande dekke av sortert runda og kantrunda materiale av medium til grov grus. I dei sorterte materiala kan fleire nedskjeringar med ei nord-nordaustleg fallretning observerast. Tilsvarande sortert materiale i den same kornstørrelsen ligg i eit noko haugforma dekke mellom Flatsetra og Stråsjøen, langs Mjovassbekken (figur 4.18). Omkringliggjande område er i større grad prega av myr med ei fallande helning i austleg retning. Fleire stader ligg eit tynnare dekke av eit noko blokkrikt usortert materiale i alle kornstørrelsar. I den sørlege enden av Mjovatnet viser feltobservasjonane ei lagdeling med eit tynnare usortert topplag med kornstørrelsar frå sand til mindre blokker. Under ligg eit mektigare dekke på omtrent 45-100 cm med sortert materiale



av fin grus og grov sand. Innslag av grus og mindre stein kan observerast i underkant av det sorterte laget.



*Figur 4.18 Geomorfologiske former ved Flatsetra, sør for Mjovatnet, sett mot nordvest. Ablasjonsmorene kan observerast i forgrunnen, med den lange eskerryggen like bak. Mogleg strandlinje i bredemt sjø er markert ved Flatsetra (1001 m o.h.) (grøn pil). Laterale smeltevassløp indikerer eit dreneringsmønster mot nord (raud pil).*

Eit noko høgareliggjande område på omtrent 2.1 km<sup>2</sup> sør for Mjovassbekken har eit noko haugforma dekke i den austlege delen. Mange større blokker er spreidd utover heile området, men har ei markant opphoping i aust. I vestleg ende kan bart fjell observerast på den noko høgare toppen på 1018 m o.h. Fleire mindre groper i terrenget pregar den midtre delen, medan ei nedsenkning med nord-nordaustleg fallretning startar her og kan følgjast vidare mot sørleg ende av Stråsjøen. Ved UTM: 32V 0562835 6877069 er ei større tosidig nedsenkning med fallande helning mot nordaust prega av eit mindre område av bart fjell. 470 m i nordaustleg retning kan tilsvarende område nedsenkning med bart fjell observerast, her med markerte sidekantar.





*Figur 4.19 Snitt i sida av eskersystem like ved RUS-2. Finare sortert materiale, sandig silt.*

I sørleg ende av ryggen viser feltobservasjonane til funn av fine, sorterte sediment. Materialet er sandig silt, med innslag av ei lagdeling med mørkare og lysare lag.

#### *Tolking*

Både materialsamansetjing og form viser at ryggsystemet er avsett i eit subglasialt miljø av ei smeltevasselv. Ryggen er ein esker, og materialet er avsett ved hjelp av trykkkomponentane i den subglasiale dreneringa av smeltevatn. Eskeren ligg i ein oppoverbakke opp mot passpunktet i Mjovassdalen. Lokaliseringa av eskersystemet viser at dreneringa over passpunktet har gått frå søraust mot nordvest. Smeltevatn har transportert materiale frå sør, i ein periode der breen hadde ei vertikal utstrekning større enn høgdenivået til passpunktet (992 m o.h.). Ein av ryggane nord

for hovudeskeren består mest sannsynleg av tre kortare slukåsar og ein esker. Eskeren har orientering mot passpunktet i Mjovassdalen, medan slukåsane ser ut til å vera avsette i tråd med det hellande terrenget. Sedimentasjonen har dermed vorte styrt av tyngdekrafta, i staden for det aktive passpunktet og subglasiale trykkkomponentar.

Nedskjeringane ved Mjovatnet kjem sannsynlegvis av smeltevassdrenering frå sørvest mot nordaust. Dreneringsmønsteret kan ha vorte danna i starten av ei tilbaketrekking av breen til omtrent ved Flatsetra. Smeltevatn kan ha vorte sendt langs brekanten, og vidare i nordaustleg retning. Fleire dreneringsløp like sør for Flatsetra støttar ein slik teori.

Feltobservasjonane frå sørleg ende av Mjovatnet viser ei sannsynleg lagdeling med ablasjonsmorene over eit sortert materiale avsett av smeltevatn. Indikasjonar på større klastar i underkant av dekket kan tolkast til å vera morenemateriale, sannsynlegvis ablasjonsmorene. Lagdelinga viser at breen kan ha trekt seg tilbake, noko som kan ha ført til at dreneringa langs brekanten i vest har endra seg frå nordvest til nordaust. Observasjonar av glasifluvialt

materiale langs sør og søraustleg side av Mjovatnet viser til eit avsetningsmiljø som ikkje nødvendigvis har vore subglasialt. Der den lengre eskerryggen like ved har vorten avsett i eit subglasialt miljø, er det naturleg å tolka dei vidstrakte områda av eit noko haugforma glasifluvialt materiale til å vera avsett etter ei delvis tilbaketrekking av brefronten. Det haugforma glasifluviale dekket aust for eskerryggen ved lokaliteten kan truleg skuldast eit lag med ablasjonsmorene under dei sorterte avsetningane. Fleire nedskjeringar gjennom den elles samanhengande eskerryggen ved Mjovatnet kan visa til eit dreneringsmønster frå sørvest mot nordaust. Det høgaste punktet i dalføret sør for Mjovatnet blir rekna som ein mogleg passpunktlokalitet. Dei glasifluviale avsetningane kan følgjast heilt til vestleg side av Stråsjøen, i samband med fleire smeltevassløp av brei karakter og utstrakte myrområde.

Observasjonane av det store området på sørsida av Mjovassbekken er sannsynlegvis ablasjonsmorene i eit noko mektigare dekke i aust enn i vest. Flyttblokkene er avsette av breen. Eit mindre passpunkt er å finna i nordvestleg del av området. Ei smeltevassdrenering mot nordaust har danna to gjel, der det lågareliggjande gjelet har tydeleg eroderte sidekantar. Dreneringsløpet aust for eskerryggen samsvarar også med ei felles dreneringsretning mot Stråsjøen, og kan ha blitt danna i ein tilbaketrekkingfase. Strandlinja ved Flatseter indikerer ein bredemt sjø i samband med Mjovassdalen passpunkt. Funn av glasilakustrint materiale lenger sør kan visa til ein tilsvarande tidsperiode. Utan dateringar kan derimot materialet ha vorte avsett i eit seinare tidsrom.

## Eskersystem ved Stråsjøen

UTM: 32V 056460 687808, 940-954 m o.h.



*Figur 4.20 Øvre del av usamanhengande eskerrygg, like ved Stråsjøen. Foto tatt i sørvestleg retning. Lite ablasjonsmorene i øvre dekket, samanlikna med andre delar av avsetninga.*

Ein rygg startar på austsida av Håan, og fortset nordover langs austsida av Stråsjøen til myrområdet aust for Beithaugen (figur 4.20). Ryggen (940-954 m o.h.) er stadvis usamanhengande og varierer i høgde frå 2-9 m. Langs austsida av Stråsjøen er ryggen haugforma i karakter. Omkringliggjande terreng heller derimot slakt mot nordaust. Det øvre partiet ved søraustleg side av Stråsjøen inneheld fleire større og mindre groper. I den nordlege enden flatar ryggen noko ut, men blir derimot meir svingete. Det runda materialet varierer i nokon grad, med inslag av både større stein og fin grus.

Ved Håan og vidare sørover langs hovudelva Sølva er terrenget prega av nedskjeringar på ulike høgdenivå. Slike nedskjeringar kan observerast ved begge sider av elveløpet, og dei blir gradvis meir markante fram mot den sørlege enden av eskersystemet ved lokaliteten. Nordleg ende av eskeren manglar slike nedskjeringar. I myrterrenget rundt Stråsjøen og vidare i austleg retning forbi Sølva er relieffet lågare, med ei generell fallande helningsgrad på 6-10 ° mot aust.



### Tolking

Glasifluvialt materiale i ryggform viser at ein eskerrygg har vorte danna etter ei dreieing av dreneringsmønster mot nordaust. Midtdelen av ryggen er eit klassisk dødisterreng, med 4-5 både store og små dødigrøper. Lokaliseringa av ein slik eskerrygg gir nyttig informasjon om det subglasiale dreneringsmønsteret. Mønsteret seier noko om plasseringa av isbreen, då eskerryggen vart danna. Sidan eskeren blir danna under breen, må ein bremasse minst ha hatt utstrekning til eskeren sin nordlege ende ved Stråsjøen. Ei mogleg tolking er at eskeren vart danna i omtrent same tidsrom som terrassenivåa ved Stråsjøen. Store breelvnedskjeringar ved dagens hovudelv, Sølva, viser at større mengder smeltevatn har drenert her.

### Mjovassdalen passpunkt

UTM: 32V 056171 687853, 992 m o.h.



*Figur 4.21 992 m o.h. Fjellterskel ved Mjovassdalen passpunkt, sett mot vest innover i Mjovassdalen. Tursekk som målereferanse. Pila viser indikasjonar på spylerenner i nordvestleg retning, som indikert i Larsen (1956).*

I austleg ende av Mjovassdalen er ein fjellterskel ved 992 m o.h. godt synleg i terrenget (figur 4.21). Terskelen utgjer det høgaste punktet i dalen. Bart fjell er godt synleg over eit større

område ved sadelpunktet. I vest ligg eit større myrområde, Stormyra. Dalføret har ei mindre fallande helning mot vest, før dalføret svingar i nordvestleg retning mot Follidal. I aust ber området preg av eit større myrområde. I nedre del av fjellsida like nordaust for sadelpunktet er ei 220 m lang fjellblotting lokalisert ved omtrent 1002-1021 m o.h. Det bare fjellet er delvis dekkja av torv.

To smale ryggar (30 og 50 m i lengde) med middels til godt sortert sandig grus ligg sørvest for sadelpunktet. Klastane er både runda og kantrunda. Ryggane er lokalisert 10-12 høgdemeter over dalbotnen. Ei horisontal utflatning ved Flatsetra (1001 m o.h.) har utbreiing både nordvestover i retning fjellterskelen i Mjovassdalen og vidare sørover til foten av Storkletten (ved Kyrkjekletten). Flata består av usortert, noko hardpakka, kantrunda materiale. Alle kornstørrelsar er representerte. Fleire mindre tosidige nedsenkningar skjer igjennom flata like sør for Flatsetra. Nedsenkningane har ei nordaustvendt fallretning.

### *Tolking*

Feltobservasjonane viser at smeltevatn sannsynlegvis har drenert frå aust mot vest i ein tidlegare fase av deglasiasjonen. Den erosive krafta til større mengder smeltevatn har ført til ei fjellblotting ved passpunktet. Fleire slukåsar i dalsida sørvest for passpunktet kan ha blitt danna i tida då isen hadde ei større vertikal utbreiing enn passpunktnivået på 992 m o.h. I eit tilsvarende tidsrom kan ei spylerenne ha danna fjellblottinga i nedre fjellside av Mjovassdalskletten. Sannsynleg dreneringsretning er frå aust mot vest.

Hovudfokus på kartlegging av Sølndalen har ført til at masterprosjektet berre har inkludert ein mindre del av austlege Mjovassdalen. Larsen (1956, s. 27-29) utførte derimot ei kartlegging av heile dalføret, og funn av laterale smeltevassløp mellom anna langs nordsida av Kvasskampen gir indikasjonar på ei dreneringsretning mot nordvest. Eit tynnare morenedekke i øvre del av dalen kan skuldast subglasial drenering, då større mengder sediment er samla hovudsakleg i slukåsar ved Øvre Mjovassdalsseter i nordvestleg ende av Mjovassdalen. Akkumulasjon av sediment har også førekomme då hovuddreneringa i Sølndalen gjekk i nordaustleg retning over passpunktet. Transporten av sediment vil ha vorte avgrensa etter kor langt oppi dalen isen stod. Larsen argumenterer for at isen først trakk seg tilbake til Øvre Mjovassdalsseter, og nemner at øvre delen av dalføret berre har ein slak helningsgradient. Observasjonane gir indikasjonar på ein svært tynn ismasse, noko som kan ha gitt ei rask tilbaketrekking i nordvestleg retning.

Dei geomorfologiske trekka til flata ved Flatsetra gir indikasjonar på ei strandlinje danna i ein bredemt sjø, ved erosjon i morenedekket. Den bredemte sjøen har truleg vore lokalisert langs vestsida av breen, omtrent i same tidsrom som eit aktivt passpunkt i Mjovassdalen. Eit smeltevassløp skjer igjennom flata, noko som viser at den laterale dreneringa har førekomme i etterkant av danninga av strandlinja. Ei mogleg tolking vera at breen er i ein fase med reduksjon i vertikal utbreiing og tilbaketrekking mot sør.

### **Brennvola passpunkt**

*UTM: 32V 056955 688374, 976 m o.h.*



*Figur 4.22 Brennvola passpunkt, sett frå sør. 976 m o.h. Smeltevatn har drenert frå venstre til høgre biletkant, i nordaustleg retning. Erosjon i lausmassar.*

Lokaliteten ligg ved sadelpunktet midt mellom Brennvola og Steinfloen i det nordaustlege hjørnet av feltområdet. Mellom desse toppane ser ein over til Haustdalen i nordaust. Ei markant nedsenkning i lausmassane startar på det øverste punktet (fig. 4.22). Lausmassane her er samansette av usortert materiale i alle kornstørrelsar. Nedsenkninga har tydelege sidekantar og ei fallande helning mot nordaust. Sidene aukar gradvis i høgde i takt med at nedsenkninga får ei breiare utstrekning mot Haustdalen. Fjellsida i aust oppover mot toppen av Brennvola er prega av blokkrikt usortert materiale. Ein 130 m lang rygg av godt sortert runda materiale, kan observerast omtrent i parallell orientering som nedsenkninga, men ryggen er lokalisert omtrent 6-8 høgdemeter over eskeren. Ryggen inneheld grov grus.



Ei anna ryggform i fire mindre delar er lokalisert omtrent frå Sølna og vidare i nordleg retning mot sadelpunktet på 976 m o.h. Materialet varierer mellom middels og godt sortert, og er for det meste grov grus. Den nedste ryggen har eit tynnare usortert dekke av kantrunda materiale frå silt til mindre stein. Fleire ein-sidede spor langs begge fjellsider har ei fallande helning inn mot sadelpunktet. Ei horisontal linje sørvest for sadelpunktet dannar ei markant kantform i slike sediment (978 m o.h.).

### *Tolking*

Feltobservasjonane viser at lokaliteten er eit passpunkt, der smeltevatn har drenert over sadelpunktet. Vatnet har danna eit større dreneringsløp i eit tjukkare morenedekke, med markerte erosjonskantar. Helninga i nedsenkinga viser at vatnet har drenert frå Sølndalen, og vidare i nordaustleg retning mot Haustdalen. Ei strandlinje sørvest for passpunktet vitnar om ein bredemt sjø langs sørvestsida av passpunktet. Sjøen har truleg blitt demt opp av ein bremasse i dalføret. Spylerenner viser til eit lateralt dreneringsmønster i retning passpunktet.

Glasifluvialt materiale har også vorte akkumulert subglasialt. Frå Sølna og oppover mot passpunktet er glasifluvialt materiale samla i ein eskerrygg oppdelt i fire delar. Ryggen gir indikasjonar på subglasial drenering i nordaustleg retning, noko som dermed samsvarar med passpunktet ved Brennvola. Ryggen har ein usamanhengande struktur, der smeltevassdrenering i etterkant av ei tilbaketrekking av breen kan ha plukka med seg delar av materialet i etterkant av danninga av sjølve eskeren. Ein eskerrygg kan også observerast i fjellsida like ved passpunktet. Avsetninga må ha blitt danna før passpunktet vart isfritt.

## Sølnsjøbekken passpunkt og eskersystem

UTM: 32V 056840 687483, 1058 m o.h.



*Figur 4.23 Sannsynleg passpunktlokalitet ved Sølnsjøbekken, sett frå nordvest. Slukås i forgrunnen. Pila indikerer passpunktet. Klettjønna kan skimtast i bakgrunnen. Feltassistent som målereferanse.*

Ved nordleg ende av Klettjønna er sadelpunktet mellom Veslsølnkletten og Storsølnkletten lokalisert. Ei lengre ryggform av sorterte runda sediment kan nedst i dalføret, både nordvest og søraust for sadelpunktet. Nedre delar av dalen er dekkja av eit sortert materiale, tilsvarande ryggssystemet. Ei større nedsenkning følgjer Sølnsjøbekken og ryggssystemet i nordvestleg retning frå sadelpunktet. I nedsenkninga like sør for 978-terrassen går nedskjeringa over frå lausmassar til bart fjell.

### *Tolking*

Lokaliteten kan vurderast som ein mogleg posisjon til passpunktet mellom Veslsølnkletten og Storsølnkletten. Dalføret har flat gradient i området, noko som fører til usikkerheit rundt den nøyaktige posisjonen til passpunktet. Det antatte høgaste punktet blir her rekna som

passpunkt, der smeltevattn har erodert i bunnmorene. Lokaliteten er prega av større myrområde.

Eskeren er usamanhengande i passpunktområdet. Slukåsen nord for passpunktet er i større grad samanhengande. Ryggen blir gradvis meir mektig i nordleg retning. Eskerryggar blir danna i eit subglasialt miljø, og utstrekninga i nordleg ende viser at breen kan ha gått heilt ned til terrassenivået på 978 m o.h. Eit større smeltevassløp med erosiv kraft har ført til danninga av eit gjel ved dagens elv, Sølnsjøbekken.

### Spylefelt sør for Brennvola

UTM: 32V 057066 688198, ca. 884-942 m o.h.



Figur 4.24 Stort spylefelt på sørsida av Brennvola, fotografert frå sør. Dreneringsløp vest-aust i framgrunnen.

Området på sørsida av Brennvola, på nordsida av elva Sølna, består hovudsakleg av bart fjell (figur 4.24). Lokaliteten har ei utstrekning på omtrent 60 høgdemeter. Berget har ei nedslipt framtoning, med ein fallande helningsgradient på 4-6 ° i aust-nordaustleg retning. Ei rekkje større blokker ligg over berget, og eit tynnare torvdekke og spredt vegetasjon pregar i større grad den ytre delen. Området rundt lokaliteten består stort sett av usortert kantrunda materiale i eit jamnare dekke. Fleire større tosidige nedskjeringar i lausmassar karakteriserer landskapet vest for lokaliteten. Nedskjeringane har ei fallretning mot aust og søraust. Usortert materiale

pregar også nedskjeringane, men med eit 50-70 cm tjukt torvdekke over. Tilsvarande landformer kan observerast langs heile den austlege sida av lokaliteten.

### *Tolking*

Feltobservasjonane viser at området er eit spylefelt, der smeltevatt har fungert som påverkande agens. Vatnet har drenert frå vest mot aust-nord aust. Dreneringa kan ha førekomme periodevis, grunna omfanget til feltet og stor variasjon i høgde. Smeltevattnet må ha hatt stor erosiv kraft, og større mengder lausmateriale har mest sannsynleg vorte transportert bort i aktive periodar. Ein bremsse må ha vore til stades like nedanfor lokaliteten, noko som har forhindra at smeltevattnet kunne drenera i lågareliggjande område av terrenget. Flyttblokker og diverse morenemateriale på toppen viser at ein isbre har avsett materiale i etterkant av dannelsesforløpet til sjølve spylefeltet.

Dei store nedskjeringane på vestsida av spylefeltet er truleg tosidige spylereenner. Den nordvestlege fallretninga korrelerer med danninga av spylefeltet like ved. Storleiken til spylefeltet gir indikasjonar på variasjonar i den vertikale utbreiinga til isdekket. Dersom smeltevattnet skal ha drenert i øvre del av spylefeltet må isen ha ei tilsvarande høgde. Morenemateriale på toppen av bart fjell kan også gi indikasjonar på ein sekvens prega av høgderelaterte variasjonar i isen.

Eit mektig morenedekke kan vera grunnen til danning av tosidige smeltevassløp langs sørvestleg side av brennvola, og erosjon ned til berggrunnen aust for spylereennene. At smeltevattnet blir pressa ut under runding av Brennvola, kan også ha ført til aukande vassføring. Større vassføring vil føra til ei auke i erosiv kraft, noko som vidare kan ha vore ei medverkande årsak til danninga av spylefeltet.

## **4.4 Dateringsmateriale frå feltområdet**

Vidare følgjer informasjon og dateringsresultat frå både nye og gamle dateringsprøvar i feltområdet. Lokalitetane er innteikna på det kvartærgeologiske kartet (appendiks A).

#### 4.4.1 Optisk stimulert luminescens (OSL)

Tabell 4.1 Prøveresultat frå fire OSL-lokalitetar i feltområdet.

Prøve	Lokalitet (UTM)	Terrassehøgde ved lokalitet (m o.h.)	Djupne (cm)	År	Resultat (ka)
OSL-1	32V 056736 687732	978	80	2011	14.4 ± 0.8
OSL-2	32V 056861 688091	888	-	2004	18.6 ± 0.1
OSL-3	32V 056679 687758	937	125 125	2014	-
OSL-4	32V 056473 687950	956	47 49	2014	-

Tabell 4.1 gir ein presentasjon av fire OSL-dateringar i øvre Sølndalen. Prøvane består av glasifluvialt materiale frå fire terrasselokalitetar. Lokalitetane er utplukka på grunnlag av særskild relevans i anledning danning av isavsmeltingsforløpet i området. Prøvetakinga av OSL-1 og OSL-2 vart innsamla før oppstarten av masterprosjektet, og er difor ikkje logga av forfattere. OSL-1 frå det høgare terrassenivået ved Sølnsjøbekken vart innsamla i 2011 av Svein Olaf Dahl og Henriette Linge. I 2004 vart OSL-2 tatt av Svein Olaf Dahl på eitt av terrassenivåa like nordaust for Follandsvangen. Materiale til OSL-3 og OSL-4 vart samla inn under feltperioden i september 2014, og grovlogg med bilete av dei to lokalitetane er å finna i appendiks C og D. Ved innlevering av masteroppgåva i mai 2015 føreligg berre dateringsresultata av dei to eldste prøvane. Terrasseflatene inngår likevel i framstillinga av eit mogleg hendingsforløp i kapittel 5.1.

Dateringsresultata til OSL-1 viser at terrasseflata på 977 m o.h. er avsett for  $14.4 \pm 800$  ka. Terrasseflata på 888 m o.h. (OSL-2) vart datert til  $18.6 \pm 100$  ka.



#### 4.4.2 Radiokarbondatering ( $^{14}\text{C}$ -datering)

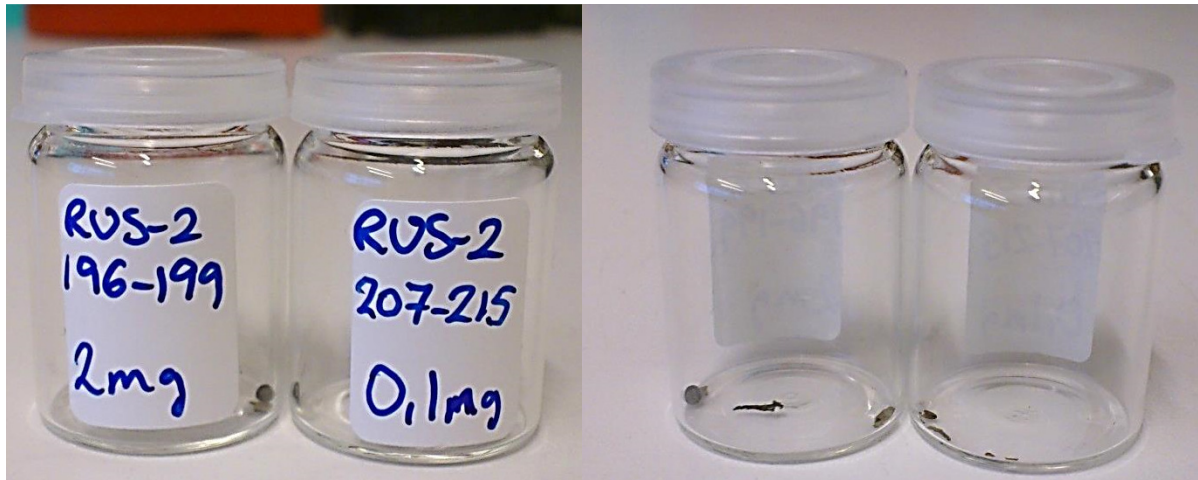
Tabell 4.2 Oversikt over innsende prøvar til  $^{14}\text{C}$ -datering.

Prøve	Lokalitet (UTM)	Kjerne	Djupne (cm)	Dato	Vekt (mg)	Materiale	Resultat (ka)
$^{14}\text{C}$ -1	32V 056247 687579, 976 m o.h.	RUS-2	196-199	3.9.2014	2	plante	-
$^{14}\text{C}$ -2	32V 056247 687579, 976 m o.h.	RUS-2	207-215	3.9.2014	0,1	plante	-

Av 24 utplukka prøvar frå RUS-1 og RUS-2 vart åtte frå sistnemnde kjerne sendt inn til datering. Prøvane vart fordelte i dei to bulkane 196-199 cm og 207-215 cm. RUS-2 inneheldt den djupaste og lengste minerogene sekvensen blant dei to kjernane, og vart difor nytta til datering og vidare diskusjon i oppgåva. Logg av RUS-2 vert presentert i appendiks G.

Kjerneloggen viser ein minerogen sekvens i nedre del, der overgangen frå grovare og deretter finare gytje er mellom 196-199 cm i djupne. Prøve  $^{14}\text{C}$ -1 vart uthenta frå overgangen mellom organisk og minerogent materiale, med målsetjing om å datera den første organiske produksjonen. 199-207 cm er prega av noko lagdelt minerogent materiale av fin sand med innslag av silt. 207-215 cm er merkbart grovare, med fin grus og noko grov sand.

Kornstørrelsen er her opptil 18 mm. Plantemateriale til dateringsprøve  $^{14}\text{C}$ -2 vart uthenta frå denne delen av kjernen. Nedre del av kjernen (215-217 cm) kan innslag av mørk brun gytje observerast, saman med noko fin sand.



Figur 4.25 Innsende prøvar til  $^{14}\text{C}$ -datering. A: Bulkane 196-199 cm og 207-215 cm. B: Utplukka plantemateriale (196-199 cm til venstre).

Prøvelokaliteten ligg i eit haugforma dødislandskap like ved eskerryggen mellom Breisjøen og Bjovassdalen passpunkt. Sidan den aktuelle dødisgropa ligg på eit høgdedrag, kan lokaliteten ha vorte isfri før omkringliggjande område. Dateringsresultata må difor vurderast i lys av dei stadeigne forholda. Dateringsresultat føreligg ikkje ved innlevering av masteroppgåva i mai 2015.

#### 4.4.3 Eksponeringsdatering

Eksponeringsdateringar frå toppen av Storsølnkletten og moreneryggar ved botnen vert presenterte i Eidsvåg (2013) (tabell 4.3). Prøvemateriale vart opprinneleg samla inn i 2011 av Henriette Linge. SØL1104 og SØL1106 daterer flyttblokker ved toppen av Storsølnkletten. Resultatet viser ei datering til henholdsvis  $13.5 \pm 1.2$  og  $12.6 \pm 1.4$ . SØL1114, SØL1115 og SØL1116 daterer den ytste moreneryggen ved botnen på nordaustleg side av Storsølnkletten. Den ytste moreneryggen er truleg den eldste av ryggane, og resultatet gir indikasjonar på kva tidsrom ein botnbre truleg har eksistert på Storsølnkletten. Resultata er henholdsvis  $12.9 \pm 0.8$ ,  $10.7 \pm 0.6$  og  $10.4 \pm 0.7$ .

Tabell 4.3 Resultat av eksponeringsdateringar ved StorsøInkletten, tatt av Henriette Linge i 2011. Datamaterialet er henta frå Eidsvåg (2013).

Prøve	Lokalitet (UTM)	Høgde (m o.h.)	Flate	Bergart	Topografisk skjærning	Prøvetjukleik (cm)	Resultat (ka)	Kommentar
SØL 1104	32V 056769 687257	1826	Flyttblokk	Kvartsitt	1,0000	4,0	<b>13.5 ± 1.2 (1.1)</b>	Kvit, runda til kantrunda klast på fast fjell
SØL 1106	32V 056776 687266	1825	Flyttblokk	Kvartsitt	1,0000	3,5	<b>12.6 ± 1.4 (1.3)</b>	Rosa, kantrunda klast (3.5x12x10 cm), på fast fjell med oppstikkande kvartsinser
SØL 1114	32V 056757 687455	1133	Blokk på morenerygg	Granitt	0,9911	1,0	<b>12.9 ± 0.8 (0.6)</b>	Raud granittblokk (1.5x1x0.5 m), flat, svakt hellande, i morenemasse, framre del
SØL 1115	32V 056754 687456	1133	Blokk på morenerygg	Granitt	0,9911	1,0	<b>10.7 ± 0.6 (0.5)</b>	Raud granittblokk (1x0.5x0.2), delt i tre, flat topp, i morenemasse, framre del
SØL 1116	32V 056753 687458	1132	Blokk på morenerygg	Kvarts i meta-sandstein	0,9911	1,0	<b>10.4 ± 0.7 (0.5)</b>	Meta-sandstein-blokk (0.5x0.5x0.2), kvartsflak (sprø?) på toppflate, få meter frå SØL 1115

AMS-laben kunne melda at alderen i raudt ikkje gir grunnlag for publiserbare data, grunna stor usikkerheit.

## 4.5 Oppsummering av datamateriale

Ei rekkje feltobservasjonar har vorte presenterte i kapittel fire.

Funn av spylerenner i større delar av det avgrensa feltområdet indikerer utbreiing og helning til breoverflata. Landskapsformer som eskerar og slukåsar er danna i eit subglasialt miljø, og viser til ei noko skiftande dreneringsretning. Dreneringsmønsteret viser ei inndeling i to hovudretningar for smeltevassdrenering; mot nordvest og nordaust. Mjovassdalen passpunkt (992 m o.h.) i nordvest kan ha vore aktivt i opptil fleire periodar. Brennvola passpunkt (976 m o.h.) i nordaust har vore aktivt i ein periode der hovuddreneringa i dalen gjekk i ein nordaustleg retning. Ved ei noko lågare isoverflate kan spylefeltet sør for Brennvola ha vore åpent og isfritt. Den mektige karakteren til spylefeltet viser at større mengder smeltevatn har drenert her, sannsynlegvis i fleire omgangar og over fleire høgdenivå.

Dei store terrasseformene i området er danna som glasifluviale delta i bredemte sjøar. Dei største terrassane ligg langs Sølmsjøbekken, der materialtilførselen har komme frå sør. Smeltevatnet må ha drenert over passpunktet mellom Storsølnkletten og Veslsølnkletten (1058 m o.h.), noko som indikerer ein høgareliggjande ismasse her under danning av terrasseflatene.

Ei rekkje sett med endemorenar kan observerast i øvre Sølndalen. Ved fleire lokalitetar er moreneryggane boga innover, noko som kan indikera eit avsetningsmiljø knytt til bredemte sjøar. Førekomstane av moreneryggar viser at breen i lågare grad har vore erosiv, slik at moreneavsetningar har kunna vorte danna. Slike ryggar gir informasjon om brefronten og deglasiasjonsforløpet til innlandsisen. Langs nordaustleg side av Storsølnkletten ligg eit belte av endemorenar. Ein lokalglasiasjon har truleg vore lokalisert ved Storsølnkletten, og tempererte forhold i bremassen har ført til erosjon og danning av større endemorenar.





## 5 Diskusjon

Diskusjonskapitlet inneheld ei drøfting av feltobservasjonar, dateringsresultat og tolking av lokalitetar. Føremålet er å skapa eit heilheitleg bilete av den kronologiske glasiasjons- og deglasiasjonshistoria i øvre Sølndalen, så godt det lar seg gjera. Ei framstilling av mogleg isutbreiing og smeltevassdrenering vert presentert med ei faseinndeling i seks fasar.

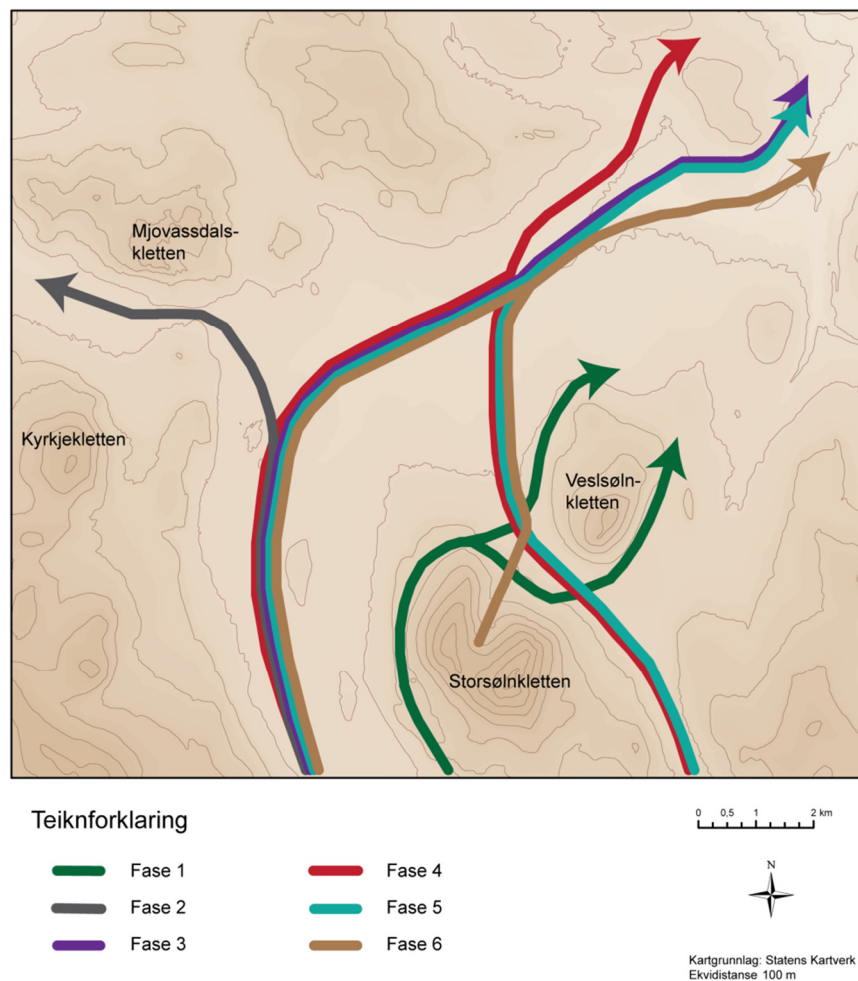
### 5.1 *Glasiasjons- og deglasiasjonshistoria i øvre Sølndalen*

Med feltobservasjonane som grunnlag vert glasiasjonshistoria i øvre Sølndalen her presentert med ei inndeling i seks hovudfasar. Mangel på dateringsresultat fører til at nokre av fasane vanskeleg kan tidfestast. Eit sannsynleg hendingsforløp vert likevel presentert basert på ein relativ kronologi. Ein serie figurar (figur 5.2-5.7) viser isutbreiing i dei ulike fasane, i tillegg til lateralt og supraglasialt dreneringsmønster.

I perioden før den første hovudfasen gir feltobservasjonane ein indikasjon på eit isdekke som har variert i størrelse. På eit eller anna tidspunkt har ein innlandsis stått på eit høgare nivå enn Storsølnekletten (1827 m o.h.). Eidsvåg (2013) utførte provenance-studiar på toppen av Storsølnekletten, og resultatene viser til ei sannsynleg isrørsla i to ulike retningar. I ein tidlegare fase gjekk isrørsla frå nord-nordvest, medan ved eit seinare tidspunkt var isrørsla frå sørleg retning. Funn av ei mengde flyttblokker i feltområdet underbyggjer ein teori om brerørsla frå sør, der blokkene av granitt og gabbro truleg har vorte transportert frå grunnfjellsvindauget i sør.

Dreneringsmønsteret kan i nokon grad ha variert i ein tidlegare tidsperiode, men det er sannsynleg at både Mjovassdalen og Brennvola passpunkt kan ha vore aktive ved fleire anledningar. Eskersystemet sør for Brennvola passpunkt kan ha vorte danna i ein slik tidsperiode, der Brennvola passpunkt var aktivt. Endemorenar og andre landformer i området kan vanskeleg setjast inn i ein relativ kronologi, då feltobservasjonane viser til eit låg-erosivt isdekke i området med bevaring av landformer. Landformer kan vera eldre enn førre istid.

Figur 5.1 viser ei forenkla framstilling av dreneringsmønsteret i dei seks fasane. Dreneringsretninga til smeltevatnet går for det meste i nordaustleg retning, enten over passpunktet eller spylefeltet ved Brennvola. Vertikal isutbreiing bestemmer slike variasjonar i smeltevassdrenering, der ein lågare ismasse fører til eit inaktivt passpunkt mot Haustdalen i nordaust. Spylefeltet i nordaust er aktivt i to omgangar, både i fase 3 og 5. Avvik frå dreneringsmønsteret er i fase to, der hovuddreneringa har ein nordvestleg karakter med drenering ut Mjovassdalen og deretter vidare til Folldal.

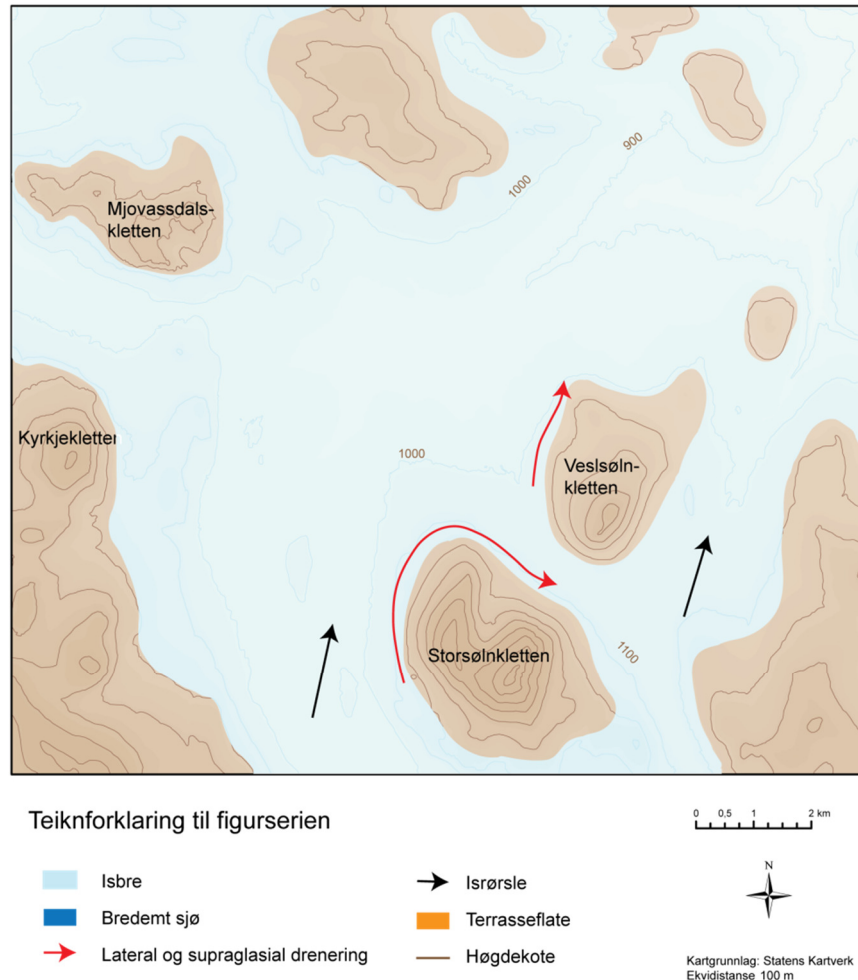


Figur 5.1 Oversikt over dreneringsmønsteret i seks ulike fasar.

Feltobservasjonane viser at området under deglasiasjonen er lokalisert mellom hovudvasskiljet i nord og vest, og eit isskilje i sør. Fleire brede sjøar har vore lokalisert i området mot slutten av deglasiasjonen. Brerørsla har truleg gått i nordleg retning i sinare delar av weichsel. Dreneringa vart styrt av helninga til isoverflata, og eit endra dreneringsmønster

førte til drenering i oppoverbakke over overløpassa (Garnes & Bergersen, 1980). Aktuelle passpunkt i denne diskusjonen vert presentert i figur 2.2 i kapitlet som gir ei oversikt over sentrale dalføre og liknande i regionen indre Austlandet.

### 5.1.1 Fase 1

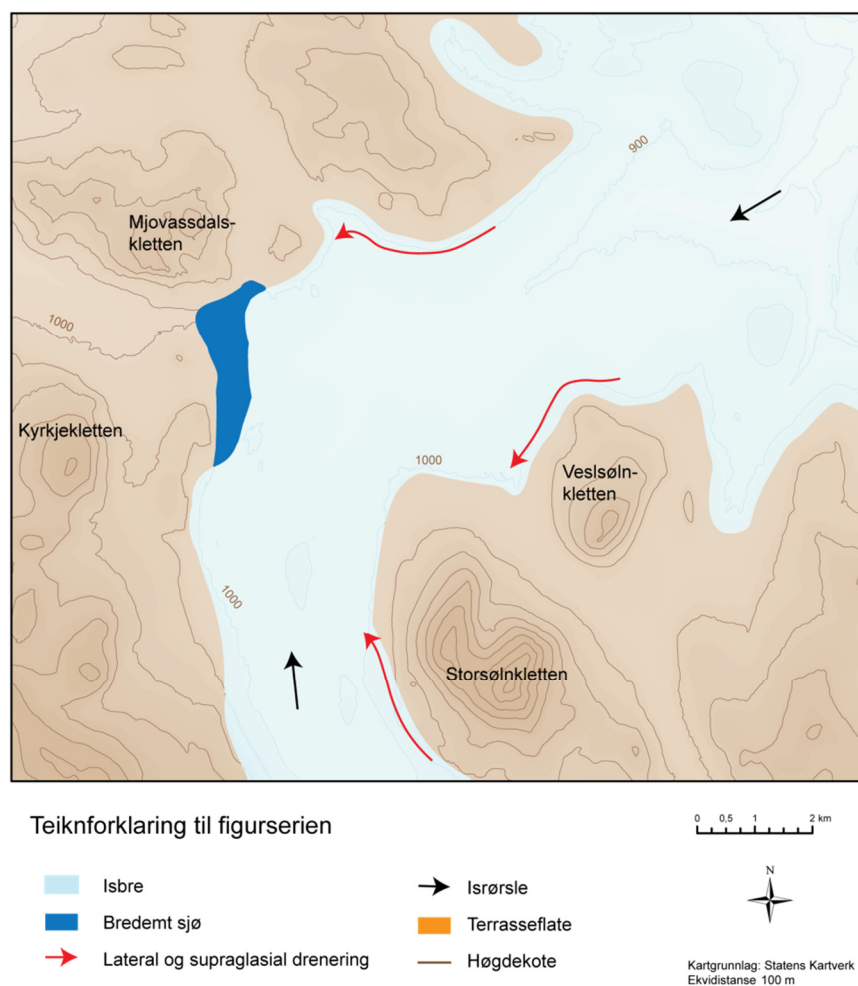


Figur 5.2 Viser dreneringsfase nummer 1.

Den første fasen (figur 5.2) viser til det øvre høgdenivået av spylerenner i dalføret, der isoverflata har ei fallande helning mot nordaust. Her er det berre dei høgareliggjande områda som er isfrie, då dalføret er fylt opp av is med eit høgdenivå på omtrent 1100 m o.h. Både spylefelt og spylerenner langs vestleg, nordleg og austleg side av Storsølnkletten vitnar om ei lateral drenering rundt fjellet. Ei mogleg forklaring på danninga av slike formelement kan vera at smeltevassdreneringa har gått både langs nord- og sørsida av Veslsølnkletten i perioden. Drenering har føregått både langs brekanten og supraglasialt, der isoverflata mest

sannsynleg har hatt ei generell helning mot nordaust, med isrørsle i same retninga. Spylerenner ved Storsølnkletten og Veslsølnkletten viser til ei vertikal isutbreiing med fallande helning i nordaustleg retning, då brekanten er opptil 1200 m o.h. langs vestsida av Storsølnkletten og 1060-1080 m o.h. langs nordvestleg side av Veslsølnkletten. To spylefelt langs nordvestleg side av Storsølnkletten kan ha vorte danna i dette tidsrommet. Danning av slike spylefelt indikerer ei vassføring med større erosiv kraft. Slike observasjonar gir informasjon om at breen kan ha hatt ein pause i nedsmeltinga ved eit slikt høgdenivå og større mengder smeltevatn kan ha drenert langs brekanten i løpet av fasen. Variasjonar i det vidare nedsmeltingsforløpet kan ha ført til veksling mellom drenering langs nordsida og sørsida av Veslsølnkletten.

### 5.1.2 Fase 2



Figur 5.3 Isavsmeltningsforløpet i fase 2.

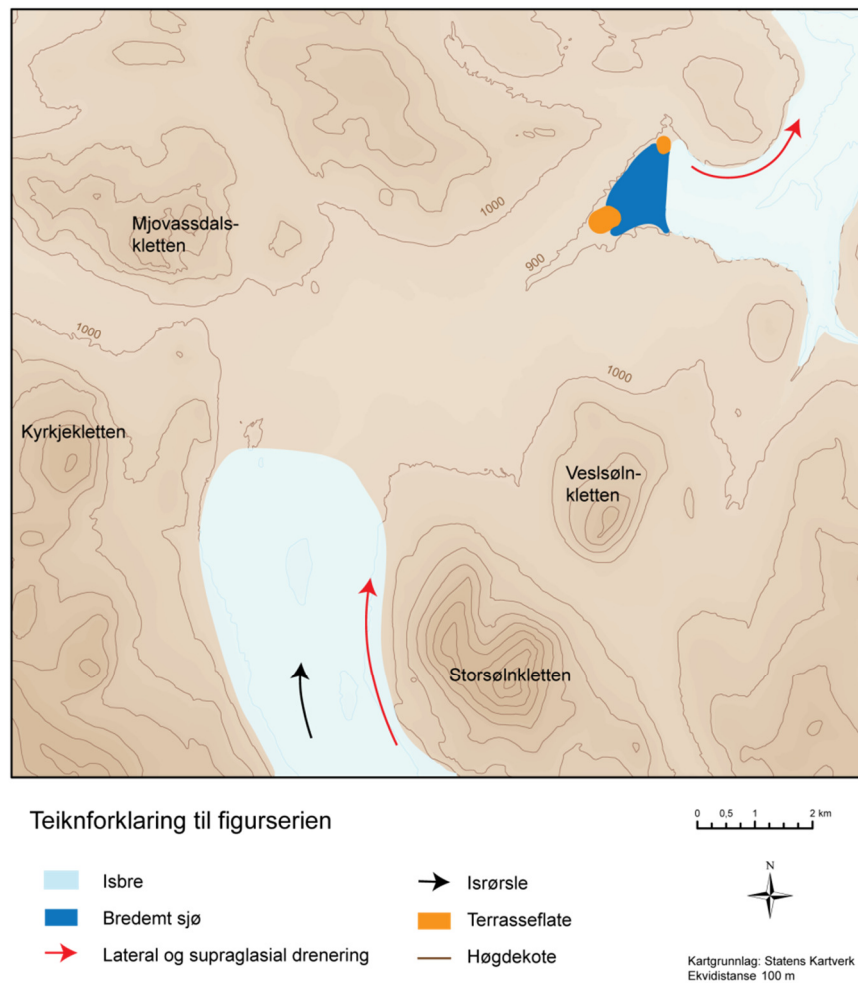
Fase 2 tar for seg eit dreneringsmønster med aktivt passpunkt i Mjovassdalen (figur 5.3). Ei dreining av drenering frå nordaust til nordvest har ført til danning av fleire sett med ein-sidede spylerenner både aust for Fjordungskollen (984-1042 m o.h.), langs nordvestsida av Veslsølnkletten (995-1025 m o.h.) og langs vestsida av Storsølnkletten (1030 m o.h.). Fleire spylerenner med større variasjon i høgdenivå ved Fjordungskollen kan gi indikasjonar på at drenering i vestleg retning kan ha førekomme over fleire sekvensar, der Mjovassdalen passpunkt kan ha vore aktivt fleire gonger. Erosjon ned til fast fjell ved passet kan inkluderast i grunnlaget for støtte av ein slik teori. Funn av eit spylefelt like nord for passpunktet ved 1012 m o.h. viser at dreneringa her gjekk langs brekanten frå Søndalen mot Mjovassdalen. Ein lengre eskerrygg frå Breisjøen til Mjovassdalen passpunkt har ei materialsamansetjing og orientering som viser at ryggen har vorte danna ved eit aktivt passpunkt i nordvest. Larsen (1956) påpeiker at isdekket i Mjovassdalen kan ha hatt ein tynnare karakter i perioden. Eit tynnare isdekke kan ha ført til ei raskare nedsmelting og tilbaketrekking av isfronten i nordvestleg retning. Ei vidare nedsmelting av ismassen har ført til danning av ein bredemt sjø mellom isen og passpunktet, og observasjonar frå felt viser at ei strandlinje på 1001 m o.h. er danna ved Flatseter. Sjøen kan ha hatt ei noko større utbreiing i sørleg retning i fase 2, men ei avgrensing av feltområdet til like nord for Breisjøen skapar noko usikkerheit. Mangel på funn av strandlinjer nordaust for Mjovassdalen passpunkt viser at breen i hovuddalføret truleg var lokalisert langt vest under danninga av den bredemte sjøen. Funn av glasilakustrine sediment like ved sørleg ende av den lange eskerryggen mellom Breisjøen og Mjovatnet, viser at sjøen kan ha hatt ei utbreiing også lenger sør. Sidan finmaterialet ligg omtrent på 978 m o.h., kan ei mogleg tolking vera at materialet er akkumulert i ein sinare fase (sjå fase 4). I fase 4 vert det tolka at ein bredemt sjø har vore lokalisert sentralt i feltområdet. Ein mindre sjø i vest vil truleg vera styrt av det same høgdenivået, men ei slik tolking vert dessverre ikkje underbygd av eit dateringsgrunnlag.

Ei nedsmelting av isen har deretter ført til at passpunktet i Mjovassdalen vart for høgt, med påfølgande dreining av dreneringsmønster i ein nordaustleg retning. Spylerenner ved Flatsetra og større akkumulasjonar av glasifluvialt materiale og smeltevassløp mellom Mjovatnet og Stråsjøen vitnar om ei slik endring i drenering. Fleire løp skjer tydeleg igjennom eskerryggen ved Mjovatnet, og slike observasjonar viser at denne dreininga har førekomme i etterkant av eit aktivt Mjovassdalen passpunkt. Dei sorterte avsetningane og det noko haugforma dekket kan ha vorte danna under bremassen, eventuelt vorte avsett i forkant av breen. Dei to gjela like aust for Flatseter er truleg også danna i denne fasen, der høgdedraget kan ha smelta fram og



åpna opp for drenering langs brekanten. At dreneringsløpa og dei einssidige spylereennene skjer igjennom både strandlinje og eskerrygg dannar bakgrunnen for eit kronologisk hendingsforløp ved lokaliteten.

### 5.1.3 Fase 3



Figur 5.4 Viser ei framstilling av fase 3 i isavsmeltingsforløpet i weichsel.

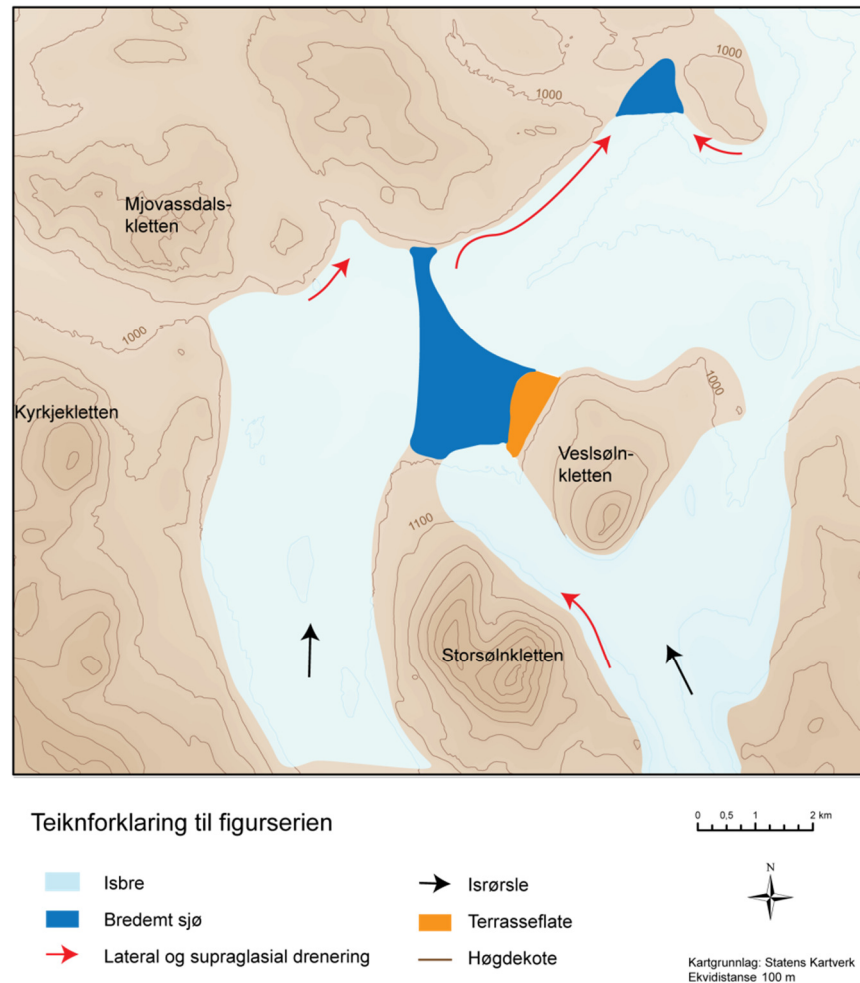
Den tredje fasen (figur 5.4) viser isutbreinga for omkring 18 000 år sidan. OSL-datering av ei terrasseflate ved Follandsvangen gir eit resultat på  $18.6 \pm 0.1$  ka. Fase tre er prega av ein noko nedsmelta innlandsis, og større isfrie område kring Sølndalen. Utbreinga av isen i sørvest er noko usikker i løpet fasen, men større moreneryggar nordaust for Breisjøen kan ha vorte danna i dette tidsrommet. Endemorenane kan eventuelt vera eldre. Terrassenivåa ved Follandsvangen må derimot ha vorte danna av ein sedimentasjon frå sørvestleg retning, noko

aom antyder at isen i det minste har eksistert i dalføret. Spylerenner med ein slak helningsgradient mot nord langs vestsida av Storsølnkletten (mellom 960 og 980 m o.h.) kan ha vorte danna i perioden, då isen truleg har hatt ei mindre vertikal utbreiing. Holmer (1955, s. 13-15) skildrar ei rekkje laterale dreneringsløp søraust for Breisjøen, som har ei fallande helning i nordleg retning. Slike funn korrelerer med feltobservasjonar presentert i denne oppgåva, der eit tilsvarande dreneringsmønster vert observert nokre kilometer lenger nord.

Danning av terrasseflatene ved Follandsvangen i perioden viser at ein sjø har vore demt opp av ein lågareliggjande is i nordaust. Terrasseflata ved Kjemsjøbekken har truleg også vorte danna i fasen, då høgdenivået tilsvarar ei av terrassehøgdene ved Follandsvangen.

Sedimentasjon frå nordaustleg retning i terrassen kan gi indikasjonar på at ein ismasse var lokalisert i dalføret nordvest for terrassen, i nærleiken av høgdedraget mellom Søldalen og Haustdalen. Sediment har blitt tilført av ei smeltevasselv lokalisert ved dagens drenering i Kjemsjøbekken. Større tosidige spylerenner ved det store spylefeltet ved Brennvola i tillegg til ein iskontakt ved terrasseflata ved Kjemsjøbekken seier noko om både vertikal og horisontal utbreiing av breen.

#### 5.1.4 Fase 4



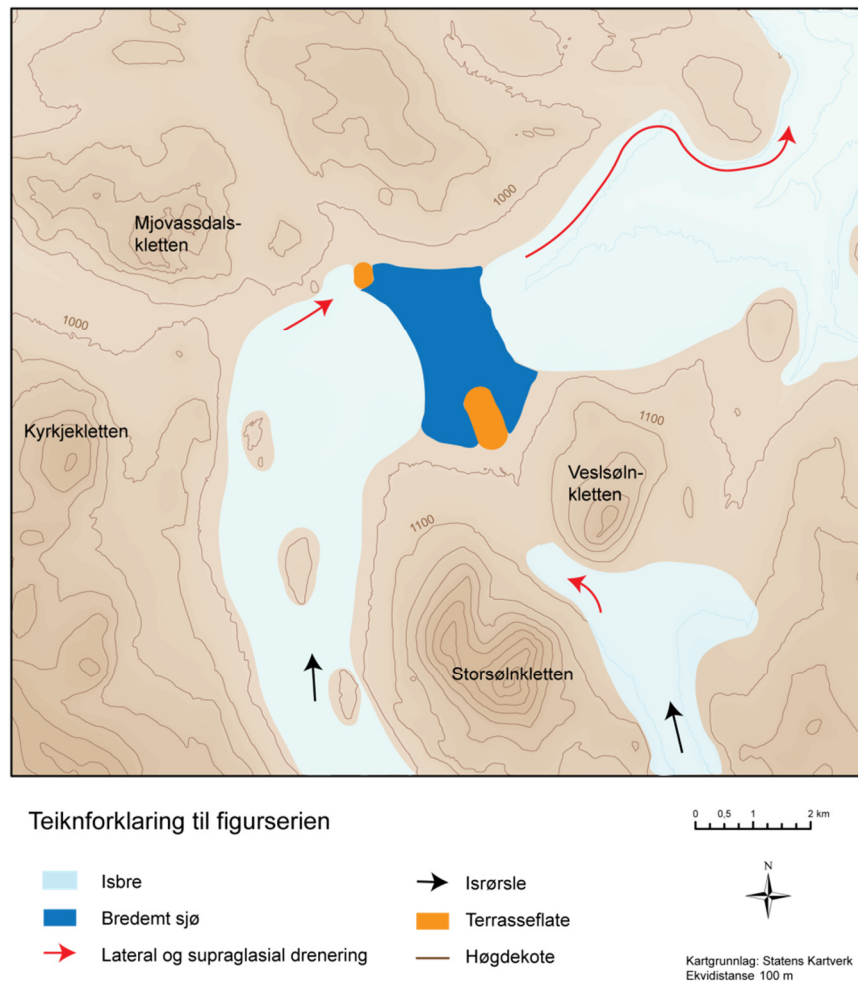
Figur 5.5 Viser ei framstilling av isavsmeltingsforløpet i ein fjerde fase.

Den fjerde fasen er ein tilvekstfase, der isen på ny har breidt seg utover dalføret frå retningane sør og nordaust (figur 5.5). Det høgare terrassenivået på omtrent 978 m o.h. har truleg vorte danna i ein bredemt sjø. OSL-datering av terrassen gir eit resultat på  $14.4 \pm 0.8$  ka. Størrelsen på sjøen er i nokon grad usikker, men mangel på funn av strandlinjer tyder på ei større horisontal breutbreiing i perioden. Sedimenta i terrasseflata er avsett frå ein sørleg retning, som gir indikasjonar på is i dalføret mellom Storsølnkletten og Veslsølnkletten. Isen har her vore lokalisert på eit høgare høgdenivå enn nede i hovuddalen, med ei sannsyleg isoverflate på godt over 1200 m o.h. søraust for Storsølnkletten. Holmer (1955, s. 15-16) nemner at større akkumulasjonar av subglasialt avsett materiale i sørleg ende av Breisjøen kan gi indikasjonar på at isen her har loge på eit noko lågare høgdenivå enn isen ved tilgrensande høgdedrag. Slike observasjonar viser at større høgdeforskjeller i isoverflata kan førekomma i regionen,

der nokre av spylereennene langs vestleg side av Storsølnkletten har ein svært bratt helningsgradient.

Ein iskontaktskråning langs nordaustleg side av terrasseflata viser at isen frå nordaust har hatt ei utbreiing fram til terrassen under sedimentasjonen. Morenebelta like aust for iskontakten vert her tolka til to belte av endemorenar, grunna form, materialsamansetjing og nærleiken til iskontaktskråninga. Brennvola passpunkt i nordaust har sannsynlegvis vore aktivt i perioden, då høgdenivået på 976 m o.h. stemmer godt overeins med terrassehøgda. Lateral drenering langs brekanten kan observerast langs nordleg side av dalføret, der dreneringa går i ein nordaustleg retning mot passpunktet. Mjovasssdalen passpunkt (992 m o.h.) er ikkje lenger aktivt, grunna ei noko lågare isoverflate i dalføret. Spylereenner langs sørvestleg side av Brennvola har vorte danna av lateral drenering inn mot passpunktet mot Haustdalen. Endemorenar ved Kjemsjøbekken har truleg vorte danna i ein bredemt sjø, grunna bogeforma. Ei strandlinje (978 m o.h.) langs vestsida av passpunktet viser at ein bredemt sjø har vorte demt opp mellom ismassen og passpunktet. Endemorenane kan ha vorte danna i eit slikt miljø, med ein kalvande brefront.

### 5.1.5 Fase 5

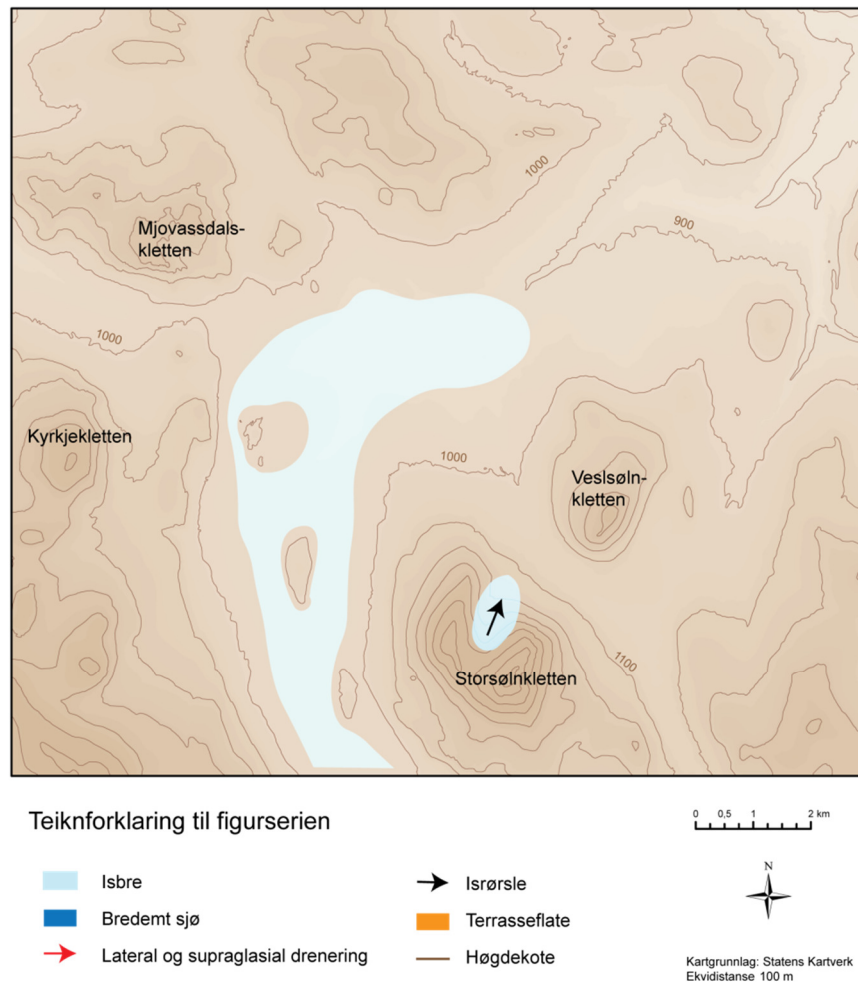


Figur 5.6 Viser ei framstilling av isavsmeltingsforløpet i førre istid i ein femte fase.

Fase fem har eit tilsvarande glasiasjonsmønster som i fase fire, men isoverflata har derimot vorte noko lågare (figur 5.6). Ei nedsmelting av innlandsisen har ført til ei senking av erosjonsbasis i den bredemte sjøen. Sedimenttilførselen kjem både frå vest og sør, der terrasseflater kan observerast både ved Stråsjøen (956 og 949 m o.h.) og Sølmsjøbekken (934 og 928 m o.h.). Nord for Stråsjøen viser markante tosidige spylerenner at større mengder smeltevatt har drenert over fleire høgdenivå. Vatnet har her drenert lateralt og supraglasialt vidare i nordaustleg retning og over spylefeltet ved Brennvola. Passpunktet på 976 m o.h. har i denne fasen vorte for høgt, noko som har ført til at den enklaste vegen for vatnet er over det store spylefeltet. At smeltevatt har drenert her opptil fleire gonger verkar sannsynleg, på grunn av størrelsen og stor variasjon i høgdemeter mellom øvre og nedre kartlagte dreneringsløp.



### 5.1.6 Fase 6



Figur 5.7 Viser ei sannsynleg isutbreiing i fase 6 av isavsmeltingsforløpet mot slutten av førre istid.

Den sjetteste fasen markerer siste periode av deglasiasjonen, med ein lokalglasiasjon på nordaustleg side av Storsølnkletten (figur 5.7). Truleg har ein større isrest vore lokalisert i dalstrøka av feltområdet. Både vertikal og horisontal utbreiing til isresten er noko usikker. Dreneringsmønsteret i dalføret er dermed tilsvarande dagens drenering i hovudelva, Sølva, bortsett ifrå lokalglasiasjonen på Storsølnkletten. Dateringar av den antatt eldste endemorenen ved botnbreen gir eit resultat på  $12.9 \pm 0.8$  ka,  $10.7 \pm 0.6$  ka og  $10.4 \pm 0.7$  ka. Resultatet viser at lokalglasiasjonen truleg har eksistert i yngre dryas, heilt i slutten av siste istid. Figur 5.7 viser ei mogleg isutbreiing, men kor tjukk isen har vore i perioden med lokalglasiasjon er uvisst. Det ein veit sikkert er at dei laterale spylerennene på omtrent same høgdenivå som

moreneryggen, er av eldre alder enn sjølve ryggen. Underøkingar i felt viser ingen spor etter lateral drenering i etterkant av lokalglasiasjonen.

## 5.2 *Eit tynnare isdekke under LGM*

Danninga av ei faseinndeling i seks ulike fasar framstiller ei antatt isutbreiing og deglasiasjonsforløp basert på observasjonar i felt. Eit noko mangelfullt dateringsgrunnlag fører til at fleire av fasane ikkje kan tidfestast, men likevel plasserast i ein relativ kronologi. Faseinndelinga viser at isdekket i nokon grad har variert igjennom weichsel, der større område periodevis har vore isfrie.

Datering av eitt av terrassenivåa ved Follandsvangen til ca 18 ka viser i samband med tilhøyrande feltobservasjonar, at isdekket truleg har vore tynnare under LGM. Ei ny isoppbygging har deretter førekomme rundt 14 ka, men isdekket har truleg også her hatt ei avgrensa vertikal utbreiing. Høgareliggjande område har igjennom alle dei seks fasane vore isfrie.

Terrassenivået på 888 m o.h. stemmer overeins med Moskardet passpunkt nordaust for Folldal (Dahl, pers. komm., 2015). Passpunktet på 877 m o.h. er teikna inn i figur 2.2. Smeltevatnet har truleg drenert lateralt og supraglasialt frå Søndalen, over spylefeltet og deretter vidare nordover forbi Haustdalen og Folldalen. Dateringa av eitt av terrassenivåa ved Follandsvangen til LGM gir indikasjonar på at isdekket har vore av tynnare karakter i dalføret i perioden. Eit dreneringsmønster som inkluderer spylefeltet viser at breen har hatt mindre vertikal utbreiing. Samanlikna med kartlegging av både tidlegare og seinare fasar i feltområdet, viser isutbreiing at isen har vore mektigare i andre tidsperiodar. Eit dreneringsmønster i nordaustleg retning i feltområdet korrelerer med Moskardet passpunkt, som vert eit naturleg overløp for smeltevatn vidare i nordover.

Eidsvåg (2013) viser til dateringsmateriale av flyttblokker frå toppen av Storsølnkletten, med eksponeringsaldrar på  $13.5 \pm 1.2$  ka og  $12.6 \pm 1.4$  ka. Eidsvåg presenterer vidare ein teori om eit mogleg tjukkare morenedekke mot slutten av weichsel. Slike funn samsvarar derimot i mindre grad med feltobservasjonar og dateringar presentert i kapittel 4 i denne oppgåva. Sjølv

om isdekket i nokon grad varierer i vertikal utbreiing i seinare periode av weichsel, peikar alle observasjonar mot eit tynnare og mest sannsynleg fragmentert isdekke. Feltobservasjonane viser dermed at studien støttar *minimumsmodellen* om eit tynnare isdekke med isfrie høgareliggjande område.



## 6 Konklusjon

Føremålet med oppgåva har vore å framstilla glasiasjons- og deglasiasjonsforløpet i feltområdet, så godt det lar seg gjera. Her vart det særleg lagt vekt på vertikal og horisontal isutbreiing i LGM. Mangel på dateringsmateriale fører til at tidfesting av glasiasjonsperiodar er vanskeleg. Eit vedlagt kvartærgeologisk kart gir ei oversikt over sentrale lausmassar og overflateformer. Ei punktvis tolking vert her framstilt, basert på metodar som feltkartlegging, tolking av flyfoto, kjernelogging, OSL-datering og eksponeringsdatering.

- Feltobservasjonar og tilhøyrande tolking støttar *minimumsmodellen*. Den vertikale utbreiinga til isdekket var truleg av tynnare karakter i LGM, og større delar av området var dermed periodevis isfrie.
- Variasjonar i dreneringsretning og isutbreiing gir eit komplekst system av landformer i dalføret, der fleire glasiasjonsfasar fører til underbygging av teoriar om ein låg-erosiv is. Store eskersystem vitnar om eit utbredt subglasialt dreneringsmønster. Funn av både deltaflater og strandlinjer indikerer at bredemte sjøar har eksistert i feltområdet over fleire høgdenivå. Moreneryggar vert tolka som endemorenar, og viser at breen i mindre grad må ha erodert i underlaget. Laterale spylerenner viser til kaldbasert is, med ei hovuddrenering langs brekanten. Store passpunkt i nordvest, nordaust og søraust viser til variasjonar i dreneringsmønster, vertikal isutbreiing og i helninga til breoverflata.
- Både smeltevassdrenering og isutbreiing vert her delt inn i 6 fasar. Dreneringa har i fase 1 truleg drenert i nordaustleg retning, med ei isoverflate på omtrent 1100 m o.h. Spylerenner viser at dreneringa truleg kan ha gått både langs nordleg og sørleg side av Veslsølnkletten.
- Fase 2 viser til ein noko nedsmelta is, med drenering over Mjovassdalen passpunkt (992 m o.h.) i nordvest. Ei strandlinje på 1001 m o.h. viser at ein bredemt sjø har vore lokalisert på austsida av passpunktet.
- I fase 3 smelta isen truleg ned til eit endå lågare nivå, der større delar av feltområdet kan ha vore isfritt (ca 18 ka). Ein bredemt sjø var demt opp av ein bremasse i nordaust, med drenering langs brekanten over spylefeltet ved Brennvola. Terrassenivåa ved Follandsvangen vart danna i perioden.



- Fase 4 var prega av ny ekspansjon av is frå både sørvest og nordaust (ca 14 ka). Brennvola passpunkt (976 m o.h.) var aktivt, med drenering i nordaustleg retning mot Haustdalen. Danning av den høgareliggjande terrasseflata (978 m o.h.) ved Sølmsjøbekken indikerer at ein bredemt sjø har vore lokalisert sentralt i feltområdet. Isbreen mellom Storsølknkletten og Veslsølknkletten har truleg hatt ei utstrekning heilt ned til terrasseflata (grunna funn av eskerryggar i sørleg ende av flata), noko som viser at isdekket her truleg har lege på eit høgare nivå enn isen i hovuddalføret.
- I fase 5 smelta isen noko ned slik at Brennvola passpunkt vart for høgt, og lateral drenering gjekk på ny over det mektige spylefeltet i nordaust. Ein bredemt sjø var framleis oppdemt sentralt i feltområdet, der danning av deltaflater både ved Stråsjøen og Sølmsjøbekken vitnar om akkumulasjon av materiale frå henholdsvis sørvest og sør.
- Fase 6 viser til lokalglasiasjonen ved Storsølknkletten, og dei nedste moreneryggane er datert til ca 10 ka ved eksponeringsdatering. Botnbreen har truleg vore temperert, med danning av ei rekkje endemorenar ved Storsølknkletten. Funn av ein eskerrygg tyder på eit noko varierende temperaturregime i breen. Ein isrest har mest sannsynleg vore lokalisert i dalføret under siste del av isavsmeltingsperioden.

## 7 Litteraturliste

- Ahrens, C. D.** (2005) *Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere*. 5. utgåve. Brooks/Cole, Belmont.
- Arnold, N. & Sharp, M.** (2002) Flow variability in the Scandinavian ice sheet: modelling the coupling between ice sheet flow and hydrology. *Quaternary Science Reviews* 21, 481-502.
- Atkins, C. B. & Dickinson, W. W.** (2007) Landscape modification by meltwater channels at margins of cold-based glaciers, Dry Valleys, Antarctica. *Boreas* 36, 47-55.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A.** (2010) *Glaciers & glaciation*. 2. utgåve. Hodder Education, London.
- Bergersen, O. F. & Garnes, K.** (1972) Ice movements and till stratigraphy in the Gudbrandsdalen valley. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 26, 1-16.
- Bergersen, O. F. & Garnes, K.** (1980) Weichsel in Central South Norway. A general view of the deposits from the Gudbrandsdalen Interstadial and from the following glaciation. *Boreas* 10, 315-332.
- Bergersen, O. F. & Garnes, K.** (1983) Glacial deposits in the culmination zone of the Scandinavian ice sheet i Ehlers, J. (red.): *Glacial deposits in North-West-Europe*, 29-40. Balkema, Rotterdam.
- Bergstrøm, B., Reite, A., Sveian, H. & Olsen, L.** (2001) Feltrutiner, kartleggingsprinsipper og standarder for kvartærgeologisk kartlegging/løsmassekartlegging ved NGU. *Internrapport nr. 2001.018, Norges geologiske undersøkelse*.
- Berthling, I. & Sollid, J. L.** (1999) The drainage history of glacial lake Nedre Glåmsjø, southern Central Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 53, 190-201.
- Borvik, T.** (2009) *Rekonstruksjon av glasiasjons- og deglasiasjonsforløpet gjennom weichsel i sentrale Dovrefjell*. Masteroppgåve. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Boulton, G. S., Smith, G. D., Jones, A. S. & Newsome, J.** (1985) Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets. *Journal of the Geological Society of London* 142, 447-474.
- Bøe, A.-G.** (2002) *Rekonstruksjon av glacialgeologien i Nord-Rondane gjennom Weichsel*. Masteroppgåve. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.

- Bøe, T.** (2008) Rekonstruksjon av glasiasjons- og deglasiasjonshistoria gjennom weichsel i Stropsljødalen, Dovrefjell. Masteroppgåve. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Bøtter-Jensen, L., McKeever, S. W. S. & Wintle, A. G.** (2003) *Optically stimulated luminescence dosimetry*. Elsevier Academic Press.
- Dahl, S. O., Lie, Ø., Pytte, A.-G. B., Murray, A., Tveranger, J., Håvik, O., Kvisvik, B. C. & Nesje, A.** (2004) Weichselian glaciation history in East-Central Southern Norway. The 26<sup>th</sup> Nordic geological winter meeting, session 18: The last interglacial/glacial cycle. *GFF 126 (1)*, 118-125.
- Dahl, S. O., Nesje, A. & Øvstedal, J.** (1997) Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas 26*, 161-180.
- Eidsvåg, J. S.** (2013) *Glasiasjonshistorie og provenancestudier av flyttblokker frå Storsølknkletten, Alvdal, Hedmark*. Masteroppgåve i kvartærgeologi og paleoklima, Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Evans, I. S.** (1994) Cartographic techniques in geomorphology. s. 97-108. I: Goudie, A., Anderson, M., Burt, T., Lewin, J., Richards, K., Whalley, B. & Worsley, P. *Geomorphological techniques*. 2. utgåve Routledge, London.
- Follestad, B. A.** (2005) *RONDANE – 1718 I* [Kart]. Kvartærgeologisk kart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.
- Follestad, B. A. & Thoresen, M.** (1999) Geologiske severdigheter langs bil- og sykkelveier og turstier i Alvdal. *Gråsteinen 4*. Norges geologiske undersøkelse.
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. & Andresen, A.** (2013) En fjellkjede blir til. Kapittel 6, s. 180-233. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til – Norges geologi*. 2. Utgåve. Norsk geologisk forening, Trondheim.
- French, H. M.** (1996) *The periglacial environment*. 2. Utgåve, Adison Wesley Longman Limited.
- Fuchs, M. & Owen, L. A.** (2008) Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas 37*, 636-659.
- Garnes, K. & Bergersen, O. F.** (1977) Distribution and genesis of tills in central south Norway. *Boreas 6*, 135-147.
- Garnes, K. & Bergersen, O. F.** (1980) Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway. *Boreas 9*, 251-269.
- Garnes, L. S.** (2006) *Rekonstruksjon av isutbreiing gjennom Weichsel i vestlege delar av Rondane*. Masteroppgåve. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.

- Gjessing, J.** (1960) Isavsmeltningstidens drenering; des forløp og formdannende virkning i Nordre Atnedalen. Med sammenlignende studier fra Nordre Gudbrandsdalen og Nordre Østerdalen. *Ad Novas* 3, 482 s.
- Gjessing, J.** (1965) Deglaciation of Southeast and East-Central South Norway. *Norsk geografisk tidsskrift* 20, 133-149.
- Gjessing, J.** (1978) *Norges Landformer*. Universitetsforlaget, Oslo.
- Goehring, B. M., Brook, E. J., Linge, H., Raisbeck, G. M. & Yiu, F.** (2008) Beryllium-10 exposure ages of erratic boulders in southern Norway and implications for the history of the Fennoscandian ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 27, 320-336.
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M.** (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- Gulderson, T. P., Reimer, P. J. & Brown, T. A.** (2005) The boon and bane of radiocarbon dating. *Science* 307, 362-364.
- Hansen, A. M.** (1886) Om seter eller strandlinjer i store høider over havet. *Arkiv Matematik Naturvidenskab* 10, 329-352.
- Hansen, H.** (2007) *Rekonstruksjon av glasiasjons- og deglasiasjonshistorien gjennom weichsel i Kvitdalen, østlige Dovrefjell, Sør-Norge*. Masteroppgåve. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Hauge, A. B.** (2009) *Rekonstruksjon av glasiasjons- og deglasiasjonshistoria gjennom weichsel i nordvestlege Folldal, Hedmark*. Masteroppgåve. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Holmer, B. J.** (1955) *En undersøkelse over isens avsmelting innen området St. Sølnekletten – Atnas dal*. Tekstbind og Illustrasjonsbind. Hovedoppgave i fysisk geografi. Universitetet i Oslo.
- Holmsen, G.** (1915) Brædemte sjøer i Nordre Østerdalen. *Norges Geologiske Undersøkelse* 73, 1-211.
- Hoppe, G.** (1960) Isavsmeltningens drenering. *Norsk geografisk tidsskrift* 17, 373-381.
- Hubbard, B. & Glasser, N.** (2005) *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*. John Wiley and Sons Ltd.
- Håvik, O. A.** (2003) *Glacial geomorfologi i sydlege delar av Rondane i Weichsel*. Masteroppgåve. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Johannessen, T. W.** (1960) *Monthly frequencies of concurrent wind forces and wind directions in Norway*. Det norske meteorologiske institutt, Oslo.

- Kleman, J.** (1994) Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. *Geomorphology* 9, 19-32.
- Kleman, J. & Borgström, I.** (1994) Glacial landforms indicative of a partly frozen bed. *Journal of Glaciology* 40, 255-264.
- Kleman, J. & Hättestrand, C.** (1999) Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature* 402, 63-66.
- Klette, J.** (2006) *Rekonstruksjon av isutbreiing gjennom Weichsel i Grimsdalen, nordlige Rondane*. Masteroppgåve. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Kvisvik, B. C.** (2003) *En rekonstruksjon av isutbredelsen i Rondane gjennom Weichsel med hovedvekt på glasialgeologi og isavsmeltningsformer*. Masteroppgåve. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Larsen, A.** (1956) *En undersøkelse over isens avsmeltning i området St. Sølnekletten- Atnedal-Folldal*. Hovudoppgåve i geografi, Universitetet i Oslo.
- Linge, H., Brook, E. J., Nesje, A., Raisbeck, G. M., Yiu, F. & Clark, H.** (2006) In situ <sup>10</sup>Be exposure ages from Southeastern Norway: implications for the geometry of the Weichselian Scandinavian ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 25, 1097-1109.
- Longva, O. & Thoresen, M. K.** (1991) Iceberg scours, iceberg gravity craters and current erosion marks from a gigantic Preboreal flood in southeastern Norway. *Boreas* 20, 47-62.
- Mangerud, J.** (2004) Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. s. 272-294. I: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (red.) *Quaternary glaciations – extent and chronology*. Elsevier.
- Mannerfelt, C. M.** (1940) Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. *Norsk geografisk tidsskrift* 8, 9-47.
- Mannerfelt, C. M.** (1945) Några glasial-morfologiska formelement. *Geografiska Annaler A* 27.
- Mercer, J. H.** (1970) Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial: II. *American Journal of Science* 269, 1-25.
- Murray, A. S. & Roberts, R. G.** (1997) Determining the burial time of single grains of quarts using optically stimulated luminescens. *Earth and Planetary Science Letters* 152, 163-180.
- Nesje, A.** (1995) *Brelære*. Høyskoleforlaget, Kristiansand



- Nesje, A., Dahl, S. O., Anda, E. & Rye, N.** (1988) Blockfields in Southern Norway: significance for the Late Weichselian Ice Sheet. *Norsk geologisk tidsskrift* 68, 149-169.
- Nystuen, J. P.** (2013) Urtidskontinentet brytes opp. Kapittel 4, s. 120-147. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til – Norges geologi*. 2. Utgåve. Norsk geologisk forening, Trondheim.
- Paterson, W. S. B.** (1994) *The physics of glaciers*. 3. utgåve. Butterworth-Heinemann, Storbritannia.
- Paus, Å., Velle, G., Larsen, J., Nesje, A. & Lie, Ø.** (2005) Lateglacial nunataks in Central Scandinavia: biostratigraphical evidence for ice thickness from Lake Fåfattjørn, Tynset, Norway. *Quaternary Science Reviews* 25, 1228-1246.
- Prescott, J. R. & Robertson, G. B.** (1997) Sediment dating by luminescence: a review. *Radiation Measurements* 27 (5), 893-922.
- Ramsay, D. & Siedlecka, A.** (2001) Berggrunnskart ALVDAL 1619III, M 1:50.000, foreløpig utgåve. Norges geologiske undersøkelse.
- Rekstad, A. J.** (1900) Løse afleiringer i øvre Foldalen. *Norges geologiske undersøkelse* 28, 67-73.
- Saua, H.** (2010) *Rekonstruksjon av glasierings- og deglasieringshistoria gjennom weichsel til Kakelldalen, Folldal*. Masteroppgåve. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Siegert, M. J., Dowdeswell, J. A. & Melles, M.** (1999) Late Weichselian glaciation of the Russian High Arctic. *Quaternary Research* 52, 273-285.
- Sollid, J. L.** (1964) Isavsmeltningsforløpet langs hvedvannskillet mellom Hjerkin og Kvikneskogen. *Norsk geografisk tidsskrift* 19, 51-76.
- Sollid, J. L. & Kristiansen, K.** (1983) Hedmark fylke, kvartærgeologi og geomorfologi 1:250 000. Geografisk Institutt, Universitetet i Oslo.
- Sollid, J. L. & Reite, A. J.** (1983) The last glaciation and deglaciation of Central Norway. s. 41-60. I Ehlers, J. (red.) *Glacial deposits in North-West Europe*. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L.** (1994) Distribution of glacial landforms in Southern Norway in relation to the thermal regime of the last continental ice sheet. *Geografiska Annaler* 76 (1), 25-35.
- Statens kartverk** (2011) 10073 Folldal, kartside 32K11 [Kart]. Norge-serien N50, Statens kartverk.

- Sulebak, J. R.** (2007) *Landformer og prosesser – En innføring i naturgeografiske tema*. Fagbokforlaget, Bergen.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. & Stein, R.** (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1229-1271.
- Thomas, P. J., Murray, A. S., Kjær, K. H., Funder, S. & Larsen, E.** (2006) Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of glacial sediments from Arctic Russia – depositional bleaching and methodological aspects. *Boreas* 35, 587-599.
- Thoresen, M. K. & Follestad, B. A.** (1999) *Alvdal kommune: kvartærgeologisk kart – 1:60 000* [Kart]. Norges geologiske undersøkelse.
- Tollan, A.** (1963) Trekk av isbevegelsen og isavsmeltingen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. *Norges geologiske undersøkelse* 223, 328-345.
- Vorren, T. O.** (1977) Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas* 6, 247-257.
- Vorren, T. O. & Mangerud, J.** (2013) Istider kommer og går. Kapittel 15, s. 494-547. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til – Norges geologi*. 2. Utgåve. Norsk geologisk forening, Trondheim.
- Wallinga, J., Murray, A. S., Duller, G. A. T. & Törnqvist, T. E.** (2001) Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 617-630.

#### *Internettkjelder*

- Forskrift om naturreservat, Alvdal** (1989) *Forskrift om fredning for Vardmoan naturreservat, Alvdal kommune, Hedmark*. Fastsett ved kgl.res. av 22. desember 1989. Fremja av Miljøverndepartementet. Tilgjengeleg frå:  
<http://www.lovddata.no/for/lf/mv/xv-19891222-1391.html> [Nedlasta 15.4.2015].
- Meteorologisk institutt** (2015) *eKlima* [Internett]. Vêr- og klimadata frå Meteorologisk institutt. Tilgjengeleg frå:  
[http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?\\_pageid=73,39035,73\\_39049&\\_dad=portal&\\_schema=PORTAL](http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL) [Nedlasta 12.4.2015].

**NGU** (2015) *Nasjonal berggrunnsdatabase* [Internett]. Norges geologiske undersøkelse.

Tilgjengeleg frå: <<http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/viewer.htm?Box=-45280:6622093:10569:6647113>> [Nedlasta 9.4.2015].

**NVE** (2015) *002/30 Sølva* [Internett]. Norges vassdrags- og energidirektorat. Fagleg skildring med verdivurdering. Tilgjengeleg frå:

<<http://www.nve.no/PageFiles/2867/Rapporter%20og%20utredninger/002.maz-S%C3%B8lva.pdf?epslanguage=no>> [Nedlasta 19.4.2015].

**Statens kartverk** (2015) *Norgeskart* [Internett]. Statens kartverk. Tilgjengeleg frå:

<<http://www.norgeskart.no/#7/235419/6893209>> [Nedlasta 4.5.2015].

*Personleg kommunikasjon*

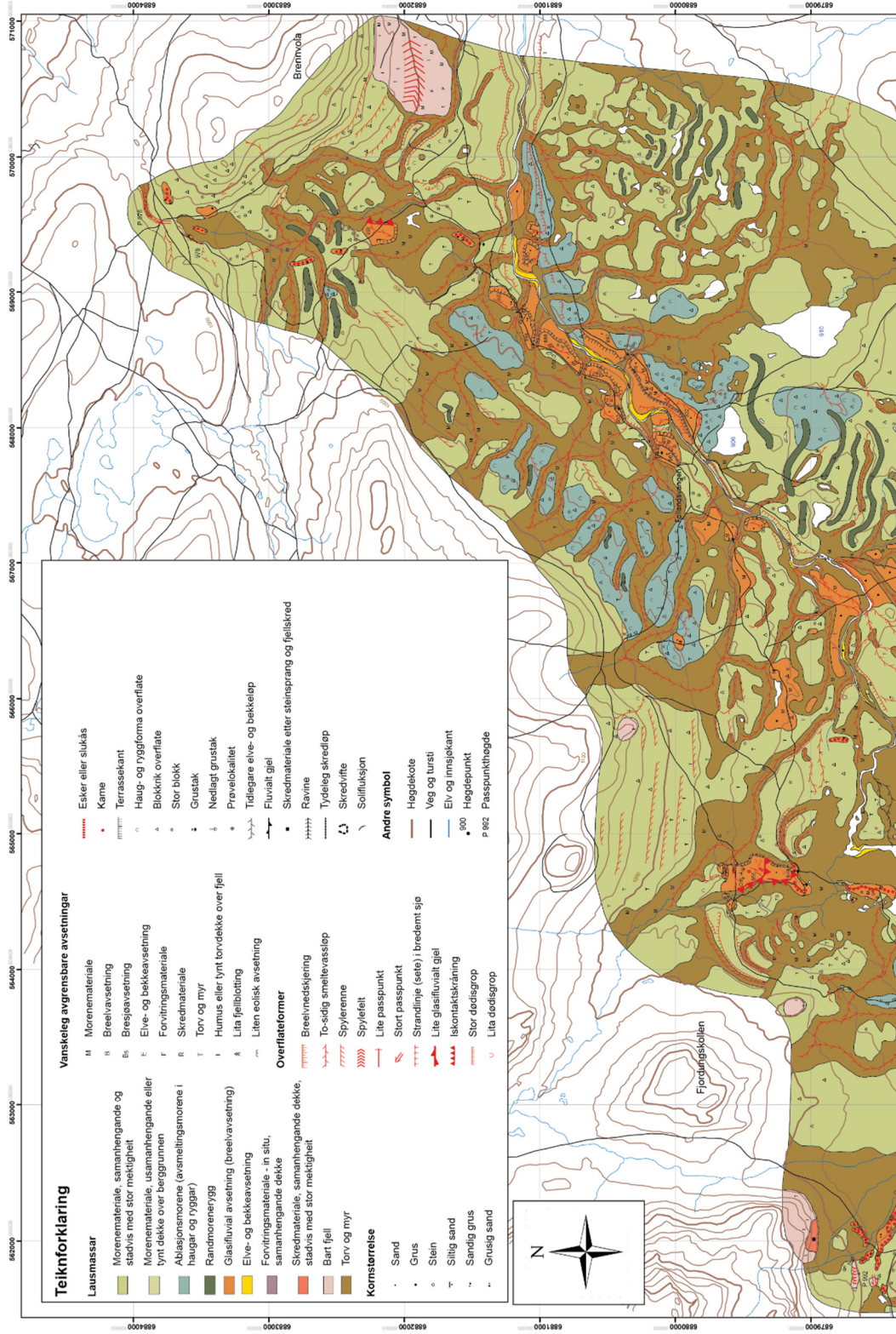
Dahl, S. O., 2015, professor ved Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.

# Appendiks

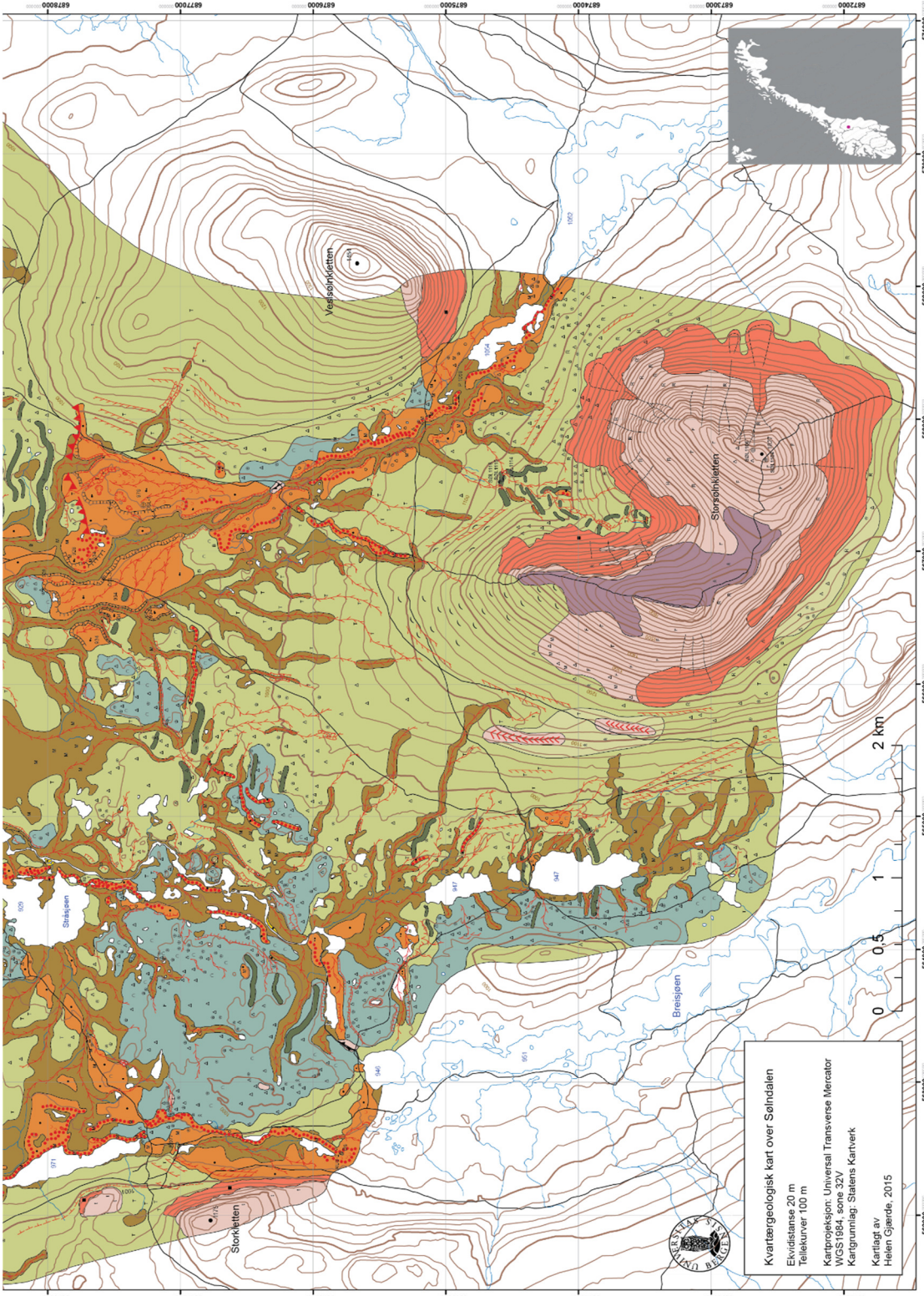
## Innholdsliste

- A Kwartærgeologisk kart – format A1
- B Kopi av kvartærgeologisk kart – format A3
- C Logg – Glasifluvial terrasseflate ved Sølmsjøbekken (OSL-3)
- D Logg – Glasifluvial terrasseflate ved Stråsjøen (OSL-4)
- E Logg – Øvre terrasseflate ved Sølmsjøbekken
- F Logg – Terrasseflate ved Follandsvangen
- G Kjernelogg (RUS-2)
- H Forkortingar

# SØLNDALEN







**Kvartærgeologisk kart over Sæmdalen**  
 Ekvridians 20 m  
 Tellekurver 100 m  
 Kartprosjekt: Universal Transverse Mercator  
 WGS 1984, sone 32V  
 Kartgrunnlag: Statens Kartverk  
 Kartlagt av  
 Helen Gjælde, 2015



Logg av glasifluvial avsetning langs vestsida av Sølnsjøbekken.  
 Dateringsprøver: OSL-3  
 UTM: 32V 056679 687758  
 937 m o.h.



- Teiknforklaring
- Sand
  - Grus
  - Stein
  - Blokk
  - OSL Prøve
  - Lagdeling
  - Klar overgang

cm		Sandig grus med større og mindre steinar Innslag av blokker (30-35 cm) Topplag med sandur-liknande miljø Aurhelle, svært hardpakka lag Runda og kantrunda stein
118		Grov til medium sand med nokre gruskorn Hardt, tettpakka lag med tydelege strukturar
125		Grov til medium sand med nokre gruskorn Prøve lokalitet - OSL-3 Delvis tydeleg lagdeling Lys brunfarge
133		Sandig grus med ein og annan mindre stein Noko mørkare brunfarge
147		



Prøvetaking til OSL-datering ved ei djupne på 125 cm.



# Glasifluvial terrasseflate ved Stråsjøen (OSL-4)

# Appendiks D

Logg av øvre deltaflate ved Stråsjøen.  
 Dateringsprøve: OSL-4  
 UTM: 32V 056473 687950  
 956 m o.h.



### Teiknforklaring

- sand
- grus
- stein
- OSL** prøve
- lagdeling
- klar overgang

cm		
40		Sandig grus med noko stein (opptil 18 cm) Topplag med utydeleg lagdeling Fleire steinar har ei runda form Sandur-liknande miljø Lysare brun farge
42		Fin sand Tynnare lag mellom topplag og skrålag
47 49		Medium til grov sand med nokre få gruskorn Innslag av droppstein Delvis lagdelt med ei fallande helning mot nord/nordaust OSL-prøvar
60		Fin grus Noko utydelege strukturar Mørkare brun farge



Prøvetaking av OSL ved ei djupne på 47 og 49 cm.

# Øvre terrasseflate ved Sølmsjøbekken

# Appendiks E

Grovlogg av snitt i glasifluvial avsetning, frå terrassekant ved det øvre nivået langs Sølmsjøbekken.  
 OSL-1 er innhenta ved tilsvarande terrasse.  
 UTM: 32V 056776 687774  
 977 m o.h.



Teiknforklaring

- silt
- sand
- grus
- lagdeling
- klar overgang

cm		Sandig grus Innslag av medium grus Brun farge Tynt vegetasjonsdekke
18		Grov sand med nokre korn av fin grus Gråleg farge
31		Fin sand Tydelege strukturar Lys brun
38		Medium til grov sand Delvis lagdelt Lys grå på farge
70		Sandig grus Mørk grå
72		Fin sand med silt Utydelege spor etter varv Lys grå til mørk grå lagdeling
80		Fin sand Gråleg farge
100		

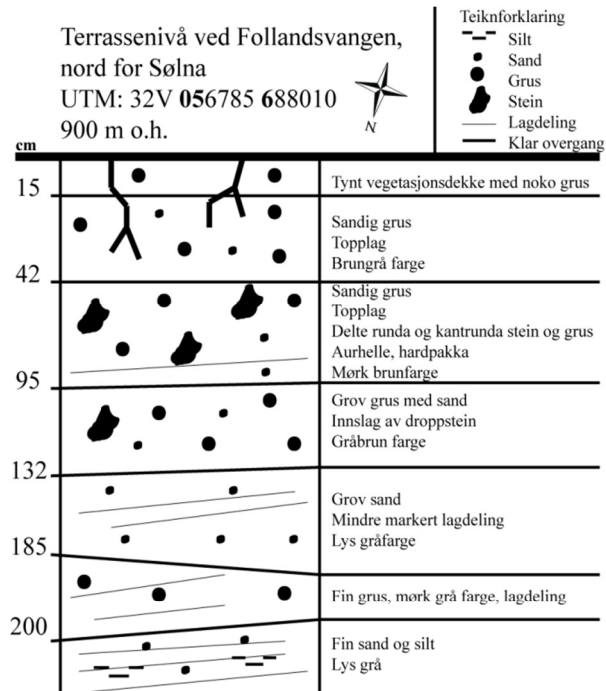


Snitt ved nordleg terrassekant.

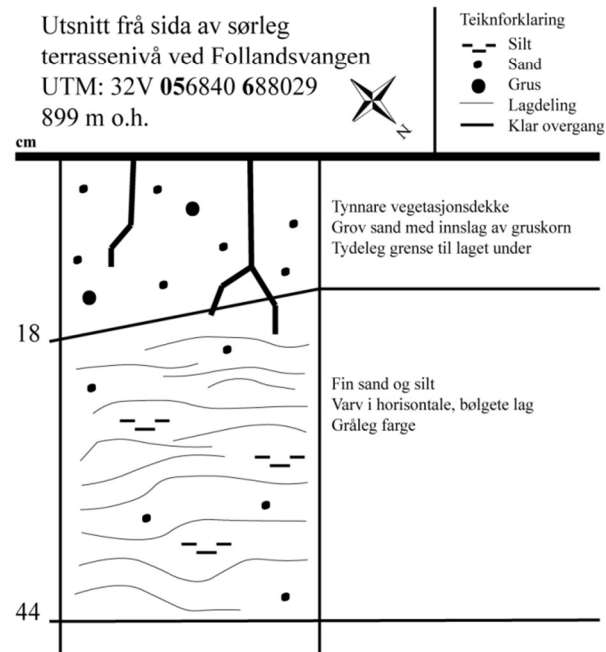


# Terrasseflate ved Follandsvangen

# Appendiks F



Deltaavsetning ved Follandsvangen.



Glasilakustrint materiale med varv.

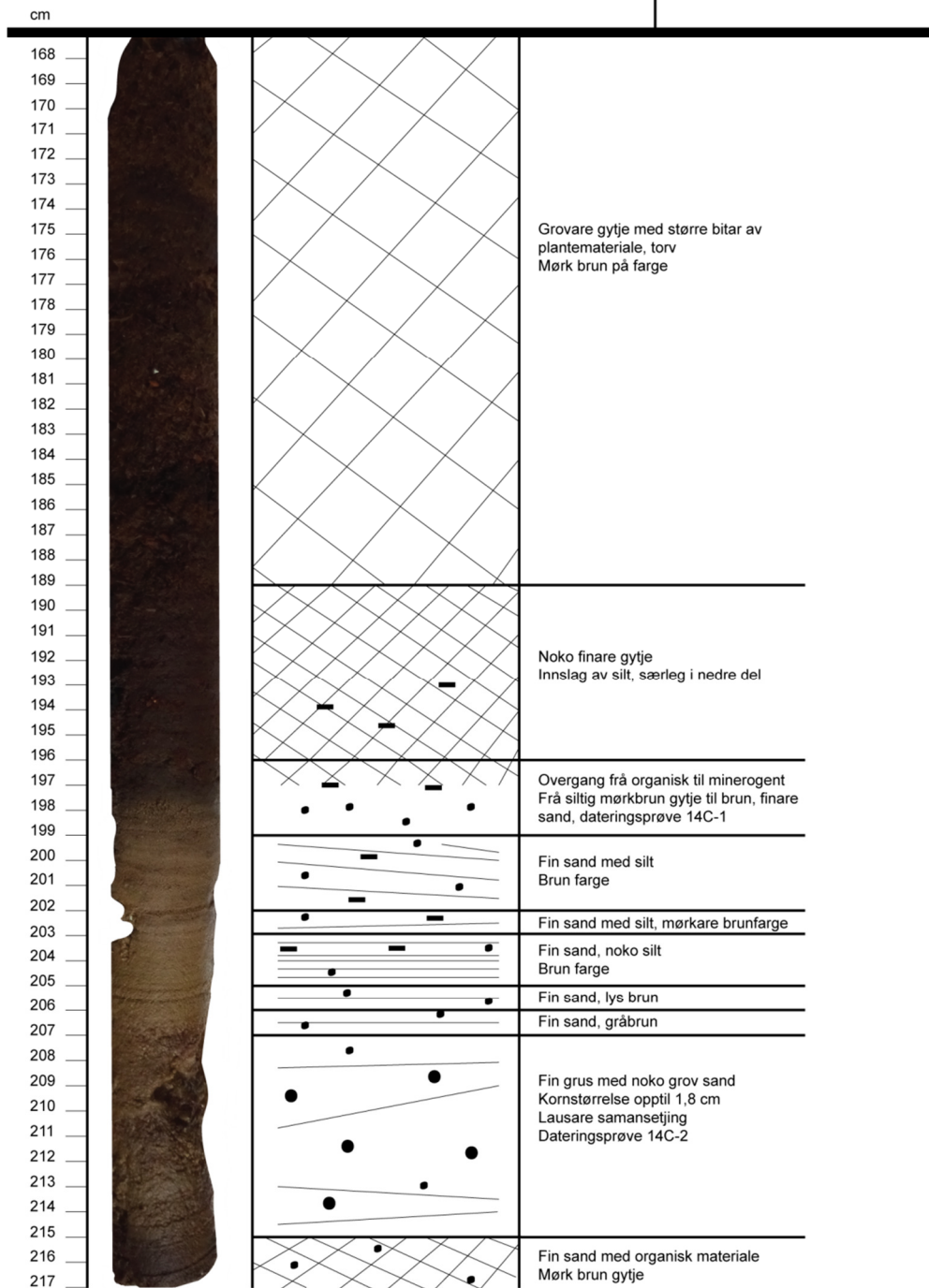
# Kjernelogg (RUS-2)

# Appendiks G

Grovare logg av kjerne, RUS-2  
 Dødisgrop i eskersystem nordvest  
 for Rundhåen ved Breisjøen.  
 UTM: 32V 056247 687579  
 976 m o.h.  
 Djupne: 217 cm

## Teiknforklaring

- Silt
- Sand
- Grus
- Lagdeling
- Klar overgang
- X Grov gytje
- X Fin gytje



## Forkortingar

## Appendiks H

Her følger ei oversikt over forkortingar som er nytta i oppgåva.

Forkorting	Forklaring
%	prosent
±	feilmargin; pluss og minus
°	grader
° C	grader Celsius
µm	mikrometer
<sup>10</sup> Be	Radioaktiv isotop; beryllium-10
<sup>14</sup> C	Radioaktiv isotop; karbon-14
AMS	akselerator massespektrometri
cm	centimeter
et al.	og andre
GIS	geografiske informasjonssystem
GPS	global positioning system
ka	tusen år
km	kilometer
km <sup>2</sup>	kvadratkilometer
LGM	siste istids maksimum (last glacial maximum)
m	meter
m o.h.	meter over havet
mg	milligram
mm	millimeter
NGF	Norsk geologisk forening
NGU	Norges geologiske undersøkelse
NLF	Norges luftsportforbund
NLL	Nordic Laboratory for Luminescence Dating
OSL	optisk stimulert luminescens
pers. komm.	personleg kommunikasjon
UiB	Universitetet i Bergen



UiO	Universitetet i Oslo
UTM	universal transversal merkator