

**Kvartærgeologisk kartlegging og estimert alder på
brefremstøt ved Litlelangdalen og Berilldalen (Valldalen),
indre Sunnmøre**



Masteroppgave i naturgeografi

Eivind Ramsdal



Institutt for geografi

Universitetet i Bergen

November 2017

Forord

Da jeg satte foten min inn på fakultetsbygningen for første gang med forhåpninger om å bli infotekniker, var det lite jeg visste at seks år senere var det naturgeograf jeg ville bli. Men jeg kan ikke akkurat si at jeg er særlig bitter på at det var den veien det skulle gå. Etter fem år som jeg kommer til å huske for resten av mitt liv, er det mange personer jeg ønsker å vie min takk til.

Først og fremst vil jeg takke min veileder Svein Olaf Dahl for god veiledning gjennom hele perioden og hans alltid lunefulle humør. Takk til Henriette Linge som fikk oss i kontakt med Elida Linge slik at vi kunne bo i huset hennes under deler av feltoppholdet. Så tusen takk til deg også, Elida. En stor takk vil jeg rette til min feltkompis Simon Norum som stilte opp med bil og kjørte meg hvor enn jeg ville. Og takk til gode faglige diskusjoner både før og etter feltoppholdet, det hadde vært vanskelig å gjort dette alene.

Tusen takk til alle dere fantastiske mennesker på lesesalen som har gjort disse årene uforglemmelig. Uten dere hadde det vært vanskelig å motivert seg til å komme seg til lesesalen. Dere vet alle godt hvem jeg sikter til! Tusen takk til Martha og Tove i kantinen, for deres fantastiske vesen og støtte under sluttspurten av oppgaveskrivingen.

Tusen takk til mor, far, søster og bror for at dere alltid er der for meg og gjør alt det dere kan i deres makt for at jeg skal lykkes.

Sist men ikke minst, tusen takk til min fantastiske kjæreste Anette for at du alltid støtter meg og klarer å snu destruktive og dumme tanker til positive. Jeg kunne aldri ha klart dette uten deg.

Bergen, november 2017

Eivind Ramsdal

Innholdsfortegnelse

Forord	I
Vedlegg: Tabelldata	III
Sammendrag	IV
Figurliste	V
Tabelliste	VII
1. Innledning	1
1.1 Problemstilling	1
1.2 Områdebeskrivelse	2
1.3 Bakgrunn og formål.....	4
1.4 Teoretisk rammeverk og tidligere arbeid	4
1.5 Kwartærgeologisk historie	7
1.6 Berggrunnsgeologi	8
1.7 Klima.....	9
2. Metode	12
2.1 Kwartærgeologisk kartlegging	12
2.1.1 Feltarbeid	12
2.1.2 Digital kartlegging	13
2.2. Beskrivelse av ulike typer landformer og løsmasser	13
2.2.1 Skredmateriale.....	14
2.2.2 Morenemateriale	14
2.2.3 Glasifluviale avsetninger.....	16
2.2.4 Glasifluviale erosjonsformer	17
2.2.5 Fluviale avsetninger og erosjonsformer.....	17
2.2.7 Frostprosesser	17
2.2.8 Andre avsetninger og landformer.....	17
2.2.6 Glasilakustrine avsetninger (bresjøsedimenter).....	18
2.3 Eksponeringsdatering (Terrestrial in situ cosmogenic nuclides – TCN)	18
2.5 Rekonstruksjon paleo-likevektslinjer og paleo-breprofiler	19
2.5.1 Paleo-likevektslinjer	19
2.5.2 Paleo-breprofiler	22
3. Resultater	24
3.1 Det kvartærgeologiske kartet.....	24
3.2 Lokalteter	25
4. Paleo- likevektslinjer og breprofiler	62

4.1 Breprofiler Litlelangdalen	62
4.1.1 Trinn 1	62
4.1.2 Trinn 2	65
4.2 Breprofiler Berilldalen	67
4.3 Rekonstruerte paleo-likevektslinjer.....	69
4.3.1 Litlelangdalen.....	69
4.3.2 Berilldalen	70
4.3.3 Korrigering for landheving	72
5. Diskusjon.....	74
5.1 Datamaterialets kvalitet.....	74
5.2 Sammenstilling av morenerygger til ulike brefaser.....	75
5.2.1 Vertikalt nedsmeltende fase – Bølling/Allerød (?)	76
5.2.2 Yngre dryas fase 1	78
5.2.3 Yngre dryas fase 2	83
5.2.4 Holosen.....	86
6. Konklusjon	91
7. Referanseliste	92
Vedlegg	II

Vedlegg: Tabelldata

1. Data for breprofil Litlelangdalen trinn 1 (50 kPa).
2. Data for breprofil Litlelangdalen trinn 1 (100 kPa).
3. Data for breprofil Litlelangdalen trinn 2 (50 kPa).
4. Data for breprofil Litlelangdalen trinn 2 (100 kPa).
5. Data for breprofil Berilldalen trinn 1 (50 kPa).
6. Data for breprofil Berilldalen trinn 1 (100 kPa).

Vedlegg: PDF-fil

1. Kwartærgeologisk kart over Litlelangdalen og Berilldalen ved Valldalen, Norddal kommune.

Sammendrag

Målet med denne masteroppgaven har vært å rekonstruere deglasiasjonshistorien i områdene rundt Litlelangdalen og Berilldalen, ved indre strøk av Sunnmøre. Denne rekonstruksjonen er hovedsakelig gjort ved hjelp av kvartærgeologisk kartlegging, som baserer seg delvis på Carlson, Sollid, & Torp (1983) sitt kart over området. Ut ifra det kvartærgeologiske kartet er det forsøkt å lage paleo- breprofiler og likevektslinjer. Resultatet av dette viser at det kan korreleres to trinn morenerygger ved munningen av begge dalene, som er antatt for å være av yngre dryas alder. Det er også blitt kartlagt flere morenerygger fra botnbreer i feltområdet, hvor det har blitt gjort tentative estimeringer av tidligere likevektslinjer.

Det er også funnet bresjøsedimenter i området, tillegg til tydelige glasifluviale erosjons- og avsetningsformer. Bresjøsedimentene er tolket for å ha blitt avsatt da det lå en bre sør for feltområdet og demmet opp dalen ved Grønning-området under yngre dryas. Sammen med de kartlagte randmorenene ble det forsøkt å lage en modell som forklarer en slik fase med bredemming.

Det ble også tatt prøver for OSL- og eksponeringsdatering, men disse ble ikke ferdigstilt i tide.

Figurliste

FIGUR 1.1: OVERSIKTSFIGUR OVER FELTOMRÅDET. KARTDATA ER HENTET FRA KARTVERKET (FKB-NORGE DIGITALT), OG ER UTARBEIDET I ARCMAP 10.5 OG ADOBE ILLUSTRATOR CS5.....	3
FIGUR 1.2: FELTOMRÅDET OG OMEGN MED STEDSNAV. KARTET ER HENTET IFRA KARTVERKET (NORGESKART.NO), OG VIDERE MODIFISERT I ADOBE ILLUSTRATOR CS5.....	4
FIGUR 1.3: UTBREDELSEN AV INNLANDSISEN UNDER YNGRE DRYAS ER MARKERT MED UTHEVET LINJE, MENS DEN STIPLEDE LINJEN SOM GÅR MELLOM DENNE VISER TIL OMRÅDER HVOR DET ER KNYTTET USIKKERHET RUNDT. DENNE LINJEN REPRESENTERER DERFOR BARE EN ANTAKELSE OM HVOR INNLANDSISEN LÅ. PILENE MED HELTRUKNE LINJER VISER TIL DEN ANTATTE BREBEVEGELSEN UNDER YNGRE DRYAS, MENS PILENE MED STIPLEDE LINJER VISER TILSVARENDE FOR PREBOREAL. VALLDALEN GÅR MELLOM DET NEDRE VENSTRE HjørNET TIL DET HøyRE ØVRE HjørNET AV DEN INNRAMMEDE FIRKANTEN I FIGUREN. FIGUREN ER HENTET FRA SOLLID OG SØRBEL (1979), OG ER MODIFISERT VED HJELP AV ADOBE ILLUSTRATOR CS5.	6
FIGUR 1.4: TEMPERATUR- OG NEDBØRSNORMALER FRA TAFJORD MÅLESTASJON	10
FIGUR 1.5: TEMPERATUR- OG NEDBØRSNORMALER FRA ÅNDALSNES MÅLESTASJON.....	10
FIGUR 3.1: A) DET OMKRING 460 METER LANGER RYGGSYSTEMET SOM LIGGER I BOTNEN NORDVEST FOR KULA. UTKLIPP FRA NORGEIBILDER.NO, MED MODIFISERINGER. B) DEN NORDLIGE DELEN AV RYGGFORMEN SØRØST FOR KULA, SOM SÅ VIDT KAN SES GJENNOM TÅKA ØVERST TIL VENSTRE I BILDET. BILDET ER TATT MOT NORDVEST.	27
FIGUR 3.2: RYGGFORMASJONEN NEDENFOR NEDSTE BERILLDALSVATNET LANGS DEN RØDE STIPLEDE LINJEN. MAN SER TYDELIG FORSENKINGER I TERRENGET PÅ BEGGE SIDER AV ELVEN SØR FOR FORMASJONEN. MODIFISERT UTKLIPP FRA NORGEI3D.NO	29
FIGUR 3.3: DE FIRE RYGGFORMENE I OMRÅDET NORD FOR NEDSTESTØLEN, HVOR HVER AV DEM ER MARKERT MED NUMMER. DEN STIPLEDE LINJEN MARKERER TOPPEN AV RYGGFORMENE. UTKLIPP FRA NORGEIBILDER.NO, MED MODIFISERINGER.	33
FIGUR 3.4: MASSEUTTAKET LANGS RV63 NORDØST FOR ØVSTESTØLEN, MED SAUER SOM MÅLESTOKK. BILDET ER TATT MOT SØR.	34
FIGUR 3.5: A) DE PARALLELE RYGGFORMENE SØR I LITLELANGDALEN MARKERT MED STIPLEDE LINJER. BILDET ER TATT FRA RYGG 3 FRA LOKALITET 3, I RETNING MOT SØRØST. B) DE SAMME RYGGFORMENE.....	36
FIGUR 3.6: BOTNENE VED LOKALITET 6 NEDENFOR HØGSTOLEN ER MARKERT MED TO PILER. RYGGENE SOM ER OMTALT I LOKALITET 7 ER LOKALISERT NEDENFOR BOTNENE, UTENFOR BILDET MOT ØST. REDIGERT UTKLIPP FRA NORGEI3D.NO.	39
FIGUR 3.7: DE TO RYGGENE SOM LIGGER MELLOM EN STOR BLOKKANSAMLING PÅ VESTSIDEN AV LITLELANGDALEN, MARKERT MED STIPLER LINJE. BOTNENE SOM ER OMTALT I LOKALITET 6 KAN SÅ VIDT SES PÅ TOPPEN AV BILDET. ELVEN VALLDØLA RENNER NEDERST PÅ BILDET, I EN SØRLIG RETNING. REDIGERT UTKLIPP HENTET FRA NORGEI3D.NO.	41
FIGUR 3.8: OVERSIKTSBILDE OVER RYGGSYSTEMET OG RYGGFORMEN HENHOLDSVIS VEST OG SØRØST FOR MEIADALS KOPPEN. DE STIPLEDE LINJENE MARKERER TOPPEN LANGS DE ULIKE RYGGENE. UTSNITT FRA NORGEIBILDER.NO, MED MODIFISERINGER.....	44
FIGUR 3.9: DEN TALUS-BELAGTE RYGGEN I MEIADALEN SØRØST NEDENFOR MEIADALS KOPPEN MARKERT MED STIPLER LINJE. BILDET ER TATT MOT NORDVEST.....	46
FIGUR 3.10: A) TRE AV DE FIRE NEVNTEN RYGGENE VED LITLELANGDALSELVA, MED HYTTEN ØSTEN LIGGENDE NED PÅ MIDTEN AV BILDET. DEN STIPLEDE LINJEN MARKERER RYGGENE. DEN FJERDE RYGGEN LIGGER UTENFOR BILDET OPPE TIL HøyRE. BILDE KLIPPET FRA NORGEIBILDER.NO, OG MODIFISERT I ETTERKANT. B) DE TO PARALLELE RYGGENE SOM LIGGER SØRVEST FOR LITLELANGDALSELVA. BILDET ER TATT MOT S-SV.....	48
FIGUR 3.11: FLATE VED NEDSTESTØLEN, MED TOPPEN AV TERRASSEFLATEN FRA LOKALITET 13 LIGGENDE SYNLIK ØVERFOR BEBYGGELSEN. BILDET ER TATT MOT SØR.	49
FIGUR 3.12: RYGGEN «URAKAMBEN» LIKE VED LANGDAL GÅRD, SOM LIGGER NEDERST TIL HøyRE I BILDET. DEN STREKKER SEG FRA RV63 FRA VEST VED CA. 440 MOH. TIL CA. 570 MOH. MOT ØST, OG HAR EN AVSTAND	

PÅ BORTIMOT 280 METER. DEN STIPEDE LINJEN MARKERER TOPPEN LANGS RYGGEN. REDIGERT UTSNITT FRA NORGE3D.NO	51
FIGUR 3.13: A) NÆRBILDE AV BLOKKANSAMLINGEN, MED RYGGSEKK SOM SKALA. BILDE TATT MOT ØST. B) BILDET VISER TOPPEN LANGS DEN NORDØSTLIGE DELEN AV BLOKKANSAMLINGEN SOM SÅ VIDT KAN SKIMTES MELLOM TRÆRNE. PILENE HAR BLITT LAGT TIL FOR Å GJØRE VISUALISERINGEN LETTERE. BILDE TATT MOT NORDØST C) BILDET ER TATT MOT SØRVEST OG VISER FLATEN SOM LIGGER VED SIDEN AV BLOKKANSAMLINGEN.....	53
FIGUR 3.14: A) GJELET LANGS VALLDØLA SETT IFRA SØRVEST. B) UTGANGEN AV DET TØRRLAGTE GJELET SOM ER LIKE VED DEN NORDØSTLIGE STARTEN AV GJELET VIST I FORRIGE BILDE. BILDE TATT MOT SØRVEST. .	55
FIGUR 3.15: SMELTEVANNSKANALEN SOM GÅR MELLOM DEN SØRLIGE AV DE PARALLELLE MORENERYGGENE OG FJELLSIDEN VED UTGANGEN AV LITLELANGDALEN, SOM ER OMTALT I LOKALITET 5. DET TØRRLAGTE GJELET SOM ER OMTALT I LOKALITET 14 KAN SÅ VIDT SES NEDERST PÅ MIDTEN AV BILDET. HENTET FRA NORGEI3D.NO, MED MODIFISERINGER.	57
FIGUR 3.16: LOGG AV SNITT SØR I FELTOMRÅDET VED RV63.	59
FIGUR 3.17: A) BILDE AV DEN NORDLIGE RYGGFORMEN VED LOKALITET 17, MARKERT MED RØD STIPELET LINJE. BILDE TATT MOT ØST. B) DEN SØRLIGE OG LENGSTE RYGGFORMEN VED LOKALITET 17, MARKERT MED RØD STIPELET LINJE. BILDE TATT MOT ØST.....	60
FIGUR 4.1: FIGUREN VISER DET REKONSTRUERTE BREPROFILET VED LITLELANGDALEN, SOM ER KORRELERT TIL DE YTTERSTLIGGENDE MORENERYGGENE VED NEDSTESTØLEN OG LITLELANGDALEN. BREPROFILET ER GJORT MED BASAL SKJÆRSPENNING PÅ 50 KPA.....	64
FIGUR 4.2: DET REKONSTRUERTE BREPROFILET I LITLELANGDALEN SOM ER KORRELERT TIL DE YTTERSTLIGGENDE MORENETRINNENE VED MUNNINGEN AV DALEN OG VED NEDSTESTØLEN, MED EN BASAL SKJÆRSPENNING PÅ 100 KPA.....	65
FIGUR 4.3: DET REKONSTRUERTE BREPROFILET VED LITLELANGDALEN KORRELERT TIL DE INNERSTLIGGENDE MORENERYGGENE VED NEDSTESTØLEN OG LITLELANGDALEN, MED EN SKJÆRSPENNING PÅ 50 KPA.	66
FIGUR 4.4: BREPROFIL LITLELANGDALEN. KORRELERT TIL DE INNERSTLIGGENDE MORENETRINNENE VED NEDSTESTØLEN OG LITLELANGDALEN, MED EN SKJÆRSPENNING PÅ 100 KPA.....	66
FIGUR 4.5: BREPROFIL KORRELERT MED DET YTTERSTLIGGENDE TRINNET VED BERILDDALEN, GJORT MED EN SKJÆRSPENNING PÅ 50 KPA.	68
FIGUR 4.6: BREPROFIL BERILDDALEN KORRELERT MED DE YTTERSTLIGGENDE MORENERYGGENE I DALEN, GJORT MED EN SKJÆRSPENNING PÅ 100 KPA.	68
FIGUR 4.7: FIGUREN VISER EN MODELLERT BREOVERFLATE (DEM) TIL DEN TENKTE BREEN I LITLELANGDALEN SOM AVSATTE TRINN 1 (ANTATT YNGRE DRYAS). LINJENE SOM GÅR PÅ TVERS AV BREOVERFLATEN VISER DE KALKULERTE LIKEVEKTSLINJENE FOR METODENE AA, AABR OG AAR.....	69
FIGUR 4.8: FIGUREN VISER EN DIGITAL HØYDEMODELL (DEM) OVER DEN TENKTE BREOVERFLATEN FRA BREEN SOM AVSATTE TRINN 1 (ANTATT YNGRE DRYAS). UT IFRA DENNE MODELLEN BLE LIKEVEKTSLINJER KALKULERT VED BRUK AV AA-, AABR- OG AAR-METODEN. UTREGNINGEN BLE GJORT VED BRUK AV ELA-VERKTØYET FRA PELLITERO ET AL. (2015) I ARCMAP 10.5, OG VIDERE MODIFISERT I ADOBE ILLUSTRATOR CS5. DE REKONSTRUERTE LIKEVEKTSLINJENE GÅR PÅ TVERS AV DEN MODELLERTE BREOVERFLATEN.	71
FIGUR 4.9: FIGUREN VISER EN TENTATIV LANDHEVING PÅ ~70 METER VED TIDLIG FASE AV YNGRE DRYAS VED OMRÅDET I OG OMKRING FELTOMRÅDET. LANDHEVINGSKURVEN ER HENTET UT FRA DET NETTBASERTE PROGRAMMET TIL MØLLER OG HOLMESET (2002).	72
FIGUR 5.1: TENTATIVT BREFORLØP UNDER DEN VERTIKALE NEDSMELTINGSFASEN. SMELTEVANN FRA STEINDALEN OG LITLELANGDALEN BLIR DRENERT LANGS DEN ØSTLIGE BREKANTEN. DEN STIPEDE LINJEN VISER DANNELSE AV SLUKÅSEN PÅ ~ 600 MOH., OG VIDERE TENTATIVT DRENERINGSLØP AV SMELTEVANNET. REDIGERT UTSNITT FRA SIMON (2017).	78
FIGUR 5.2: TENTATIV DEGLASIASJONSMODELL VED NEDSTESTØL-OMRÅDET UNDER EN TIDLIG FASE AV YNGRE DRYAS. DET ER ANTATT Å HA LIGGET EN BRE-REST IGEN NEDE I DALBUNNEN SØR FOR NEDSTESTØLEN, MEN DETTE ER IKKE TATT MED I MODELLEN.	80
FIGUR 5.3: TENTATIV FIGUR FOR BREUTBREDELSE OG SMELTEVANNSDRENERING VED GRØNNING-OMRÅDET. MODELLEN ER LAGET I SAMARBEID MED NORUM (2017).	82
FIGUR 5.4: TENTATIV FIGUR FOR FASEN LIKE ETTER FASEN OVENFOR VED FIGUR 5.3 DA VANNET STARTER Å BRYTE GJENNOM BRE-DEMNINGEN. MODELLEN ER LAGET I SAMARBEID MED NORUM (2017).	83

FIGUR 5.5: TENTATIV MODELL OVER DEN DEN ANDRE TENKTE BRE-FASEN UNDER YNGRE DRYAS. I LIKHET SOM UNDER DET FØRSTE FREMSTØTET (FIGUR 5.2) ER DET OGSÅ VED DETTE TENKT DET HAR LIGGET EN BRE-REST I DALBUNNEN SØR FOR NEDSTESTØLEN.	85
--	----

Tabelliste

TABELL 4.1: TABELLEN VISER DE UTREGNEDE VERDIENE TIL DE UTREGNEDE LIKEVEKTSLINJENE VED BRUK AV AA-, AAR- OG AABR-METODEN FOR DEN REKONSTRUERTE BREOVERFLATEN VED LITLELANGDALEN. I TILLEGG VISER DEN OGSÅ SENKNINGEN I FORHOLD TIL DAGENS TENTATIVE ELA (TPW-ELA) I OMRÅDET. 70	70
TABELL 4.2: TABELLEN VISER DE KALKULERTE LIKEVEKTSLINJENE VED BRUK AV AA-, AAR- OG AABR-METODENE FOR DEN REKONSTRUERTE BREOVERFLATEN I BERILDALEN.	71
TABELL 4.3: TABELLEN NEDENFOR BYGGER VIDERE PÅ TABELL 4.1, MEN KORRIGERER I TILLEGG FOR EN LANDHEVING PÅ 71 METER.	72
TABELL 4.4: TABELLEN NEDENFOR ER DEN SAMME SOM TABELL 4.2, MEN TAR I TILLEGG HØYDE FOR LANDHEVING PÅ 71 METER, BASERT PÅ DET NETTBASERTE PROGRAMMET TIL MØLLER OG HOLMESET (2002).	73

1. Innledning

Dette masterstudiet tar for seg deglasiasjonsforløpet i området omkring Litlelangdalen og Berilldalen, som ligger ved indre strøk av Sunnmøre like ved grensen til Romsdalen. Studien er gjort på grunnlag av kvartærgeologisk kartlegging over feltområdet, som ble utført sommeren 2016. Det ble også tatt prøver for eksponeringsdatering (TCN-datering) og OSL (Optisk stimulert luninesens)-datering, men resultatene fra disse ble ikke ferdigstilt i tide til at de kunne bli tatt med i dette studiet. Det har blitt gjort forsøk på å lage rekonstruksjoner av paleo-likevektslinjer og paleo-breprofiler. Dette vil sammen med den kvartærgeologiske kartleggingen danne grunnlaget for diskusjonen rundt deglasiasjonshistorien ved Berilldalen og Litlelangdalen.

Dette kapitlet vil videre gå gjennom problemstillingen for studiet, områdebeskrivelse av studieområdet, bakgrunn og formål, kvartærgeologisk historie, berggrunnsgeologi, klima og tidligere arbeid i regionen. Kapittel 2 tar for seg de ulike metodene som har blitt brukt, samt en generell beskrivelse av de ulike landformene som finnes i feltområdet. Videre tar kapittel 3 for seg resultat og tolkninger av egne observasjoner som ble gjort under den kvartærgeologiske kartleggingen, samt resultater for paleo-likevektslinjene og breprofilene. I kapittel 4 blir egne observasjoner og resultater diskutert. Dette vil bli forsøkt koblet opp mot tidligere publisert arbeid av relevans, for å sette det opp mot en større regional kontekst. Underveis i dette diskusjonskapitlet vil det også bli forsøkt å lage modeller over deglasiasjonshistorien ved de forskjellige tidsfasene til feltområdet, for å hjelpe til visualiseringen av denne.

1.1 Problemstilling

Hovedproblemstilling

- Hva er sannsynlig alder på brefremstøtene ved Litlelangdalen og Berilldalen?

Underproblemstillinger

- Hvordan har brefremstøtene påvirket smeltevannsdreneringen i Valldal?
- Hvordan er utbredelsen av løsmasser i Litlelangdalen, Berilldalen og omegn?

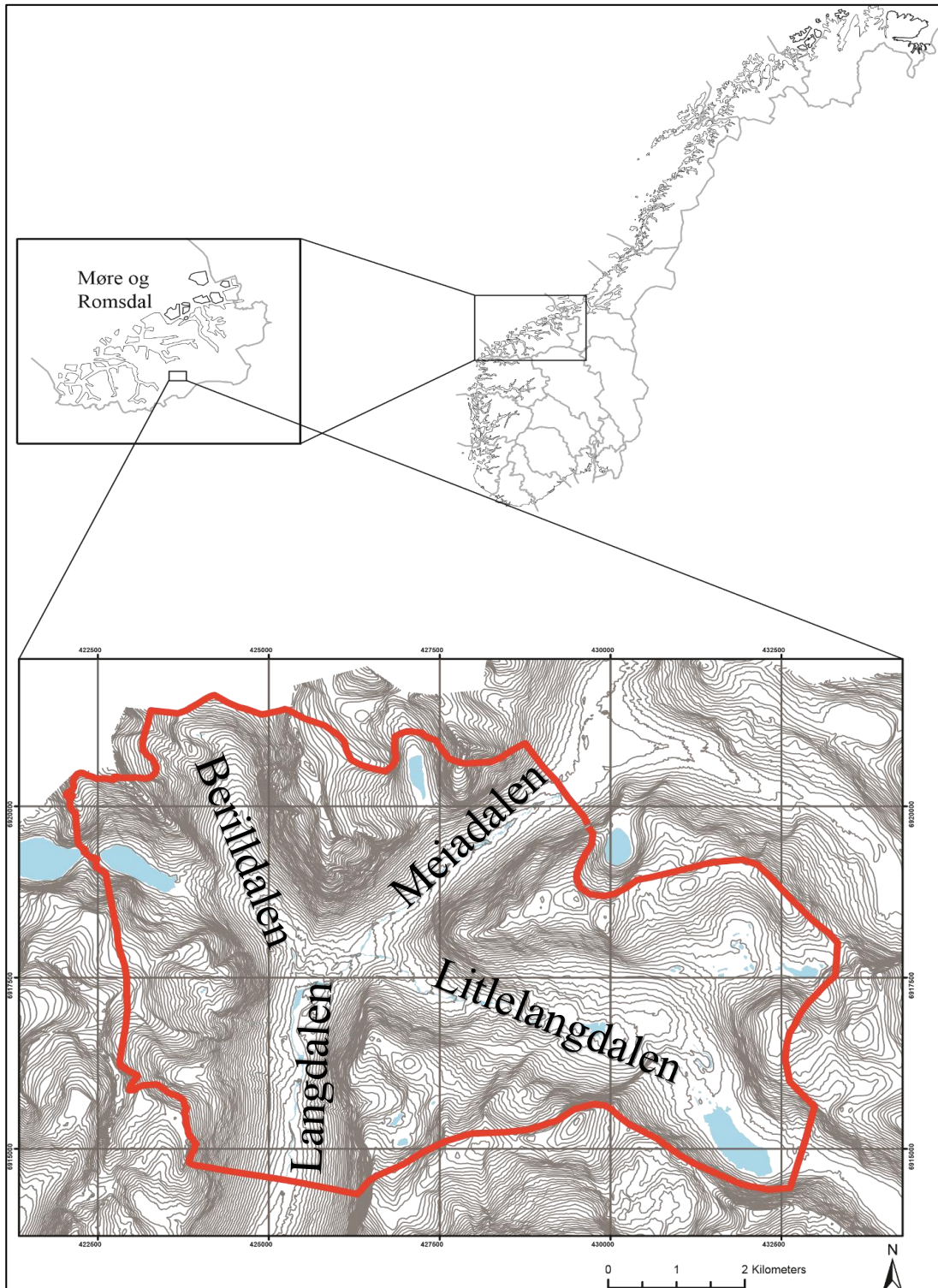
1.2 Områdebeskrivelse

Valldal er et ca. 30 km langt dalføre som ligger i Norddal kommune, Møre og Romsdal (Figur 1.1). Det strekker seg nordøstover fra Norddalsfjorden ved Sylte sentrum (kommunesenteret i Norddal) og slutter der vannskillet markerer fjellovergangen og grensen mellom Norddal og Rauma kommune, ved Alnesreset (852 moh.) Store deler av Valldalen er bestående av en lavtliggende dalbunn, og med gode klimatiske forutsetninger gjør dette at næringslivet i dalen er dominert av bærproduksjon, i hovedsak jordbær. Valldalen befinner seg mellom to sentrale turistattraksjoner, Geirangerfjorden i sørvest og Trollstigen i nordøst. Store deler av feltområdet/studieområdet er godt vegetasjonsdekt med endel skog, og tregrensen strekker seg opp til ca. 800 moh.

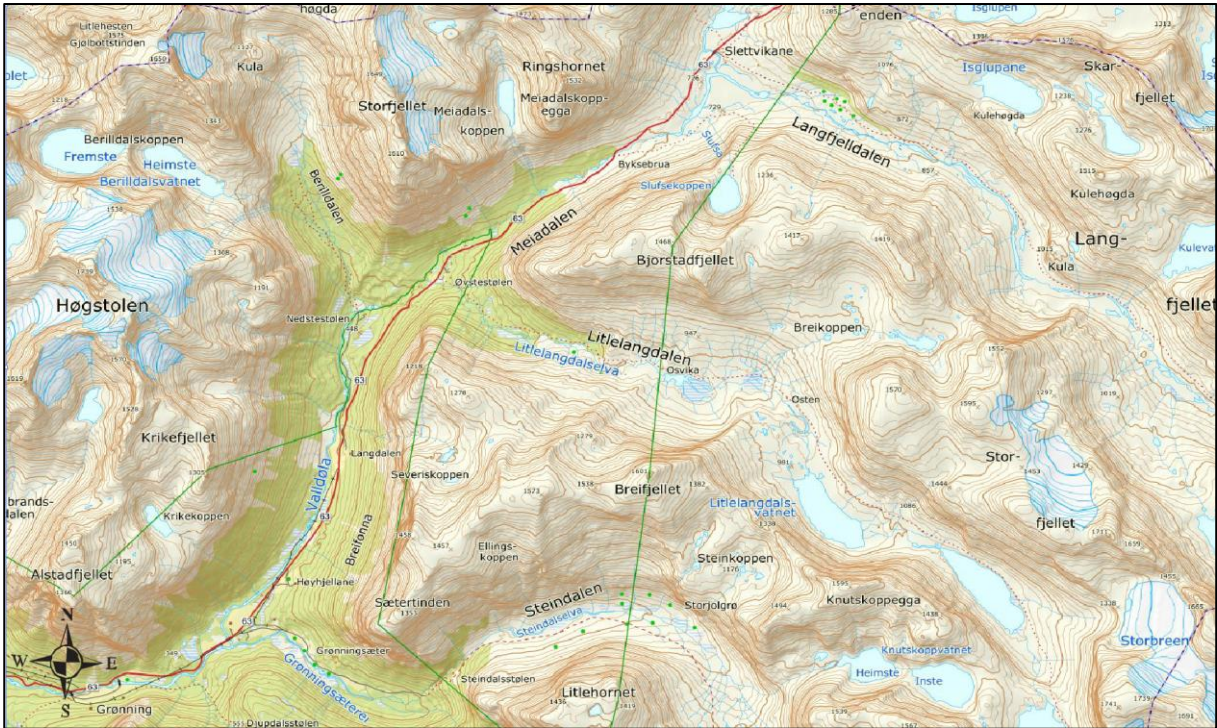
Feltområdet tar for seg området omkring Berilldalen og Litlelangdalen, som er to sidedaler til Valldalen, henholdsvis vest og øst. I tillegg er deler av Langdalen i sør og Meiadalen i nord kartlagt. Området ligger ca. 18 kilometer i luftlinje nordøst fra Sylte, kommunesenteret i Norddal. Langdalen er ifølge Kartverket (norgeskart.no) navnet på et gårdsbruk, men blir av praktiske årsaker i denne teksten referert til den delen av Valldalen som ligger mellom utgangen av Litlelangdalen og Grønning sør for feltområdet. Berilldalen er orientert i en SSØ-NNV retning og munner ut i den vestlige siden av Valldalen, mens Litlelangdalen er orientert i en VNV-ØSØ og går ut ifra den østlige siden av Valldalen. Dalene munner ut ved tilnærmet samme område i Valldalen, bare med Litlelangdalen liggende med utgangen litt lengre nordøst. Sør i feltområdet ved Langdalen ligger den nordligste gården i Valldalen, og like ved munningen av Berilldalen og Litlelangdalen ligger henholdsvis Nedstestølen og Øvstestølen, som er to setrer. Litlelangdalen er ca. 10 km lang, og høyden til dalbunnen strekker seg fra ca. 530 moh. ved munningen av dalen til omtrent 1000 moh. innerst i dalen. Berilldalen er på rundt 4 km, hvor høyden til dalbunnen strekker seg fra ca. 440 moh. til rundt 900 moh. Det høyeste relative relieffet i feltområdet er mellom bunnen av Valldalen til de høyeste omkringliggende fjelltoppene, som er på rundt 1000-1200 meter.

Dalføret Valldalen og de tilgrensende dalene har et ungt landskap med u-formede daler, og det er tydelig at landskapet har blitt formet under istider og mellomistider gjennom kvartærtiden. Fjelltoppene i Valldalen er høye med spisse tinder, noe som gjør at de har karakteristikken til et alpint landskap tydelig preget av botnbre-aktivitet. I området rundt feltområdet ligger fjelltoppene fra ca. 1100 moh. til 1739 moh., som er høyden til den høyeste fjellet Høgstolen. Nedenfor Høgstolen og flere av de andre fjellene ligger det noen mindre breer. Den største isbreen i nærheten av feltområdet er Storbreen (ca. 1330 moh.), som ligger innerst i

Litlelangdalen (Figur 1.2). Marin grense er antatt å være ca. 125 moh. på sitt høyeste i Storfjorden etter siste istid (Stokke, 1983).



Figur 1.1: Oversiktsfigur over feltområdet. Kartdata er hentet fra kartverket (FKB-Norge digitalt), og er utarbeidet i ArcMap 10.5 og Adobe Illustrator CS5.



Figur 1.2: Feltområdet og omegn med stedsnavn. Kartet er hentet ifra Kartverket (norgeskart.no), og videre modifisert i Adobe Illustrator CS5.

1.3 Bakgrunn og formål

Målet med denne masteroppgaven er å utføre en kvartærgeologisk rekonstruksjon av deglasiationsforløpet som var mellom slutten av siste istid (weichsel) og den nåværende mellomistiden (holosen), i et avgrenset område ved Berildalen og Litlelangdalen. Hovedvekten av studiet har blitt lagt på kvartærgeologisk kartlegging av løsmassene i feltområdet ut ifra tolkning av egne observasjoner og gravinger under feltarbeid, samt ved tolkning av flyfoto under og etter feltoppholdet. Forhåpentligvis vil dette studiet være til hjelp for å bedre forstå hvordan tidligere klima har påvirket deglasiationsforløpet under siste istid i denne delen av Sunnmøre, og dermed være en ressurs i senere studier.

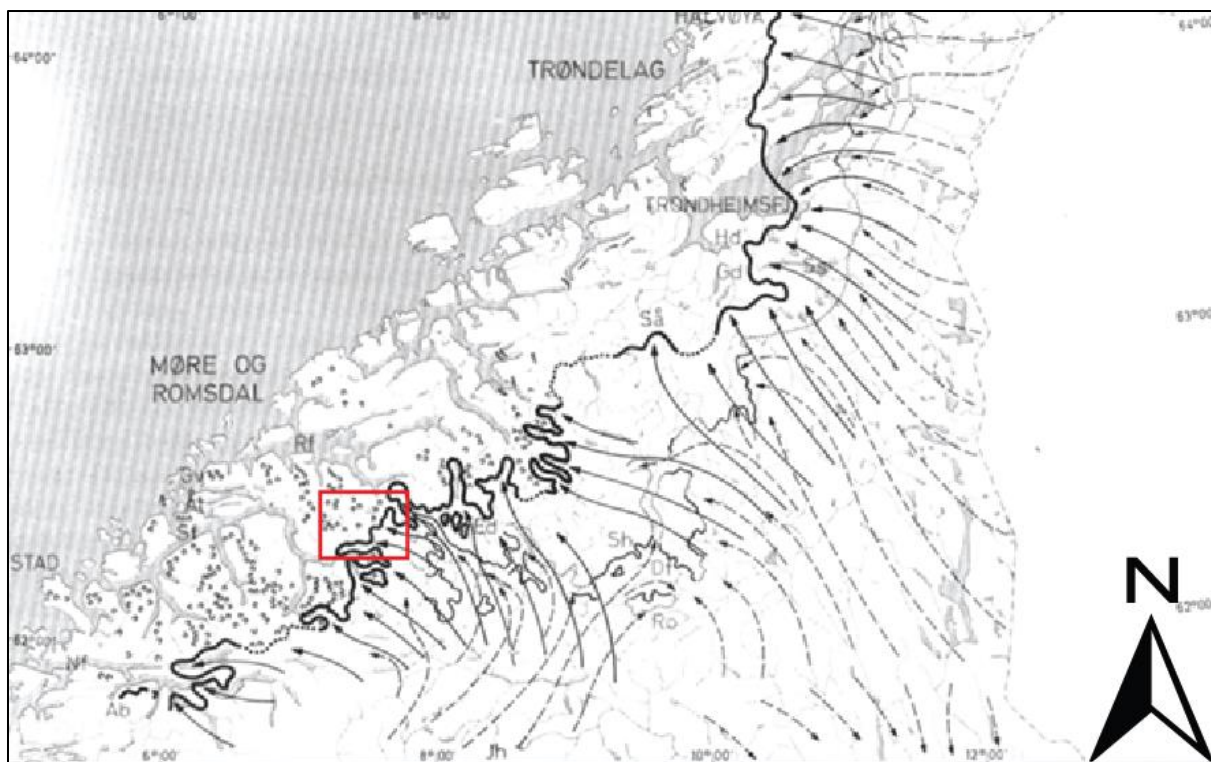
1.4 Teoretisk rammeverk og tidligere arbeid

Det er blitt publisert lite relevant arbeid gjort ved Valldalen. Litt mer er blitt publisert generelt fra indre strøk av Sunnmøre, men også her er det blitt publisert relativt lite. Derimot er det blitt publisert mer relevant arbeid ifra ytre strøk av Sunnmøre, men fortsatt er dette mindre fra dette området enn fra eksempelvis Nordfjord og Jostedalbre-regionen lengre sør i Sogn og Fjordane

fylke. Tidligere forskning fra disse områdene vil uansett være relevant for dette masterstudiet, ettersom de regionale klima- og værforholdene antas å være relativt like.

Carlson, Sollid, & Torp (1983) laget et kvartærgeologisk kart i målestokk 1:50 000 over Norddal, som har vært til hjelp under dette studiet. Mangerud et al. (1978) laget en overordnet oversikt over brehistorien i Vest-Norge fra 15,000-10,000 BP. I denne artikkelen skriver forfatterne at det lave kystlandet i Sunnmøre var dekket av is under sen-Weichsel maksimum og at deglasiasjonen startet tidlig. Dette er selv om det var få dateringer på dette tidspunktet da artikkelen ble skrevet som kunne si noe om eksakt når deglasiasjonen startet. Forfatterne av artikkelen gjorde dog en ^{14}C -datering fra skjell i Ålesund ved kysten av Sunnmøre som ga en alder på 12,060 +/- 160 år. Dette er i så fall en minimumsalder for deglasiasjonen ved dette området. Reite (1967) argumenterte derimot for at deglasiasjonen skjedde en god stund før 12,000 BP. Funn som viser til et stigende havnivå indikerer at de dype fjordene på Vestlandet ble isfrie tidlig i Yngre Dryas som følge av kalving. Det ligger store morenesystemer foran botnene som tyder på at det har vært en omfattende lokalglasiasjon under én eller flere faser etter at innlandsisen forsvant herfra (Sollid og Sørbel, 1979). Det var ifølge Reite (1967) den lave glasiasjonsgrensen under Yngre Dryas som førte til en slik omfattende lokalglasiasjon. Disse moreneryggene ble avsatt når glasiasjonsgrensen lå rundt 500-600 meter lavere enn dagens (Sollid og Sørbel, 1979). De fremste moreneryggene avsatt foran botnene som regel de største. Reite (1967) gjorde beskrivelser av noen av disse botnmorenene på Sunnmøre, som han tolket for å være av yngre dryas-alder.

De ytre deler av Møre og Romsdal ble isfrie ved et tidlig stadie. Mangerud et al. (1981) gjorde ^{14}C dateringer av marine skjell i Ålesund-området som indikerer at denne delen og resten av kysten ved Sunnmøre var isfritt i perioden mellom 28,000 – 38,000 ^{14}C år BP, en periode som derav har fått navnet Ålesund-interstadial. Det lave kystlandet i Sunnmøre ble glasiert etter Ålesund-interstadial, men det er ikke funnet noen bestemt alder på når dette skjedde. Videre er det antatt at Sunnmørskysten ble helt deglasiert rundt 12,000 ^{14}C år BP, også etter dateringer gjort på skjell i Ålesund (ibid).



Figur 1.3: Utbredelsen av innlandsisen under yngre dryas er markert med uthevet linje, mens den stiplede linjen som går mellom denne viser til områder hvor det er knyttet usikkerhet rundt. Denne linjen representerer derfor bare en antakelse om hvor innlandsisen lå. Pilene med heltrukne linjer viser til den antatte brebevegelsen under yngre dryas, mens pilene med stiplede linjer viser tilsvarende for preboreal. Valldalen går mellom det nedre venstre hjørnet til det høyre øvre hjørnet av den innrammede firkanten i figuren. Figuren er hentet fra Sollid og Sørbel (1979), og er modifisert ved hjelp av Adobe Illustrator CS5.

Ifølge Sollid og Sørbel (1979) lå isdekket under yngre dryas antakeligvis mellom Åndalsnes og Storfjorden, med brefronten liggende langs Valldalen (Figur 1.3). Sollid og Sørbel (1981) kartla flere glasiale og glasifluviale spor ved Grønning og Slettevikane i Valldalen, nord for feltområdet. Ytterst i Langfjelldalen ved Slettevikane kartla de også et system av endemorener som de tolket for å være avsatt under en sen fase av yngre dryas, samt flere smeltevannsløp med en sørlig retning nedover Valldalen. Like sør for Alstadsæter ved Grønning kartla de en stor sidemorene som de mente var avsatt av en større brestrøm som gikk nedover Valldalen under yngre dryas. På sørsiden av Djupdalen (sidedal til Valldalen) observerte de noen morenebuer som de argumenterte for har vært avsatt av lokalglasiasjon, også under yngre dryas. I tillegg har de kartlagt to sett morenerygger like sør for Grønningsæter, som de ikke har omtalt nærmere i rapporten. Matthews og Wilson (2015) argumenterte i sin artikkel for at randmorenene ved Slettevikane ble avsatt under yngre dryas, men ga ikke noen videre begrunnelse for dette.

I Storfjorden og Romsdalsfjorden ligger moreneavsetningene som er avsatt av hoved-isdekket nært innerste del av fjorden (Sollid og Sørbel, 1979). Endemorenen i Norddalsfjorden har ingen fremragende form ettersom den har blitt begravd under yngre glasiøle og prodelta sedimenter som har kommet ifra Valldalen, og det er ikke noen indikasjon på at det har vært et brefremstøt her etter deltaavsetningen (Aarseth et al., 1997). Ifølge Fareth (1987) og Rye et al. (1987) lå det også en yngre dryas dalbre fra Nordfjordområdet, over fjellpasset og ned til Synnølvfjorden.

1.5 Kvartærgeologisk historie

Nesje et al. (1987) argumenterte for at det var isfrie topper (nunataker) på tvers av store deler av Sør-Norge under sen-weichsel maksimum. De kartla og noterte høydene til fjelltopper med og uten autoktone blokkmarker, og fant ut ifra dette en geografisk høydegrense mellom de to typene. De mente at blokkmarken ble dannet før sen-weichsel, og at den lavere grensen representerer en glasiøle erosjonsgrense som viser til den maksimale grensen til sen-weichsel isdekket, og dermed den laveste grensen for nunatakene.

Weichsel blir omtalt som den siste istiden i Skandinavia og Nord-Europa, og kan deles inn i tre hovedfaser: tidlig weichsel, midt weichsel og sen weichsel. Bre-utbredelsen er antatt for å ha vært størst under sen weichsel (om lag 25.000 – 18.000 år siden (Vorren & Mangerud, 2013, s.526-530). Det er derimot lite sannsynlig at den maksimale posisjonen til hele isdekket ble nådd samtidig, men at dette heller skjedde ved forskjellige tidspunkt (Mangerud, 2003). Den maksimale bre-utbredelsen under resten av epoken pleistosen (2.580.000 – 11.700) er antatt for å ha vært omtrent like stor, eller muligens litt større enn den maksimale bre-utbredelsen under weichsel (Mangerud, 2003).

Grunnet den sterke bre-erosjonen som ble gjort av det siste store isdekket under weichsel har dette ført til at det er mangel på kvartære avsetninger på Norges fastland. Derfor er den eldste glasiøle historien fra Norge nødt til å bli tolket fra avsetninger sør for Norge, ved grensesonen til det Skandinaviske isdekket i Danmark, Tyskland og Nederland. I denne perioden er det antatt at den vestlige bre-utbredelsen av det Skandinaviske isdekket nådde kontinentalhylla, og lå hele veien fra munningen av Norskerenna i sør til Nordkapp i nord (Holtedahl, 1993). Imidlertid er det funnet spor fra den vestlige delen av Andøya som Vorren og Plassen (2002) blant andre mener representerer en del av det Skandinaviske dekket under weichsel, som i så fall betyr at isdekket ikke gikk utenfor Norges fastland omkring dette området.

Yngre dryas var en plutselig kald periode som førte til at de allerede eksisterende breene startet å rykke hurtig frem igjen, noen steder minst 40 km (Andersen et al., 1995). Den årlige gjennomsnittstemperaturen er under perioden antatt for å ha vært omtrent 13 °C kaldere enn i dag på Vestlandet (Mangerud, 1987). Perioden varte mellom 11 ka og 10 ka BP (12,800 – 11,700 BP), og når den var slutt trakk breene seg også hurtig tilbake igjen. Innlandsisen ble presset ut i marine miljø i fjordområdene under denne perioden, noe som førte til at marine sedimenter ble avsatt ved og forbi isfronten. Disse typer sedimenter inneholder bløtdyr som har gjort det mulig å utføre ¹⁴C-dateringer på dem, slik at brefremstøtet under yngre dryas har blitt dokumentert (Andersen et al., 1995). Yngre dryas-isdekket avsatte distinkte randmorener langs breen, som representerer de største og mest distinktive bremarginale avsetningene ved de fleste områder. Dette morenedekket kan følges helt fra den russiske grensen i nordvest, gjennom fjord-områdene i nord-, vest- og sør-Norge og helt til grensen i Sverige, i en total avstand på rundt 2500 km. Yngre dryas perioden var drastisk annerledes fra andre varme perioder som både før og etter (Andersen et al., 1995). Et av argumentene for at innlandsisen under yngre dryas gikk helt ut mot kysten, var ut ifra dateringer gjort av det såkalte «Herdlattrinnet» (e.g. Aarseth og Mangerud, 1974). Dette ligger mellom Sognefjorden og Hardangerfjorden, og ut ifra ¹⁴C dateringer fant Aarseth et al. (1974) en alder på 10,000-10,500 ¹⁴C år før nåtid for trinnet.

Likevekstlinjene langs norskekysten under yngre dryas er blitt regnet ut for å ha vært mellom 350 – 600 meter lavere enn dagens likevekstlinjer (Andersen et al., 1995). Utenfor yngre dryas-marginen ved de høyeste fjellene var det omfattende lokalglasiasjon i form av både botnbreer og små isdekker som avsatte distinktive lokale morener (Larsen et al., 1988) Mesteparten av disse lokale breene er også antatt for å ha overlevd under varmeperiodene bølling-allerød (ibid). Det har blitt kartlagt et stort antall yngre dryas-morener som er avsatt av lokale breer mellom Sognefjorden og Romsdalsfjorden (Andersen et al., 1995). Disse morenene er veldefinerte i en høyde mellom rundt 2-10 meter, og buer seg rundt botnene på tvers av dalbunnen (ibid).

1.6 Berggrunnsgeologi

Møre og Romsdal regionen er representativ for den postglasiale utviklingen og geomorfologiske forhold på Vestlandet (Blikra og Nemeč, 1998). Berggrunnen i regionen er hovedsakelig bestående av prekambrisk gneis som er sterkt preget av sprekker og forvitring. Ettersom berggrunnen også er preget av sterk erosjon fra breer, er dette forvitningsdekket hovedsakelig ganske tynt (ibid). Feltområdet ligger i en region som i hovedsak består av

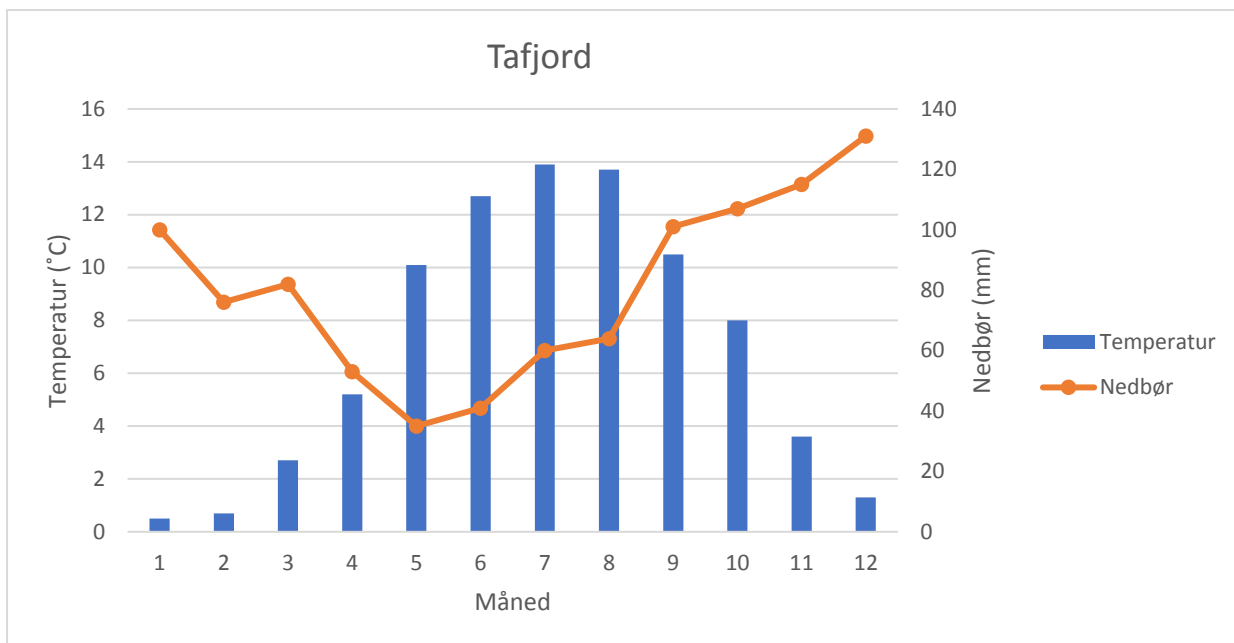
diorittisk til granittisk gneis, og migmatitt. Fra Storfjellet går det også et belte bestående av øyegneis som strekker seg et stykke i vestlig retning langs dalbunnen av Litlelangdalen, før det vest for Osvika skifter retning mot sørvest og ender opp ved Høyhjellane like sør for feltområdet (NGU, 2017). Dette er dypbergarter som ble deformert og omdannet under den kaledonske fjellkjedefoldinga.

1.7 Klima

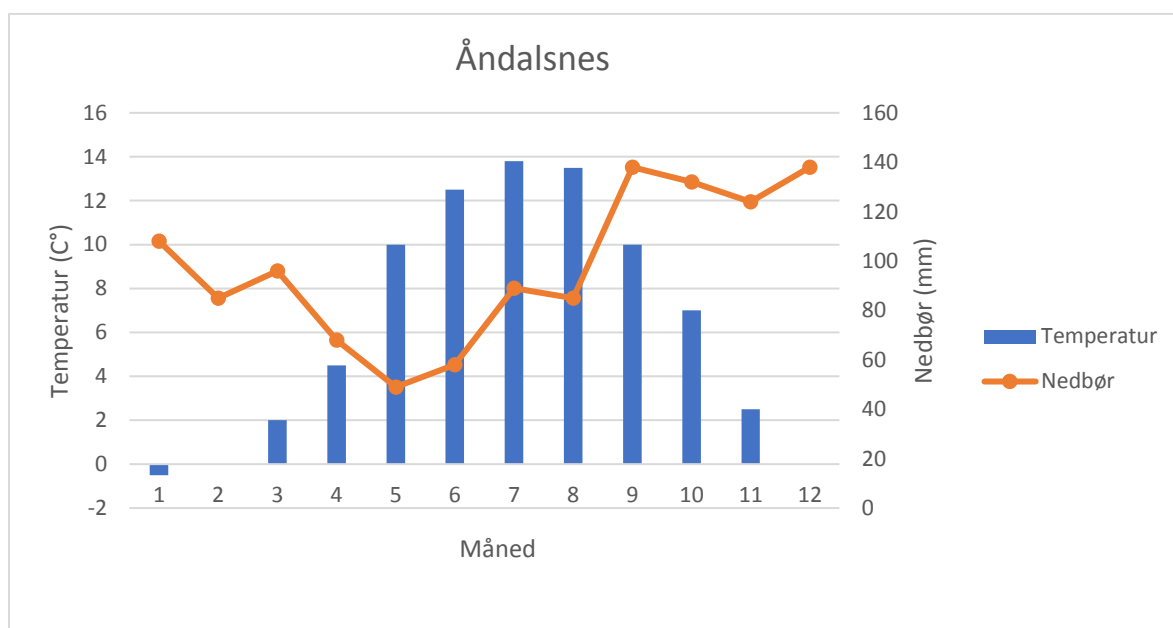
Klimaet på nordvestlandet er ansett for å være relativt mildt som følge av Golfstrømmen sin påvirkning. Det er hentet klimadata for temperatur og nedbør fra to næreste målestasjonene ved Tafjord og Åndalsnes, henholdsvis sørøst og nordvest for feltområdet. Ut ifra disse dataene kan man se at klimaet preges av å være et typisk maritimt vestlandsklima med milde vintre og kjølige somrer. Figur 1.4 og 1.5 viser gjennomsnittlig månedstemperatur og månedsnedbør for målestasjonene ved henholdsvis Tafjord og Åndalsnes gjennom normalperioden 1961-1990.

Gjennomsnittlig årstemperatur er 6,9 °C for Tafjord og 6,27 °C for Åndalsnes. Høyeste gjennomsnittlige månedstemperatur er målt i juli for både Tafjord og Åndalsnes, og er henholdsvis 14,3 °C og 13,8 °C. Den laveste gjennomsnittlige månedstemperaturen er for begge målestasjonene i januar, henholdsvis - 0,5 °C ved Åndalsnes og 0,8 °C ved Tafjord (Meteorologisk Institutt, 2017).

Månedene med høyeste gjennomsnittlige nedbør er for Åndalsnes både oktober og desember (138 mm), og for Tafjord desember (131 mm). Den laveste gjennomsnittlige månedsnedbøren er i mai for begge målestasjonene, henholdsvis 49 mm ved Åndalsnes og 35 mm ved Tafjord.



Figur 1.4: Temperatur- og nedbørnormaler fra Tafjord målestasjon



Figur 1.5: Temperatur- og nedbørnormaler fra Åndalsnes målestasjon

Som følge av Golfstrømmen er Møre og Romsdal og kysten av Norge generelt vesentlig mildere og fuktigere enn de fleste andre steder i verden som ligger ved samme breddegrad. Dersom man

sammenlikner de to målestasjonene med Kimmirut i Canada som også ligger i et maritimt miljø ved omtrent samme breddegrad, ser man at det her er et vesentlig kaldere klima med en normaltemperatur på $-26,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ i den kaldeste måneden (februar) (Meteorologisk institutt, 2017).

2. Metode

Kapittel 2 tar for seg de ulike metodene som har blitt benyttet gjennom dette studiet, både før og etter feltarbeid. Metodene vil først bli skildret i en teoretisk kontekst, i tillegg til hvorfor og hvordan de ulike metodene anvendes.

2.1 Kvartærgeologisk kartlegging

I dette delkapittelet omtales de ulike metodene som ble brukt i forbindelse med den kvartærgeologiske kartleggingen, både før, under og etter feltarbeidet. Den kvartærgeologiske kartleggingen er hovedsakelig blitt gjort ut ifra tolkning i felt, samt tolkning av flyfoto og høydemodeller fra henholdsvis norgebilder.no og norgei3d.no. Flyfoto og terrengmodeller er tatt i bruk for hele kartleggingsdelen, men var mest nyttige i områder som ikke ble nådd eller var vanskelige til å nå ved fots. Den kvartærgeologiske kartleggingen er for dette studiet en av de viktigste metodene, og danner et godt grunnlag for diskusjon rundt de ulike lokalitetene som blir nevnt i kapittel 3.

2.1.1 Feltarbeid

Feltarbeidet ble utført i løpet av to perioder. Den første mellom 4. juli – 17. juli og den andre mellom 5. august – 19. august. Den første perioden ble tilbrakt ved en fruktgård på Linge, (3 km sørvest for Valldal sentrum), mens den andre perioden ble tilbrakt ved Skoglund Camping (19 km sør for feltområdet). Formålet med feltarbeidet var å skaffe et grundigere innblikk i feltområdet og dets nåværende og tidligere prosesser, samt å undersøke stratigrafien i løsmasser der det lot seg utføre. Det ble benyttet en Garmin GPS til å gjøre geografiske målinger av de ulike landformene som ble observert i feltområdet (som for eksempel morenerygger og smeltevannskanaler), men denne var bare tilgjengelig under perioden mellom 5. august – 19. august. I tillegg ble det brukt hjelpemiddel som spade, målestokk, kompass, kvartærgeologisk kart av Carlson, Sollid, & Torp (1983) og digitale karttjenester.

Til bruk for kartleggingen under feltarbeidet ble det laget flere kopier av kart i ESRI ArcMap 10.4 bestående av datalag for vann, vei og høydekoter (ekvidistanse 20 meter) for feltområdet. Det ble deretter printet ut flere kopier av kartet i flere målestokker, i A3-format. Disse kartene ble fargelagt og tegnet på etter hvert som ulike typer løsmasser, landformer og erosjonsspor ble gjort rede for under feltarbeidet. Kartene ble hovedsakelig tegnet som en tentativ skisse, og var et godt utgangspunkt for den digitale kartleggingen (se underkapittel 2.1.2).

2.1.2 Digital kartlegging

Den digitale kartleggingen av det kvartærgeologiske kartet ble tegnet ved bruk av GIS-softwaren ESRI ArcMap 10.4/10.5 og Adobe Illustrator CS5. Mesteparten av den kvartærgeologiske tegningen foregikk i ArcMap ettersom kartgrunnlaget der er geografisk stedfestet, mens Adobe Illustrator CS5 ble brukt i ettertid for å forbedre kartets visuelle struktur og utseende. Bakgrunnskartet som ble benyttet under kartleggingen bestod av veipunkter, høydekoter og vann, og ble hentet ifra Norge digitalt. Det geografiske koordinatsystemet som ble brukt under tegningen av kartet er WGS 1984 / UTM sonebelte 32. Det ble benyttet to forskjellige ortofoto som bakgrunnslag i ArcMap til kartleggingen. Det ene ortofotoet ble lagt til i ArcMap som som en WMS-tjeneste, mens det andre var FKB-data som ble hentet fra Norgedigitalt.no. Sammen med egne observasjoner i felt, det håndtegnede kartet, og GPS-målinger var flyfotoene til god hjelp under den digitale kartleggingsprosessen

Den kvartærgeologiske kartleggingen går ut på å visualisere den siste avsettende agens ved bruk av gitte fargekoder, linjer og symboler som i stor grad følger NGU sin standard for løsmassekart. De ulike avsetningene av løsmasser er fargelagt som polygoner i henhold til de gitte fargekodene. For morenemateriale og skredmateriale for eksempel, er det brukt henholdsvis mørkegrønn/lysegrønn og mørk rosa/lys rosa for å skille mellom mektigheten til avsetningene, der den mørke fargen er brukt for tykt/sammenhengende dekke mens den lyse fargen er brukt for tynt/usammenhengende dekke. Overflateformer som for eksempel raviner, skredløp og andre erosjonsformer er i kartet vist som polylinjer med særegne karakteristikk. Der det er løsmasser som er vanskelig avgrensbare eller for små i omfang, er disse markert som punktsymboler. For eksempel står *M* for moreneavsetning og *R* for skredavsetning.

2.2. Beskrivelse av ulike typer landformer og løsmasser

Dette delkapittelet tar for seg en generell beskrivelse og kjennetegn til de ulike typene løsmasser og landformer som er funnet i felt. En grundigere skildring og tolkning av observasjoner som er blitt gjort i studieområdet vil bli gjort rede for i kapittel 3

2.2.1 Skredmateriale

Rasmateriale er avsatt som følge av gravitasjonsstyrte og/eller gravitasjonspåvirkede bevegelser.

2.2.1.1 Snøskred

Forutsetningen for at det skal dannes et snøskred er at det må være et brudd i snødekket slik at det mister forankringen, som fører til at snømasser glir ut (Sulebak, 2007, s. 329)

2.2.1.2 Løsmasseskred

Dette betegner alle typer skred i løsmasser (som skjer ved at løsmasser felles ut). Det finnes generelt fire forskjellige typer løsmasseskred: leirskred, kvikkleireskred, flomskred og jordskred.

2.2.1.3 Steinsprang og steinskred

Steinsprang er utrasing av steinblokker og steinmasser fra fjellsider som er brattere enn 40-45°, og ligger ofte som ur (talusvifter) ved foten av fjellet med en konstant helningsvinkel på 35-40° (Sulebak, 2007). Steinsprang (og steinskred) forekommer oftest om våren og høsten når frostsprengningen og isløsingen er størst, og har en størrelse på opptil 100 m³, mens steinskred er mellom 100 m³ – 1000 m³ i størrelse (ibid). Rasmaterialet til steinsprang består som regel av kantete klaster, og ura er fallsortert med de største steinblokkene liggende nederst, og de fineste steinmaterialene liggende øverst.

Det finnes to sedimenttyper i det glasiale systemet som blir avsatt når en bre eller en breelv ikke lenger har nok kraft til å transportere materiale: morenemateriale og breelvmateriale (e.g. Sulebak, 2007, s. 219; Nesje, 2012, s. 76).

2.2.2 Morenemateriale

Morenemateriale er transportert og avsatt direkte av isbreen, og blir dannet når den skurer, sliper og plukker løst materiale fra fjellgrunnen løsmasser. (ta med bunnmorene Litlelangdalen). Materialet er oftest diamikte (usorterte), og består av løsmasser i alle størrelser (fra leire til blokker). Morenemateriale blir enten transportert langs bresålen (subglasialt), inne i isen (englasialt) eller på overflaten av breen (supraglasialt), og blir avsatt når breen står stille eller smelter tilbake (e.g. Sulebak, 2007, s. 219; Nesje, 2012, s. 76). Sammensetningen til materialet som breen transporterer og avsetter avhenger av hvor i breen det har blitt transportert og avsatt, hvor langt det har vært transportert, og samtidig hvilket materiale som har vært tilgjengelig for breen lokalt. Rundingsgraden av materialet avhenger av hvilken bergart det er i tillegg til hvor langt det har blitt transportert, men som oftest er det kantrundet (e.g. Sulebak, 2007, s. 219).

Formen på morenematerialet varierer ut ifra hvor i breen det blir avsatt, og det er derfor vanlig å dele moreneformene inn i flere underkategorier. Materiale som knuses mellom bresålen og underlaget blir avsatt som *bunnmorene* når isbreen smelter vekk. Denne moreneformen er en blanding av ulike kornstørrelser og er vanligvis rik på finmateriale, dog dette kommer an på hva slags berggrunn som underlaget består av. Dersom plukking har vært den dominerende erosjonsprosessen, består bunnmorenen ofte av mye grovt blokkmateriale. Som følge av de tunge overliggende ismassene vil sammensetningen til *bunnmorenen* ofte være hard og sammenpresset (e.g. Sulebak, 2007, s. 220). *Bunnmorene* er den vanligste morenetypen i feltområdet, og kan finnes overalt i dalbunnene (sikker?). En type *bunnmorene* som finnes i feltområdet er *stripet bunnmorene*. Denne typen kan dannes dersom stein fryser seg fast under bresålen slik at disse pløyer furer i bunnmoreneoverflaten når breen beveger seg. En annen måte som de kan oppstå er dersom oppbløtt bunnmorene blir presset opp i hulrom bak steinblokker under breen (Nesje, 2012, s. 79). Stripet bunnmorene er vanlig å se foran flere av dagens breer (ibid). I feltområdet er det funnet stripet bunnmorene i noen av botnene, spesielt Breikoppen nord ved Litlelangdalen.

Randmorener er rygger av morenemateriale avsatt ved randen av en bre, som følge av at de har blitt skjøvet opp foran brefronten da isbreen enten rykket frem eller stoppet opp under generelle tilbaketrekkingen. De sees i landskapet enten som sammenhengende rygger, med mindre de har blitt forstyrret av andre prosesser i ettertid. Da ligger de gjerne oppstykket i flere usammenhengende rygger langs et belte eller sone, (e.g. Sulebak, 2007, s. 221; Nesje, 2012; s.82-83).

Randmorener deles hovedsakelig i to underkategorier; *sidemorener* og *endemorener*. *Sidemorener* er avsatt ved randen av en bre, og kan ved forsiktighet brukes til å rekonstruere tidligere breers likevektslinjer og hvilket klimaforhold som forårsaket denne likevektshøyden (Sulebak 2007, s. 222). Dersom to eller flere utløpsbreer treffer hverandre, hender det at de møtende sidemorenene går sammen slik at *midtmorener* dannes. Midtmorener er ofte lange rygger som stiger høyere enn breoverflaten. Årsaken til dette er at morenematerialet kan bli presset opp mot overflaten langs skjærsoner i grensesonen som ligger mellom brearmene. Mesteparten av ryggen kan for øvrig sies å være fiktiv. Dette er fordi materialet som legger seg på breoverflaten gjør at overflatesmeltingen blir redusert, og på denne måten blir det liggende igjen kjerner med is i den markerte ryggformen (Sulebak, 2007, s. 222-223). Dersom det har ligget materiale i eller oppå breen, blir dette materialet avsatt som *ablasjonsmorene* over *bunnmorenen*. Dette skjer når breen blir dynamisk inaktiv (e.g. Sulebak, 2007, s. 221; Nesje,

2012, s. 88). I motsetning til bunnmorene er materialstrukturen til ablasjonsmorene løsere og mer tilfeldig spredt. Den har også ofte et tilfeldig, haugete og uryddig terreng. Materialet inneholder også mindre finstoff enn bunnmorene, ettersom mye av dette er blitt vasket bort. Når breen smelter bort, hender det at den avsetter store steinblokker som har vært frosset fast og blitt fraktet i den. Slike steinblokker kalles flyttblokker, og kan være til hjelp for å bestemme deglasiasjonsforløp, blant annet ved bruk av eksponeringsdatering (TCN-datering).

Endemorener er store rygger som blir avsatt ved fronten av en bre under brefremstøt eller tilbaketrekking av breen. Disse ryggene vil hovedsakelig bestå av materiale som tidligere er avsatt av breen. Som følge av dette kan materialet være meget sammensatt, og ryggene er ofte store (Sulebak, 2007, s. 221). De mest markante endemorenene blir ofte dannet dersom breen har stått i ro over lengre tid slik at breen presser mye materiale opp imot fronten. Dersom breen er i tilbakegang, vil den også ofte legge igjen små *årsmorener* som har blitt presset frem under akkumulasjonssesongen om vinteren (ibid).

2.2.3 Glasifluviale avsetninger

Breelvmateriale er transportert og avsatt av breens smeltevann. Vann i breelvene stammer hovedsakelig ifra smelting av is og snø på breoverflaten, men noe stammer også ifra nedbørsvann og is i bresålen som blir smeltet ved tilført *geotermisk varme* og *frigitt friksjonsvarme*. Det skilles mellom *ytre* og *indre* drenering av smeltevannet. Dreneringen skjer enten langs bunnen av breen (*subglasialt*), på overflaten av breen (*supraglasialt*), eller langs siden av breen (lateralt) (Sulebak, 2007, s. 225). I motsetning til morenemateriale opptrer breelvmateriale ofte som sorterte lag av ulike størrelser, i en lagvis veksling som gjenspeiler variasjoner i vannføringen til breelven. I tillegg vil materiale transportert av breelver være mer rundet enn morenemateriale ettersom det er fraktet av vann, og rundingsgraden vil øke med transportlengden (Nesje, 2012, s. 84). En breelv vil normalt sett ha en større erosjonskraft enn vanlige elver, som følge av at de fører med seg mye materiale ved stor hastighet. Glasifluviale avsetninger vil være mer uregelmessig oppbygd enn fluviale avsetninger, siden det her er mye større variasjoner i strøm- og løpsforholdene (Sulebak, 2007, s. 231).

Eskere og *slukåser* er breelvavsetninger som er avsatt sub- og englasialt i tunnelrom og sprekker (e.g. Sulebak, 2007, s. 231; Nesje, 2012, s. 87). Disse avsetningsformene er ryggformede og kan enten være kilometerlange eller kryssende i mindre rygger, avhengig av hvilke forhold de er avsatt i. Strukturen til *eskere* og *slukåser* er lagdelt men ofte komplekst med kryssende lag og vekslende kornstørrelser. Dette kan forklares ut ifra varierende avsetningsforhold. Materialet er relativt grovt, og består hovedsakelig av sand og grus (Sulebak, 2007, s. 231-232). For at *eskere* og *slukåser* skal kunne bli dannet, må breen være *dynamisk inaktiv*. Ved mange tilfeller

vil en esker bli avsatt i oppoverbakke. Dette er fordi den *subglasiale dreneringen* under isen er styrt av trykkgradienten, som igjen er styrt av helningen til breoverflaten. *Slukåser* er derimot gravitasjonsstyrte og avsettes nedover dalsider i tunneller (ibid).

Iskontaktskråning er en bratt skråning som blir avsatt mellom randen av breen og underlaget, og er ofte godt pakket.

2.2.4 Glasifluviale erosjonsformer

Dersom smeltevannet dreneres lateralt, kan det bli dannet forskjellige *laterale erosjonsspor* som *lateralterasser*, *gjel*, *ensidige* og *tosidige spylerenner*. Ved en subglasial drenering av smeltevannet, kan det bli dannet erosjonsformer som *canyoner*, *jettegryter*, *halve jettegryter* og *jettegryteformede kløfter*. Dersom noen av de nevnte eller andre fluviale spor ligger utenfor rekkevidden til dagens drenering, kan disse bare kunne forklares for å være erosjonsformer som følge av en subglasial smeltevannsdrenering. Det finnes spor etter flere av disse *subglasiale erosjonsformene* i studieområdet, særlig *canyondannelse* og *smeltevannskaler*.

2.2.5 Fluviale avsetninger og erosjonsformer

Denne typen avsetninger er avsatt av rennende vann som bekker og elver. Avsetningsformen er lagdelt, men varierer i kornstørrelse avhengig av hvor langt materialet har blitt transportert. Rundingsgraden til materialet vil også variere med transportlengde. Eksempler på fluviale avsetninger som er funnet i feltområdet er raviner, bekke-/elvededskjæringer, alluviale vifter og tidligere elveløp.

2.2.7 Frostprosesser

Pronival rygg (protalus rampart) er en rygg eller rampe bestående av materiale som har blitt dannet nede ved foten av en skråning, og ved den nederste delen av et flerårig eller delvis-permanent snødekke. Dette er landformer som er dannet i et *periglasialt miljø* (Hedding, 2016). I feltområdet er det funnet flere antatte *pronivale rygger*.

2.2.8 Andre avsetninger og landformer

Torv og *myr* består organisk materiale (hovedsakelig gras, lyng og mose) som er delvis- eller helt nedbrutt. Det finnes torv og myr ved store deler av feltområdet, men hovedsakelig i dalbunnene. Tendensen er også at det er et relativt tynt lag med torv som er dominerende fremfor myr.

Forvittringsmateriale er dannet som følge av nedbryting av fast fjell til løst materiale. Dette kan enten skje ved *mekanisk* eller *kjemisk* forvittring. Det finnes forvittringsmateriale på flere av

fjelltoppene i feltområdet, en observasjon som har blitt gjort via flyfoto. Dette er blitt kartlagt som in-situ frostforvitring, og er hovedsakelig bestående av blokker/blokkhav.

2.2.6 Glasilakustrine avsetninger (bresjøsedimenter)

Glasilakustrine avsetninger er materiale som er avsatt i innsjøer som stammer ifra breens smeltevann. Sedimentene er lagdelte fra leire til grus, og variasjoner i lagdelingen kan fortelle noe om forstyrrelser i bresjøen, og dermed endringer i breen. Det er funnet spor etter antatte bresjøsedimenter sør i feltområdet, hvor det ble tatt ut prøver for OSL-datering.

2.3 Eksponeringsdatering (Terrestrial in situ cosmogenic nuclides – TCN)

Datering ved bruk av terrestriske kosmogene nuklider er en metode som er godt egnet for å estimere aldre til glisiale landformer (Ivy-Ochs og Briner, 2014). Kosmogene nuklider er sjeldne isotoper som blir produsert ved at partikler generert i supernovaer i galaksen treffer atmosfæren, og til slutt jordas overflate. Disse høyenergiske kosmiske strålene kolliderer videre med atomer i atmosfæren og produserer partikler som fortsetter mot jordens overflate. Når disse partiklene treffer overflaten klarer de å penetrere noen meter inn i stein og berggrunn, hvor de produserer kosmiske nuklider i mineraler (Blanckenburg og Willenbring, 2014). Ettersom de kosmogene nuklidene akkumuleres over tid, vil de kunne fortelle noe om alder på eksponering (ibid).

Ved å måle konsentrasjonen av kosmogene nuklider i blokker eller sedimenter, er det mulig å aldersbestemme når disse sist ble eksponert i overflaten (Ivy-Ochs og Briner, 2014). ^3He , ^{21}Ne , ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al og ^{36}Cl er de mest anvendte nuklidene for geologisk datering (Gosse og Phillips, 2001). Når man skal ta dateringsprøver av blokker er det noen faktorer som kan påvirke fluksen av kosmisk stråling, som for eksempel topografisk skjerming, snødekke og vegetasjon. Dette er det viktig å ta høyde for (Ivy-Ochs et al., 2007). I tillegg kan ikke overflaten av blokken ha blitt eksponert tidligere, og den må ha ligget i samme posisjon slik at den har mottatt kontinuerlig stråling (ibid). For denne oppgaven ble ^{10}Be brukt ettersom den er vanlig å benyttes for datering av morenerygger. Denne isotopen dannes kvartsmineralet, som er hard nok til å motstå kjemisk og fysisk forvitring over tid.

2.4 OSL-datering (Optisk Stimulert Luminescens)

Luminescens er lyset som sendes ut ifra mineralkrystaller (hovedsakelig kvarts og feltspat) når de blir utsatt for varme eller stråling. Det eksisterer to hovedmetoder for å måle luminescens: thermoluminescens (TL) optisk stimulert luminescens (OSL). Ved TL-metoden blir lys hentet ut i respons til av varme, mens ved OSL-metoden blir lys hentet ut etter bruk av UV-stråling eller infrarød stråling (Bradley, 1999, s. 80). For begge metodene er mengden lys hentet ut relatert til mengden ioniserende radiasjon som prøven har vært utsatt for over tid fra de omkringliggende sedimentene (Bradley, 1999, s. 81-82).

Forfallet av radioisotoper frigjør elektroner i mineralske korn som blir fanget. Jo lengre mineralene har blitt utsatt for stråling desto høyere blir den fangede elektronpopulasjon, og således det resulterende luminescenssignalet. Luminescens er dermed et mål for den akkumulerte dose ioniserende stråling, som er en funksjon av eksponeringsalderen til prøven (Bradley, 1999, s. 82). Alderen er bestemt ved å utsette deler av prøven for kjente doser av radiasjon, for å deretter måle det resulterende luminescens-signalet (ibid).

2.5 Rekonstruksjon paleo-likevektslinjer og paleo-breprofiler

2.5.1 Paleo-likevektslinjer

Breens likevektslinje (ELA – equilibrium line altitude) er en teoretisk linje som definerer høyden på breen hvor årlig akkumulasjon er lik årlig ablasjon (e.g. Nesje og Dahl, 1992). ELA er antatt for å være den best egnede parameteren til å beregne den klimatiske effekten på en bre (e.g. Porter, 1975). Den er en klimasensitiv parameter, og er derfor avhengig av flere akkumulasjons- og ablasjonsrelaterte prosesser. Vinternedbør og sommertemperatur er regnet som de to viktigste parameterne (e.g. Dahl og Nesje, 1992). Utregning av ELA er viktig for å både forstå nåtidens og fortidens klima, og ved å undersøke endringer i dens høyde kan man bruke resultater av dette til å spore klimaendringer (Pellitero et al., 2015). Gitt at det finnes uavhengige proxier for sommertemperatur tilgjengelig, kan ELA av tidligere breer tilby en av de få metodene for å estimere paleo-nedbør (Dahl og Nesje, 1996).

For platåbreer på et regionalt plan måles ELA ut ifra en kombinert påvirkning av den regionale ablasjonssesong-temperaturen (T – *temperature*) og vinternedbør (P – *precipitation*) under akkumulasjonssesongen, og blir dermed forkortet til TP-ELA. På et mer lokalt plan kan det hende at botnbreer og dalbreer som ligger i lesiden og er omringet av høye platåfjell får tilført

mer nedbør enn det regionale gjennomsnittet ettersom at det her ofte akkumuleres store mengder vindtransportert snø (Sett inn figur!). Derfor blir den lokale ELA for botnbreer og dalbreer betegnet som TPW-ELA (temperature-precipitation-wind) (e.g. Dahl og Nesje, 1992; Dahl et al., 1997). I tillegg blir også likevektslinjen påvirket av faktorer som topografi, breens retning og snøskred (ibid).

Det finnes flere typer metoder for å regne ut tidligere likevektslinjer, men de to mest brukte metodene er «Accumulation Area Ratio» (AAR) og «Area Altitude Balance Ratio» (AABR) (e.g. Pellitero et al., 2015). Det er også disse metodene som har blitt brukt i dette studiet for å forsøke å regne ut paleo-likevektslinjer.

Begge metodene er avhengig av rekonstruksjoner av tidligere breoverflater som baserer seg på geomorfologiske bevis. Dette kan være for eksempel randmorener, laterale smeltevannskanaler og såkalte «*trimlines*», som markerer høyden på tidligere breer (Benn and Hulton, 2010). Slike rekonstruksjoner av breoverflater kan være gode for områder der geomorfologiske bevis er nøyaktige (ibid). Ved områder hvor geomorfologiske bevis derimot er dårlig bevart, tvetydige eller mangler, må tidligere breoverflater bli interpolert mellom- eller ekstrapolert forbi kjente punkter.

Accumulation Area Ratio (AAR)

Dette er den mest anvendte teknikken for utregning av likevektslinjer, og baserer seg på antakelsen om at forholdet mellom akkumulasjonssonen og ablasjonssonen er konstant dersom breene er i en dynamisk og klimatisk likevekt (*steady state*) (Pellitero et al., 2015). AAR til en bre varierer hovedsakelig som en funksjon av dens massebalanse. Ved et forhold på under 0,5 indikerer dette en negativ massebalanse, mens dersom forholdet er 0,5-0,8 korresponderer dette til en bre med et *steady-state* forhold. Ved verdier over 0,8 viser dette til en bre med positiv massebalanse (e.g. Andrews, 1975). For botn- og dalbreer i *steady state* er $0,6 \pm 0,05$ det vanligste AAR-forholdet som blir brukt. Dette forholdet virker derimot til å være markant forskjellig for større platåbreer (e.g. Meier og Post, 1962). Det viktigste datamaterialet som trengs for å regne ut AAR, er en rekonstruert tredimensjonal breoverflate (Pellitero, 2015). En slik rekonstruert breoverflate kan bli hentet ut ifra enten interpolering og ekstrapolering av kartlagte bremarginer (e.g. Ballantyne, 1989) eller fra numeriske rekonstruksjoner basert på breens fysikk (e.g. Rea og Evans, 2007). AAR-metoden tar ikke høyde for massebalansegradienten (BR) eller breens hypsometri (Osmaston, 2005). Dette blir sett på som en potensiell feilkilde i utregningen. Derimot kreves det å vite forholdet mellom

akkumulasjonsområdet og det totale arealet til den rekonstruerte breen. Denne raten bør ideelt sett bli bestemt ut ifra målinger av eksisterende breer fra samme region med lignende egenskaper, men dette er ofte vanskelig der hvor breer ikke lenger eksisterer (Benn og Lehmkuhl, 2000).

Accumulation Altitude Balance Ratio (AABR)

Den nest mest brukte kalkuleringsmetoden for utregning av likevektslinjer er AABR-metoden (e.g. Pellitero et al., 2015). Den er antatt for å være mer pålitelig enn AAR-metoden ettersom den tar den tidligere breen sin hypsometri med i utregningen (Osmaston, 2005) og Massebalanse (Benn og Lehmkuhl, 2000). For å regne ut den tidligere breens sin hypsometri kreves det detaljert geomorfologisk kartlegging i tillegg til nøyaktige topografiske kart eller flyfoto (Benn og Lehmkuhl, 2000). AABR-metoden egner seg best for “rene” breer som får sin tilførsel av snø hovedsakelig ved nedbør, og hvor massebalanse-gradienten er antatt for å ha vært tilnærmet lineær. Den egner seg ikke på breer som får store deler av akkumulasjonen tilført fra snøskred. Den bør heller ikke brukes på breer hvor materialdekke utøver en stor påvirkning på ablasjonsgradienten (Benn og Lehmkuhl, 2000). Det er mulig å implementere disse kriteriene hvor det idag finnes eksisterende breer, men umulig for paleo-breer (ibid).

Massebalanse-forholdet er et viktig element for AABR-metoden ettersom den tar høyde for forskjellene mellom akkumulasjons- og ablasjonsgradienten og hvilken påvirkning disse har på massebalansen (Pellitero, 2015). Denne metoden krever også gode data på massebalanse fra breer som ligger i regionen i dag, slik at tilegnede verdier for balanse-raten kan bli brukt. Dersom det ikke finnes eksisterende breer i området er det mulig å bruke data fra en bre i nærheten, eller massebalanse-data fra en tidligere bre dersom dette er tilgjengelig (ibid).

Utregning av AAR og AABR i ArcMap etter verktøy fra Pellitero et al., 2015.

For utregning av AAR og AABR ble det brukt et verktøy i ArcMap utviklet av Pellitero et al. (2015). Det eneste datamaterialet dette verktøyet trenger er en digital høydemodell (DEM) over breoverflaten. For paleo-breer som er tilfellet for dette studiet, kan en slik modell bli laget ut ifra geomorfologiske bevis. Verktøyet følger Osmaston (2005) sin fremgangsmåte for utregning av AABR, og Gonzalez Trueba og Serrano (2004) sin tilnærming for utregning av AAR.

Verktøyet krever fire faktorer som må føres inn for å kunne regne ut AAR. Først må man legge til en rekonstruert høydemodell (DEM) over breoverflaten, og videre velge en lokalitet på datamaskinen til å lagre det ferdige datamaterialet som kommer ut (scratch folder). Deretter må

man bestemme intervallet til høydekotene som skal brukes for utregning av brearealet, hvor lavere verdier gir høyere nøyaktighet men gjør at det tar lengre tid for programmet å utføre utregningen. Den fjerde og siste faktoren som legges til for utregningen er en AAR-verdi. For AABR-utregningen kreves de samme tre førstnevnte faktorene, men for den fjerde faktoren settes det inn en BR-verdi istedenfor en AAR-verdi.

2.5.2 Paleo-breprofiler

Som hjelp til rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet ved Litlelangdalen og Berilldalen og omegn, er det blitt forsøkt å rekonstruere breprofiler av tidligere brefasefase under deglasiasjonen. Målet med rekonstruksjon av paleo-breprofiler er å forsøke å estimere hvilken tykkelse og helning breen har hatt ut ifra de geomorfologiske bevisene som er funnet i studieområdet. Paleo-breprofiler kan være et godt supplement til rekonstruksjon av paleo-likevektslinjer, spesielt der det er mangel på geomorfologiske bevis.

For rekonstruksjon paleo-breprofiler i Litlelangdalen og Berilldalen ble Microsoft Office Excel™ programmet *Profiler* til Benn og Hulton (2010) brukt. Dette programmet regner ut overflateprofiler av tidligere breer ved å bruke en eksakt løsning av en «perfekt plastisk is» -modell. Denne modellen tar utgangspunkt i at is ved perfekt plastisk materiale kun vil deformere seg når spenningen i materialet har nådd en kritisk verdi for breens skjærspenning (Nesje, 2012, s. 61-62). Excel-programmet inkluderer tre regneark: *Profiler v.1*, *Profiler v.2* og *shape factor* (Benn og Hulton, 2010).

Profiler v.1 er ment som et læreverktøy, og for å få et raskt estimat over et breprofil. De faktorene som trenger å fylles ut for denne modellen er avstand fra endemorene (*distance from terminus*), høyden på dalens terrengflate (*bed elevations*) og høyden på sidemorener/laterale erosjonsspor (*target elevations*). *Profiler v.2* er derimot ment mer som et forskningsverktøy. I tillegg til de nevnte faktorene for *profiler v.1* må det også her inkluderes variabler for basal skjærspenning (*shear stress*). En såkalt «formfaktor» (*shape factor, f*) blir også inkludert i dette regnearket. Denne er regnet ut langs breen sin lengdeakse.

Det tredje regnearket regner *f*-verdien ut ifra lengden til tverrsnitt over breprofilet der det finnes randavsetninger eller laterale erosjonsspor, og høydedata på tvers av dalbunnen. Disse dataene ble hentet fra topografiske kart til Kartverket (norgeskart.no) Høyden til randavsetninger og laterale erosjonsspor kan bare bli hentet ut der det finnes tydelige geomorfologiske bevis tilgjengelige i terrenget. I tillegg må høyden til begge endepunktene for tverrprofilet være den

samme. Der det ikke finnes randavsetninger eller laterale erosjonsspor må f -verdien regnes ut ifra en estimert høyde på breoverflaten, og er derfor en feilkilde under utregningen.

3. Resultater

Dette kapittelet tar hovedsakelig for seg skildringer av de ulike observasjonene som ble gjort i felt, med tilhørende tolkning av disse. En mer generell beskrivelse av det kvartærgeologiske kartet er også blitt utført.

3.1 Det kvartærgeologiske kartet

Det kvartærgeologiske kartet er laget med et formål om å være et viktig hjelpemiddel for rekonstruksjonen av deglasiasjonsforløpet ved Litlelangdalen og Berilldalen. Kartet er produsert ved hjelp av GIS-softwaren ArcMap 10 og Adobe Illustrator CS5, og det er presentert i målestokk 1:30 000. Det totale arealet på kartet er omtrent 35 km². I vest dekker kartet hele Berilldalen, i tillegg til områdene omkring Heimste Berilldalsvatnet og Berilldalskoppene. Den østlige delen av kartet dekker et område som strekker seg fra munningen av Litlelangdalen til toppen av Breikoppen i nordøst, og stopper ved østsiden av Litlelangdalsvatnet i sørøst. Ved Valldalen er området rundt Nedstestølen og Øvstestølen nøye kartlagt, ettersom det her sannsynligvis har vært breer fra Berilldalen og Litlelangdalen som har hatt sine utløp og mulig vokst inn i hverandre. Videre sør for dette området er Valldalen kartlagt et godt stykke i retning Grønningsæter, før kartleggingen stopper like før Storhaugen. Her er også to overhengende botner på vestsiden av dalen kartlagt, samt botnen Severiskoppen som ligger oppe i østsiden av dalen. Nordøst for Nedstestøls- og Øvstestølsområdet er kartleggingen blitt gjort langs Meiadalen ved Valldalen, og stopper like sør for Slettevikane. Også botnen Meiadalskoppene som ligger nordvest ovenfor Meiadalen er kartlagt.

Områdene langs dalbunnene og de tilhørende dalsidene er hovedsakelig kartlagt ut ifra tolkning og observasjon som har blitt gjort under feltarbeid, men også ved tolkning av flyfoto og digitale terrengmodeller. For kartlegging av botner og andre høytliggende områder er derimot bare de to sistnevnte metodene blitt brukt. Som følge av dette vil kartleggingen av de lavereliggende områdene være mest detaljert, men grunnet god tilgang på digitale terrengmodeller og flyfoto er også kartleggingen av de høyereliggende områdene gjort med et relativt godt detaljnivå (være mer selvkritisk?). Et allerede eksisterende kvartærgeologisk kart i målestokk 1:50 000 ble også brukt som et basisgrunnlag for kartleggingen (Carlson, Sollid, & Torp, 1983)

Langs hovedparten av dalbunnen til Berilldalen, Valldalen, Meiadalen og Litlelangdalen ligger det et tykt og sammenhengende dekke bestående av morenemateriale, med overliggende skredmateriale ved foten av dalsidene. I bunnen av dalene går morenedekket over til å være mer

usammenhengende, og berggrunnen ligger synlig i overflaten noen steder langs elvene. Dette gjelder spesielt langs elven Valldøla som renner gjennom Meiadalen og Valldalen. Det er kartlagt flere tydelige morenerygger langs dalsidene over hele feltområdet, men de aller tydeligste ligger ved munningen av Litlelangdalen og Berilldalen. I botnene ligger det som regel tykke dekker av morenemateriale som har blitt gravd ut av botnbreene. Det er også blitt kartlagt tydelige morenebuer både i og fremfor botnene, som har blitt avsatt av tilhørende botnbreer. Disse moreneryggene sier noe om breutbredelsen i feltområdet.

Det er blitt kartlagt to glasifluviale avsetninger i feltområdet, like sør for Nedstestølen i Valldalen og like vest for Osten i Litlelangdalen. Både i Berilldalen og Litlelangdalen ligger det tydelige spor etter smeltevann i form av ensidige- og tosidige smeltevannsløp. Langs Valldøla og Litlelangdalselva er det blitt kartlagt flere glasifluviale gjel, med tilhørende spylefelts-områder. Dette er klare tegn på at det til tider har rent store mengder smeltevann gjennom feltområdet/studieområdet.

Ellers er dalsidene i feltområdet preget av å være bearbeidet av omfattende skredprosesser/skråningsprosesser, både snøskred, steinsprang og løsmasseskred.

3.2 Lokalteter

I dette kapitlet er relevante observasjoner av ulike landformer og avsetninger beskrevet og tolket. UTM-koordinatene som er oppgitt for de ulike lokalitetene er stedfestet i et UTM-sonebelte 32V.

Skredmateriale

Skredmateriale finnes langs fjellsidene ved stort sett hele studieområdet i form av steinsprang, steinskred, løsmasseskred og snøskred. Det er derfor ikke valgt å ta for seg noen bestemte skredavsetninger som en lokalitet. De største ansamlingene av talus er å finne langs Langdal og Meiadalen ved Valldalen, og innerst i Berilldalen. Ved Litlelangdalen ligger det ingen store sammenhengende skredavsetninger mellom munningen av dalen og til hytten ved Osten, men det ligger dog mindre ansamlinger av skredmateriale (hovedsakelig steinsprang) her. Nord/nordøst for Litlelangdalsvatnet ved skråningen på nedsiden av Storfjellet er ligger det derimot et sammenhengende talus-dekke, i en S-N retning. Dette er også tilfellet ved den nordlige munningen av dalen mot vest hvor det ligger et sammenhengende talus-dekke, **også** med en S-N orientering.

Ved munningen av Litlelangdalen på sørsiden er skråningen preget av spor etter skredløp. Dette er tolket for å være hovedsakelig spor etter snøskred, men også løsmasseskred og steinsprang. Det er også her sannsynlig at noen snøskredløp som er påvirket av løsmasseskred i etterkant, og omvendt. Noen steder i feltområdet/studieområdet vet foten av dalsidene finnes det groper med voller i forkant, som sannsynligvis er snøskredgroper.

Glasiøle avsetninger

Lokalitet 1: Ryggformer ved Kula

Koordinater: UTM 423347, 6921053 – UTM 424419, 6920343

Høyde: 785 – 1305 moh.

Nord i feltområdet ved Kula i Berilldalen ligger det en botn med sideveggene vendt mot sørvest og nordøst, og bakveggen vendt mot nordvest) Det ligger et komplekst ryggssystem ved den nederste delen av botnen (Figur 3.1 A), og en mindre kompleks og mer avgrensbar ryggform på nedsiden av botnen (Figur 3.1 B). Disse ligger i en NV-SØ retning i forhold til hverandre. Det ligger også andre ryggsystemer i botnen, men disse er det valgt å ikke beskrive nærmere ettersom de ligger ved en veldig komplisert og uavgrensbar struktur.

Ryggssystem i botn

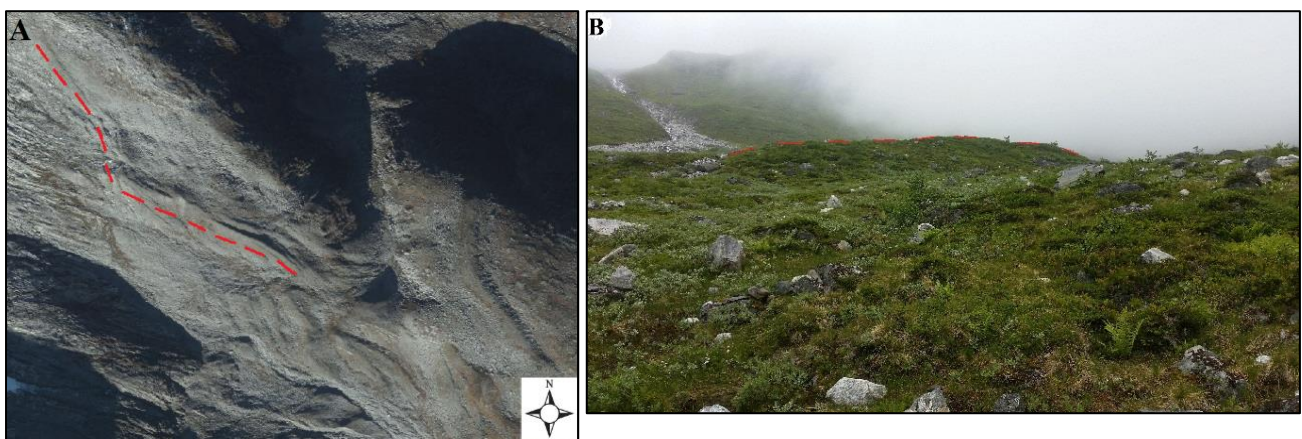
Langs den nordøstlige sideveggen i botnen ligger det komplekse ryggsystemet, som kan følges fra UTM 423347, 6921053, i nordvest til UTM 423691, 6920773 i sørøst over en total lengde på ca. 460 meter, og i en høyde mellom 1120 – 1305 moh. Ryggsystemet kan deles inn i to deler, som er atskilt av en nedsenkning i terrenget. Den høyestliggende delen strekker seg fra UTM 423347, 6921053 til UTM 423463, 6920905 og ligger i en høyde mellom rundt 1225 – 1305 moh. Denne består hovedsakelig bare av én sammenhengende ryggform, bortsett fra de sørligste (lavestliggende) 75 meterne hvor den deler seg opp i flere parallelle ryggformer. Både den sammenhengende ryggformen og de parallelle ryggformene ligger rundt 1-2 meter høyere det omkringliggende terrenget.

Den andre delen av ryggsystemet strekker seg fra UTM 423432, 6920887 - UTM 423691, 6920773 og ligger mellom 1120 – 1225 moh. Denne delen av ryggsystemet ligger i en mer SØ-NV retning og består av flere parallelle rygger som ligger ca. 5 meter over det omkringliggende terrenget på det høyeste.

Det har ikke blitt gjort felt-undersøkelser av denne lokaliteten, men ut ifra digitale karttjenester er det mulig å se at materialet i overflaten er hovedsakelig bestående av usorterte blokker og steiner, med noe spredt vegetasjon visse steder.

Halvsirkelformet ryggform nedenfor Kula

Ca. 600 meter sørvest nedenfor ryggsystemet som er beskrevet i forrige avsnitt ligger det en halvsirkelformet ryggform med buen vendt sørøst nedover dalsiden, og med begge endepunktene vendt nordvest oppover dalsiden i retning mot botnen. Ryggformen strekker seg nesten helt ned til dalbunnen av Berilldalen, og ligger mellom ca. 790 – 870 moh. Det nordligste endepunktet av ryggformen har koordinatene UTM 424249, 6941963, mens det sørligste endepunktet har koordinatene UTM 424111, 6920291. Avstanden mellom punktene er ca. 280 meter i luftlinje, og de er orientert i en NØ–SV retning i forhold til hverandre. Det renner en elv gjennom ryggen som gjør at den er delvis oppstykket, men bortsett fra dette kan ryggen følges sammenhengende mellom begge endepunktene i en total avstand på rundt 650 meter. Høydeforskjellen mellom toppen av ryggformen og ned til terrenget på innsiden er mellom 1 - 2 meter, mens høydeforskjellen ned til terrenget på ytersiden av ryggformen er rundt 5 meter. Mesteparten av ryggen er dekket av vegetasjon bortsett fra der elven renner gjennom. Det ligger også steiner og blokker spredt utover overflaten av ryggen og i det omkringliggende terrenget. De største mengdene blokk- og steinansamlingene finnes der elven har erodert seg gjennom ryggformen, samt langs nedsiden av den sørlige halvdel. Materialet langs og nedenfor ryggen er hovedsakelig kantet og noe kantrundet, mens materialet ved elvenedskjæringen varierer mellom å være kantrundet til delvis rundet.



Figur 3.1: A) Det omkring 460 meter langer ryggsystemet som ligger i botnen nordvest for Kula. Utklipp fra norgebilder.no, med modifiseringer. B) Den nordlige delen av

ryggformen sørøst for Kula, som så vidt kan ses gjennom tåka øverst til venstre i bildet. Bildet er tatt mot nordvest.

Tolkning:

Både ryggsystemet i botnen og ryggformen nedenfor botnen er tolket for å være randmorener i ulike aldre, men som begge har blitt avsatt en botnbre som har hatt sitt utløp i den nevnte botnen. Ryggformen som ligger lavest i terrenget og lengst sørøst har en tydelig tungeform tilsvarende fronten av en bre, og er derfor tolket til å representere et sammenhengende sett to sidemorener med en tilhørende endemorene. Ryggsystemet som ligger i selve botnen er tolket for å være flere sidemorener avsatt ved et senere stadie enn den bueformede randmorenen, og de parallelle ryggene er antatt for å representere flere kortvarige stopp under en generell tilbaketrekking av breen.

De parallelle sidemorene ovenfor Kula er tolket for å være avsatt ved et senere stadie enn morenebuen på nedsiden av Kula blant annet fordi det er en såpass stor høydeforskjell mellom dem. I tillegg er morenebuen dekket av vesentlig mer vegetasjon enn de parallelle sidemorenene, noe som kan være en indikasjon på at den er eldre. En annen årsak for en slik forskjell i vegetasjonsdekke kan være at de parallelle sidemorenene ligger såpass høyt i terrenget at dette svekker vekstforholdene, i tillegg til at de bratte overliggende fjellssidene er en potensiell kilde for forstyrrelser ved skredaktivitet.

Mesteparten av blokkene i overflaten på den halvsirkelformede randmorenen er tolket for å være rasmateriale ettersom det er såpass kantete, mens en del av materialet som ligger der elven har skjært seg gjennom tolkes for å være morenemateriale som har blitt spylt ut av elven. Ettersom sidemorenen nord for kula bare har blitt undersøkt via digitale karttjenester er det vanskelig å si noe om materialsammensetningen, men det er grunn til å tro at mesteparten er morenemateriale med overliggende skredmateriale noen steder.

Lokalitet 2: Ryggformasjon øst for Berilldalskoppa og Høgstolen

Koordinater: UTM 424234, 6919123 – UTM 424715, 6919238

Høyde: 578 – 800 moh.

Øst nedenfor Berilldalskoppa i Berilldalen ligger det en ryggformasjon som er om lag 470 meter lang og rundt 120 meter bred på det meste (Figur 3.2). De er bortimot parallelle i forhold

til hverandre, med en avstand på rundt 500 meter. Sør for ryggformasjonen ligger det et stort system av smale kanaler i terrenget som heller nedover i en sørøstlig retning mot Berilldalselva, hvor det noen steder også renner mindre bekker. Ryggformasjonen består av flere rygger inntil hverandre i et svingete mønster, og har en V-Ø orientering. Disse er alle forgrenet ut ifra samme punkt (UTM 424234, 6919123) ved foten av dalsiden i vest, og ender opp ved UTM 424715, 6919238 i øst. Ryggformasjonen er om lag 470 meter langt og 120 meter på det bredeste. Berilldalselva renner gjennom den østlige delen av ryggformasjonen og deler den nederste delen i to. Formasjonen ligger mellom rundt. 800 moh. lengst vest ved UTM 424214, 6919132 til rundt 635 moh. lengst sør ved UTM 424614, 6919121. Høydeforskjellen mellom toppen av formasjonen og det omkringliggende terrenget er mellom 2-4 meter. Materialsammensetningen er usortert og består av kornstørrelser varierende fra sand til blokker.



Figur 3.2: Ryggformasjonen nedenfor Nedste Berilldalsvatnet langs den røde stiplede linjen. Man ser tydelig forsenkinger i terrenget på begge sider av elven sør for formasjonen. Modifisert utklipp fra norgei3d.no

Tolkning:

Ut ifra plasseringen og orienteringen til ryggformasjonen i forhold til dagens isbre som ligger ovenfor Heimste Berilldalsvatnet er den tolket for å være et system av sidemorener avsatt av en

bre som har ligget på nordøstsiden av Høgstolen. Det er også mulig at denne breen har gått sammen med en annen bre som har ligget i Berilldalskoppene. Disse er tolket for å være avsatt når breen hadde et lengre stopp under den generelle tilbaketrekkingen. De mange ryggene er tolket for å representere flere kortere stopp under den generelle tilbaketrekkingen, samt at smeltevannet fra breen er tenkt å ha fordypet forsenkningene mellom dem. Materialsammensetningen ved begge ryggformene er typisk for morenemateriale samt de karakteristiske ryggformene understreker at det sannsynligvis er randmoreneavsetninger, noe som også understøtter tolkningen.

Lokalitet 3: Rygger ved munningen av Berilldalen, like nord for Nedstestølen

Like nord for Nedstestølen ved munningen av Berilldalen og på vestsiden av Valldalen ligger det et stort område med fire ryggformer (Figur 3.3). To av disse ryggformene ligger på hver sin dalside ved munningen av Berilldalen, mens de andre to ligger langs den nordvestlige delen av Valldalen. Ryggformene er nummerert fra 1-4, i stigende rekkefølge fra vest mot øst.

Rygg 1

Den første ryggen ligger langs sørvestsiden av Berilldalen, og har en NV-SØ orientering. Den starter like nordvest for Nedstestølen omtrent ved UTM 425326, 6917605 men det er vanskelig å definere nøyaktig hvor den begynner. Videre går den i retning mot nordvest på skrå oppover langs dalsiden før den slutter ca. 630 meter unna ved UTM 424691, 6918241. Her stopper den i en talus-vifte som ligger på tvers av ryggformen og går nedover fjellsiden en nordvestlig retning til den ender opp like ved Berilldalselva. Det kan muligens se ut til at en forhøyning i terrenget fortsetter videre nordvest ca. 170 meter på andre siden av talus-viften, men det er vanskelig å si noe mer ut ifra flyfoto og 3D-modeller. Grunnet vanskelig terreng ble det valgt å ikke undersøke denne delen nærmere under feltarbeidet. Høyden den delen av ryggformen som er tydelig er mellom ca. 460–615 moh., og stiger fra sørøst til nordvest. Det ligger en smal forsenkning i terrenget mellom ryggformen og fjellsiden mot sørvest som følger hele ryggformen. Avstanden fra toppen av ryggformen og ned til forsenkningen er på det meste ca. 5-6 meter. Fra toppen av ryggformen og mot nordøstsiden av den heller skråningen jevnt nedover mot dalbunnen til Berilldalen.

Fra punktet UTM 425051, 6917897 ved 570 moh. går det også én forhøyning i retning mot dalbunnen. Den går i en østlig retning og ender opp ved UTM 425209, 6917959 på ca. 513

moh. Sør for talusviften på oversiden av ryggen ligger det et stort sammenhengende dekke av talus som ikke har klart å trenge gjennom ryggen og ligger dermed nede i kløften. Dette dekket med talus ser ut til å fortsette videre sørover langs ryggen, men her vokser det skog som gjør at det blir mindre synlig. Ellers ligger det spredte blokker i overflaten langs hele ryggen.

Rygg 2

Langs den østlige delen av dalbunnen til Berilldalen ved foten av fjellskråningen ligger det en ryggform fra UTM 425188, 6918581 – 425485, 6917637 i en tilnærmet N-S orientering. Den sørligste delen av denne ryggformen ligger i underkant av 100 meter direkte vest for den sørligste delen av rygg 1, på den andre siden av Berilldalselva. Ryggen strekker seg i en lengde på omtrent 1100 meter. Den har en svingete og til dels kupert form og stiger i høyde fra rundt 450 moh. på det laveste i sør til om lag 570 moh. på det høyeste i nord. Fra nord mot sør følger ryggen nedre del av dalsiden til Berilldalen, og svinger gradvis fra en SSØ-retning til en SSV-retning og stopper like øst for Berilldalselva ved munningen av Berilldalen. Ved de første 450 meterne fra nord mot sør er ryggformen smalest og relativt homogen før den flater ut i en lengde på rundt 200 meter, et område hvor det ligger flere kuperinger i terrenget som gjør at ryggen varierer i høyde. Denne totalt 650 meter lange delen av ryggformen ligger inntil fjellskråningen. Dette gjør at høydeforskjellen fra toppen av ryggformen og ned mot fjellsiden mot øst er liten, varierende mellom rundt 1-5 meter. Høydeforskjellen fra toppen av ryggformen og ned til dalbunnen i vest er vesentlig større, og varierer mellom rundt 15-30 meter.

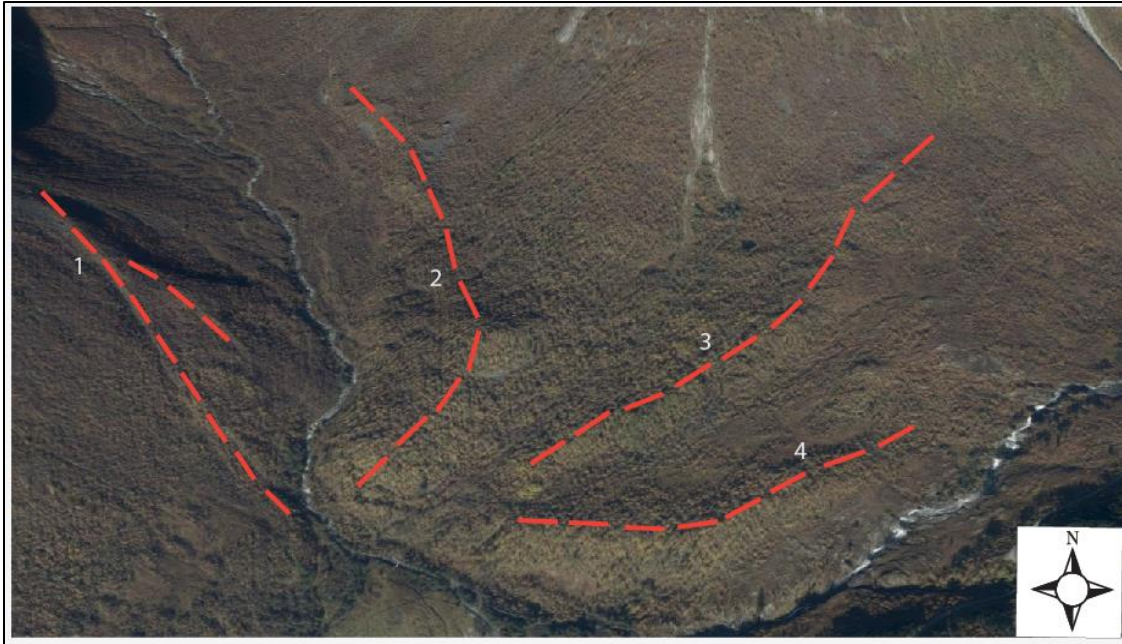
Man kan følge toppen av ryggformen videre et stykke sørover helt til den møter ryggkammen til Storfjellet som skiller Berilldalen med Valldalen. Videre herfra endrer ryggformen retning mot sørvest og går om lag 300 meter før den stopper like øst for Berilldalselva. Det er ved denne delen av ryggformen at den er klart bredest og hvor det er størst høydeforskjell mellom toppen av den og det omkringliggende terrenget. Her er ryggen opptil 200 meter bred, og høydeforskjellen fra det høyeste punktet og ned til Berilldalselven i vest er på 63 meter (UTM 425560, 6917860). Mellom toppen av ryggformen og ned til terrenget øst for den er det rundt 20-25 meter. Ryggformen er hovedsakelig dekket av skog, men er også til dels dekket av talus som ligger synlig mellom den og fjellskråningen mot øst. I tillegg ligger det mindre blokkansamlinger både på nedsiden av den nordlige og sørlige delen av ryggformen. På nordøstsiden av ryggformen hvor den møter Litlelangdalen ligger det to mindre sammenhengende blokkansamlinger. Ellers ligger det blokker spredt utover hele ryggformen.

Rygg 3

Rundt 70 meter øst for den sørlige enden til rygg 2 ved UTM 425610, 6917618 ligger den sørlige enden til rygg 3. Fra dette punktet går ryggformen nordøstover i retning mot Meiadalen, og stopper ved UTM 426072, 6918252. Ryggformen stiger gradvis oppover terrenget fra sørvest mot nordøst, fra 462–628 moh. Ved UTM 425824, 6917819 og UTM 425724, 6917730 ligger det to forsenkninger i ryggen. Den nordligste forsenkningen er tydeligst og går på tvers av ryggen i en NV–SØ orientering, mens den sørligste er mindre tydelig og ligger i en N–S orientering. Langs nordvestsiden av de nordligste 200 meterne ligger det et sammenhengende talus-dekke, som fortsetter et stykke oppover fjellskråningen. Hele ryggen er dekket av tett skog, og det finnes flere blokker spredt utover overflaten. Materiale i overflaten

Rygg 4

Dette er den østligste ryggformen av de fire, og den er lokalisert omtrent i midten på langs av Litlelangdalen i retning mot Meiadalen. Denne ryggformen starter omtrent 70 meter sør for rygg 3 ved UTM 425617, 6917546. Fra dette punktet går den i retning øst om lag 200 meter, før den ved UTM 425820, 6917548 endrer retning mot nordøst. Herfra ligger den parallelt med rygg 3 mot nordvest, i en avstand mellom rundt 150–170 meter. I tillegg ligger den parallelt med Valldøla mot sørøst i en avstand mellom 80 – 100 meter. Denne delen av ryggformen er rundt 225 meter lang og slutter ved UTM 425996, 6917680 og den generelle tendensen er at den ligger rundt 2-5 meter lavere enn rygg 3. Mellom denne ryggen og rygg 3 ligger det et flatt område som er delvis dekket av et tynt dekke torv og myr, samt noe spredt og delvis sammenhengende skog. Fra toppen av den V–Ø orienterte delen av ryggformen er det rundt 1-2 meter høydeforskjell ned til flaten på nordsiden, mens det varierer mellom 25– 40 meters høydeforskjell ned til det sørlige terrenget som utgjør elvebredden der Berilldalselva renner ut i Valldøla. Der ryggformen endrer retning til en NØ–SV orientering ligger den rundt 15 meter høyere enn den nevnte flaten med torv og myr, og høydeforskjellen blir gradvis lavere mot nordøst. Ved det nordøstligste punktet av ryggen er det bare 1-2 meter i høydeforskjell ned til flaten med torv og myr. Mellom toppen av den NØ–SV-gående delen av ryggformen og terrenget mot sørvest varierer høydeforskjellen mellom 10 – 25 meter, og høyden synker gradvis fra sørvest mot nordøst.



Figur 3.3: De fire ryggformene i området nord for Nedstestølen, hvor hver av dem er markert med nummer. Den stiplede linjen markerer toppen av ryggformene. Utklipp fra norgebilder.no, med modifiseringer.

Tolkning:

Disse ryggene er tolket for å være morenerygger avsatt av to forskjellige breer som har hatt hver sine utløp ut munningen av henholdsvis Litlelangdalen og Berilldalen. Ut ifra retningen og orienteringen til rygg 1 og den vestlige delen av rygg 2, er disse blitt tolket for å være randmorener avsatt av en isbre som har hatt sitt utløp ut munningen av Berilldalen i en sør/sørøstlig retning.

Siden de ytterstliggende punktene til begge ryggene ligger like vest-øst i forhold til hverandre ved munningen av dalen samt at deres høyde korreleres relativt godt, er dette tolket for å tilsvare omtrentlig endepunkt på breen under et tidspunkt da den var i stillstand. De to ryggene som går i en henholdsvis østlig og sørøstlig retning på tvers fra rygg 1 kan muligens representere deler av to endemorener fra to senere perioder da breen hadde nye stillstander.

Ettersom rygg 2 blir markant høyere og bredere sør for ryggkammen av Storfjellet samt at den endrer retning til å følge Valldalens NNØ-SSV-orientering, er denne delen tolket for å være avsatt av en bre som har kommet ifra Litlelangdalen.

Rygg 3 og 4 er tolket for å være randmorener (sidemorener eller endemorener?) avsatt under samme periode av én og samme bre som har ligget ut Litlelangdalen i en nordvestlig retning.

På grunn av deres orientering i terrenget er rygg 3 tolket for å være en endemorene, og rygg 4 er videre antatt for å representere fortsettelsen av denne i form av en sidemorene. Disse to trinnene er tolket for å høre sammen med den ytterste trinnet av de parallelle ryggene som er omtalt i lokalitet 5.

Lokalitet 4: Snitt langs veien nord for Øvstestølen

Koordinater: UTM 32 426823, 6918319 – UTM 426653, 6918229

Høyde: 560 – 573 moh.

Langs Rv63 mellom UTM 426823, 6918319 og UTM 426653, 6918229 i underkant av 400 meter nordøst for Nedstestølsområdet ligger det et snitt langs østsiden av veien i en avstand på ca. 180 meter (Figur 3.4). Høyden på snittet ligger mellom ca. 5-7 meter høyere enn veien nedenfor. Hele snittet er preget av områder som veksler mellom å ha løsmasser liggende synlig langs overflaten, og områder der det er gjengrodd med gress, mose og lyng. Der det ligger løsmasser synlig i overflaten er det tydelig diamikt materiale bestående av sand, grus, stein og blokker. Materialet er kantrundet og noen steder delvis rundet. På flaten ovenfor snittet ligger det blokker spredt utover overflaten. Ved UTM 426778, 6918282 ligger det et gammelt gjengrodd masseuttak. Masseuttaket er mer gjengrodd enn resten av snittet langs veien, men det samme diamiktiske materialet kan observeres der løsmassene er synlige i overflaten.



Figur 3.4: Masseuttaket langs Rv63 nordøst for Øvstestølen, med sauer som målestokk. Bildet er tatt mot sør.

Tolkning

Ut ifra materialsammensetningen og beliggenheten er denne lokaliteten tolket for å være

sammenhengende lag av morenemateriale som ble avsatt av en bre som hadde sitt utløp ut Litlelangdalen. Denne breen er også tolket for å være den samme som avsatte moreneryggene ved rygg 3 og 4 nevnt i lokalitet 4. Tidspunktet når moreneavsetningene er avsatt er usikkert. Grunnet høyden på avsetningen kan det representere flere brefremstøt.

Lokalitet 5: Ryggformer ved munningen av Litlelangdalen

Koordinater: UTM 426181, 6917501 – 426853, 6917244 (ryggform sør) og UTM, 427063 – 6918016 - 430232, 6917649 (belte av ryggformer nord).

Høyde: 514 – 1030 moh.

To parallelle rygger langs sørsiden av Litlelangdalen

Langs den sørlige dalsiden ved munningen av Litlelangdalen ligger det to parallelle ryggformer som svinger seg rundt kammen av fjellet og følger terrenget videre et stykke oppover (Figur 3.5 A og B). Den sørligste (nærmest fjellsiden) av de to ryggene starter like øst for Rv63 ved UTM 426181, 6917501 i en høyde på ca. 514 moh. Herfra går den først i en østlig retning, før skifter retning og svinger mot nordøst. Videre følger den terrenget jevnt oppover langs dalsiden til den stopper ved UTM 426181, 6917501, i en høyde på ca. 750 moh. Den totale lengden til ryggen er ca. 650 meter. Begge endepunktene representerer det laveste og høyeste punktet på ryggen.

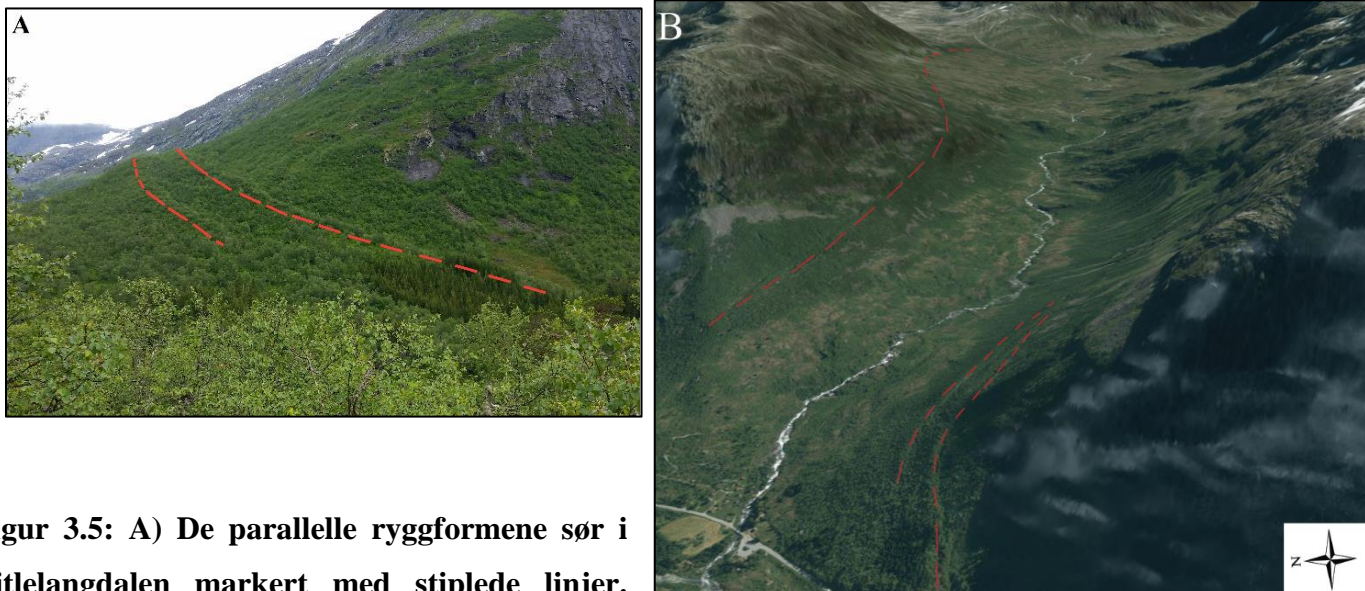
Den andre ryggformen starter litt lengre øst i dalen ved UTM 426468, 6917552 i en høyde på ca. 594 moh. Fra dette punktet går den bare et lite stykke mot øst før den svinger seg ved siden av den førstnevnte ryggen i en sørøstgående retning til den ender opp ved UTM 426877, 6917236 i en høyde på ca. 747 moh. Denne ryggformen ligger hele tiden parallelt med den førstnevnte, og også ved denne representerer begge endepunktene det laveste og høyeste punktet. Den totale lengden til denne ryggformen er om lag 505 meter. Avstanden til ryggformene ligger på det meste rundt 60 meter lengst mot vest, mens de ligger ca. 30 meter fra hverandre lengst mot sørøst. Det ligger også en forsenking i terrenget mellom ryggene.

Begge ryggene er hovedsakelig dekket av tett skog, men med noen blokkansamlinger som har samlet seg opp i forsenkningen mellom ryggene. Det ligger også blokkansamlinger i skråningen ovenfor ryggformene, hovedsakelig i området lengst innover dalsiden. På nedsiden av ryggformen ved Rv63 ligger det materiale synlig i overflaten i form av diamikt materiale bestående av kornstørrelser fra sand til store blokker, som hovedsakelig er kantete til delvis rundet.

Belte av ryggformer langs nordsiden av Litlelangdalen

Fra munningen av Litlelangdalen langs den nordlige dalsiden går det et usammenhengende beltet av ryggformer mellom UTM 427063, 6918016 og slakt oppover dalsiden til UTM 430134, 6917650 i en total lengde på rundt 3300 meter (Figur 3.5 B). Dette beltet av ryggformer er ikke like kraftige som de beskrevet ved forrige avsnitt. Beltet er orientert i en NV-SØ retning ved første 1400 meterne innover dalen, og skifter ved UTM 428372, 6917516 retning til en VSV-NNØ orientering langs de resterende 2000 meterne. Om lag 390 meter direkte nordvest for det ytterstliggende punktet ligger lokalitet 4.

Mellom endepunktet ytterst i dalen ved UTM 42706, 6918016 og UTM 427594, 6917714 ligger den lengste og tydeligste ryggformen, i en avstand på ca. 640 meter. Det ligger svake bruddstykker av en parallellgående rygg mellom UTM 427074, 6917970 - 427465, 6917741 i en avstand på rundt 450 meter. Videre fra UTM 427594, 6917714 ligger resten av ryggformene mindre synlig i terrenget, og kan observeres som flere usammenhengende rygger langs samme linje. Høydeforskjellen mellom laveste punkt i vest og høyeste punkt i øst er ca. 660-1030 moh. Mellom dalsiden og store deler av ryggene ligger det oppsamlet skredmateriale, som gjør de lettere å observere i terrenget. Det ligger også skredmateriale langs hele skråningen ovenfor langs ryggen, og på nedsiden av ryggen. Disse blokkansamlingene kan også observeres på nedsiden av ryggene, men hovedsakelig er dette bare ytterst i dalen. Det er ikke blitt gjort utgravninger i ryggformene.



Figur 3.5: A) De parallelle ryggformene sør i Litlelangdalen markert med stiplede linjer.

Bildet er tatt fra rygg 3 fra lokalitet 3, i retning mot sørøst. B) De samme ryggformene inkludert det usammenhengende beltet av rygger til venstre og opp mot midten av bildet. Ryggformene er markert med stiplet linje. Redigert utsnitt fra norgei3d.no.

Tolkning:

Både de parallelle ryggformene sør og beltet av ryggformene nord ved Litlelangdalen er tolket for å være randmorener. Denne tolkningen er gjort ut ifra den karakteristiske ryggformen i tillegg til deres orientering og plassering langs dalsiden som er typisk for randmorener. Beltet med de usammenhengende moreneryggene langs den nordlige dalsiden kan nærmes følges som en *trimline*. Høyden mellom den lengste moreneryggen nord og den innerste av de parallelle moreneryggene sør ved munningen av dalen korreleres ganske bra med hverandre, noe som gjør at begge er tolket for å være avsatt av én og samme bre som har kommet fra øst mot vest. De diamikte løsmassene på nedsiden av de parallelle ryggformene er tolket for å være morenemateriale, noe som forsterker tolkningen om at dette er morenerygger. Morenematerialet ved lokalitet 4 er også med på å forsterke tolkningen om at ryggformene på nordsiden av Litlelangdalen er morenerygger, ettersom breen er antatt for å ha fortsatt på tvers av Valldalen.

Ettersom det ligger et dobbelt sett med morenerygger sør i dalen er det også mulig for det samme tilfellet i nord i dalen dersom har vært avsatt av samme bre. Det er så vidt mulig å se en oppstykket ryggform parallelt sør før den lengste ryggformen nord i dalsiden, som muligens kan være samme morenetrinn som moreneryggen lengst mot dalbunnen på den sørlige dalsiden. Disse trinnene er tolket for å være avsatt under to forskjellige faser da breen hadde ulik utbredelse. Trinnene nærmest dalsidene er tolket for å være avsatt samtidig under en sen fase, mens trinnene nærmest dalbunnen er fra en nyere fase. Ettersom de to trinnene ligger relativt nær hverandre kan det tenkes at de ble avsatt under en tilbaketrekking av breen, og at de to fasene skjedde mellom relativt korte tidsrom. En annen mulighet er at breen rykket et stykke tilbake før den andre fasen, før den i respons på klimaendringer rykket frem på ny nesten like langt som første fremstøt. Dette vil bli diskutert nærmere i diskusjonskapitlet (Kap. 4.2).

Lokalitet 6: Tre botner (to sammenhengende) nedenfor Høgstolen

Koordinater: UTM 424103, 6917127 (botn nord) og UTM 423757, 6916029 (botn sør)

Høyde: 1060 moh. (botn nord) og 1000 moh. (botn sør)

Denne lokaliteten tar for seg tre botner som ligger nedenfor på østsiden av Høgstolen (1739 moh.) (Figur 3.6).

Botn nord

Om lag én kilometer vest/sørvest for Nedstestølen og rundt 1300 meter sørøst for Høgstolen ligger det en halvsirkulær botn. Den ligger et stykke opp i fjellsiden til den vestlige dalsiden av Valldalen, like ved inngangen til Berilldalen. Sett ovenfra har botnen en oval form med en slak bakvegg mot nordvest, og litt brattere sidevegger som ligger orientert NV-SØ. Bakveggen blir gradvis slakere nedover i terrenget, og det er en rolig overgang mellom den og bunnen av botnen. Elven Klingreelva renner fra botnen og ender opp nede i Valldøla. Det ligger bart fjell synlig i overflaten langs den øverste og nedover den nordlige delen av bakveggen, samt ved toppene av sideveggene. Ved den sørlige delen av bakveggen ligger det et dekke av løsmasser med store blokker i overflaten som e det er mulig å se på ortofoto. Dette dekket kan følges videre til bunnen av botnen hvor det gradvis går over i et vegetasjonsdekke, men fortsatt ligger det en del blokker synlige i overflaten. Det ligger også et løsmassedekke med blokker i overflaten nedenfor langs sideveggene, men her er det mer berggrunn synlig mellom løsmassene som gjør at det ikke er like sammenhengende.

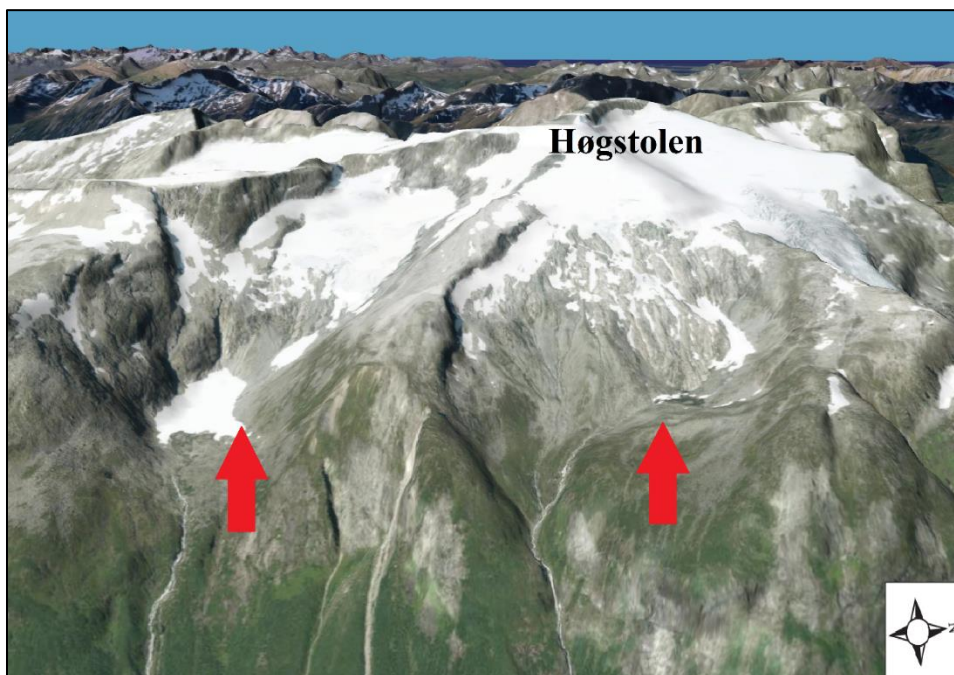
Nede i botnen samt et lite stykke oppover bakveggen og sideveggene ligger det tre bueformede ryggformer som ligger ved siden av hverandre i en V-Ø orientering. Ryggformen lengst vest kan følges ca. 620 meter fra UTM 423613, 6917118 (nord) til 423613, 6917118 (sør) med buen vendt mot øst. Høyden til denne ryggformen ligger mellom ca. 1085 – 1250 moh. Den midterste ryggformen kan følges fra UTM 423901, 6917102 (vest) til UTM 424232, 6917420 (nord) med buen pekende mot sørøst. Den er omkring 590 meter lang, og ligger mellom ca. 1047 – 1140 moh. Ved UTM 423900, 6917089 går ryggene inn i hverandre. Ryggformen lengst mot øst kan følges fra UTM 424210, 6917124 (sørvest) til UTM 424282, 6917350 (nordøst), og i likhet med den midterste ryggen peker buen mot sørøst. Lengden til denne ryggformen er ca. 450 meter, og høyden ligger mellom rundt 1030 – 1113 moh. Dette er den den eneste av ryggene hvor overflaten hovedsakelig er dekket av vegetasjon, i motsetning til de andre to hvor det hovedsakelig ligger uorganiske løsmasser med blokkmateriale synlig i overflaten. Det ligger forsenkninger ved buespissen til alle ryggene, og det renner vann gjennom disse ved to vestligste ryggene. Det laveste punktet for alle ryggene ligger ytterst ved buespissen. Høyden til begge endepunktene for den midterste ryggen er omtrent den samme, noe som ikke er tilfellet ved de andre to.

To sammenhengende botner sør

Rundt 200 meter sør for botnen nevnt i forrige avsnitt, ligger det en annen som er lokalisert om lag 800 meter sørøst for Høgstolen. I likhet med den sistnevnte er også denne botnen oval, med en NV-SØ orientering. Det kan derimot se ut til at dette er to mer eller mindre sammenhengende

botner i et NV-SØ. Avstanden mellom sideveggene til den høyestliggende og lavestliggende botnen er henholdsvis 900 og 1000 meter, og den totale lengden til begge to samlet er om lag 1600 meter. Mesteparten av den høyestliggende botnen er dekket av bre, mens i den nederste botnen ligger snøfonner. På grunn av dette er overflaten hovedsakelig bare synlig i den lavestliggende botnen. I likhet med botnen nevnt i forrige avsnitt ligger det også her synlig berggrunn i overflaten ved toppene av sideveggene. På nedsiden langs sideveggene og i bunnen av botnene ligger det løsmasser med større blokker i overflaten. Den nordlige sideveggen til den lavestliggende botnen er delvis preget av vegetasjon.

Like foran utgangen av botnen ligger blokkmaterialet i en halvsirkulær form som danner en skarp overgang til vegetasjonsdekket på nedsiden. Øst i botnen helt ved kanten mot fjellsiden ligger det en kraftig ryggform. Denne ryggformen starter på nordsiden av den lavestliggende botnen ved UTM 424101, 6916326. Herfra går den oppover terrenget ca. 250 meter i nordvestlig retning før den endrer retning mot nord i en avstand på ca. 70 meter, og ender opp ved UTM 423917, 6916531. Høyden på ryggformen er fra rundt 1025 moh. i sørøst til om lag 1188 moh. i nordvest. Ryggen ligger ca. 3 meter høyere enn det omkringliggende terrenget på det meste.



Figur 3.6: Botnene ved lokalitet 6 nedenfor Høgstolen er markert med to piler. Ryggene som er omtalt i lokalitet 7 er lokalisert nedenfor botnene, utenfor bildet mot øst. Redigert utklipp fra norgei3d.no.

Tolkning:

De to botnene i denne lokaliteten er tolket for å være gravd ut av botnbreer. Dette begrunnes blant annet ut ifra de steile sideveggene og den tydelige overfordypningen i fjellet, i tillegg til at det også ligger en botnbre ved den øverstliggende av de to botnene lengst sør. De tre ryggene i den nordlige botnen er tolket for å være randmorener ut ifra deres karakteristiske tungeform samt orienteringen med buen liggende lavest i terrenget, som representerer en tidligere brefront. Dette styrker antakelsen om at lokaliteten er gravd ut av en botnbre. Ettersom de to østligste av disse moreneryggene har samme orientering med buen pekende mot sørøst, er de tolket for å være avsatt av en botnbre som har kommet fra nordvest. Den sørøstligste ryggen av disse to er tolket for å være eldst, ettersom den ligger lavest i terrenget og er godt vegetasjonsdekket. Den vestligste moreneryggen med buen vendt mot øst er tolket for å ha blitt avsatt av en botnbre som har kommet ifra vest. Denne er også tolket for å være litt yngre enn den midterste moreneryggen, ettersom sidemorenene her ligger litt høyere i terrenget. Dette kan dog være som følger av forstyrrelser i etterkant.

For de sørlige sammenhengende botnene er den markante ryggformen også tolket for å være en randmorene. Dens plassering og orientering nederst i botnen er logisk i forhold til hvor fronten til en botnbre er tenkt å ha ligget, noe styrker denne tolkningen. Ettersom dette er den eneste randmoreneavsetningen ved botnene er den tolket for å være avsatt av en botnbre som har komnt ifra nordvest, der det ligger en liten bre-rest i dag.

Hovedparten av løsmassene i alle tre botnene er som følge av disse tolkningene antatt for å være morenemateriale, men med noe overliggende skredmateriale på grunn av de steile side- og bakveggene.

Lokalitet 7: To ryggformer sørvest for Nedstestølen

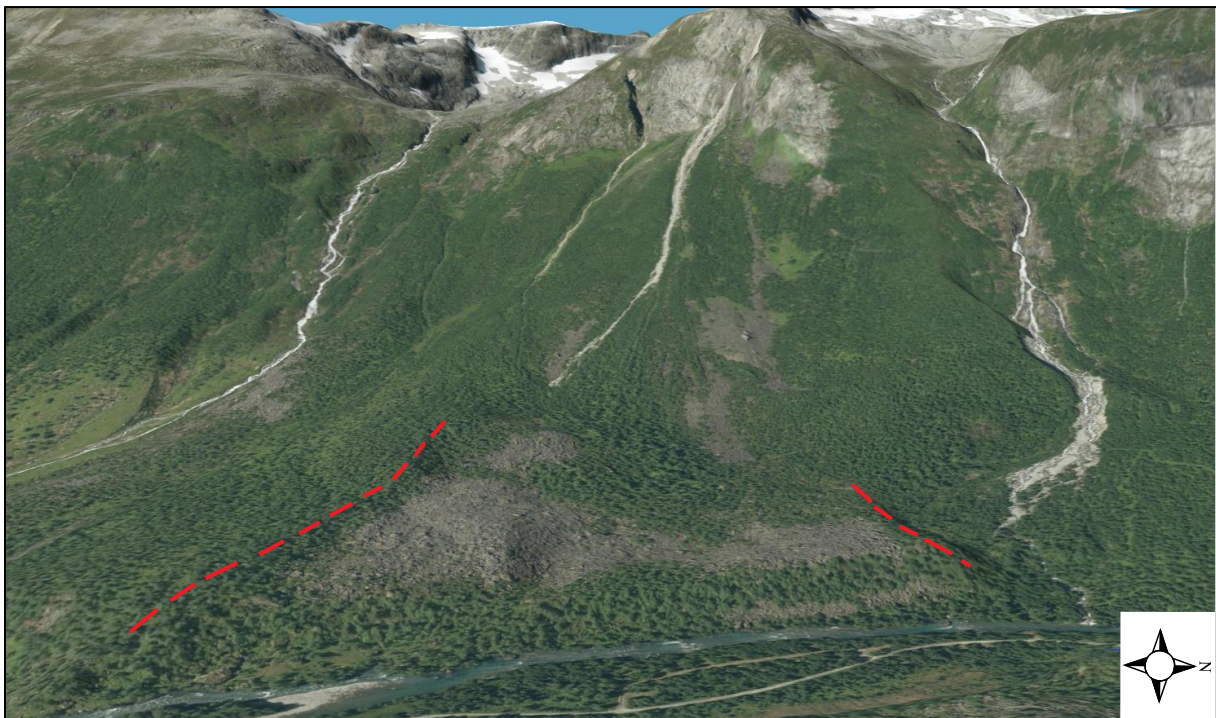
Koordinater: Ryggform nord: UTM 425117, 6916621 (vest) – 425262, 6916646 (øst),
Ryggform sør: UTM 425032, 6916337 (vest) – 425401, 6916283 (øst)

Høyde: ca. 410 – 500 moh.

Ca. 660 meter sørvest for Nedstestølen ligger det to ryggformer (Figur 3.7) i retning nedover den vestlige dalsiden av Litlelangdalen, som begge stopper like ved Valldøla. Disse ligger like øst nedenfor de tre botnene som er omtalt ved lokalitet 6. Mellom ryggene ligger det et stort sammenhengende dekke av talus, som fortsetter oppover dalsiden mot vest. Det ligger også men her er den ikke like fremtredende som mellom ryggformene. På den andre siden av

ryggformene ligger det vesentlig mindre blokker, sett bort ifra et tynt og usammenhengende dekke sør for den sørlige ryggen.

Den nordlige ryggformen ligger i en VSV-ØNØ orientering, og er ca. 150 meter lang. Høyden langs toppen av ryggformen strekker seg fra ca. 439 moh. lengst øst til rundt 450 moh. i vest. På det meste ligger ryggformen om lag 15 meter høyere enn terrenget i nord og rundt 25 meter høyere enn terrenget i øst, mot Valldøla. Blokkansamlingen følger derimot omtrent samme høyde som ryggformen på den andre siden mot sør. Den sørlige ryggformen ligger i en VNV-ØSØ retning over en avstand på ca. 430 meter. Høyden langs toppen av denne ryggformen er ca. 410 ved det østligste punktet, og stiger jevnt oppover til rundt. 500 moh. lengst vest. Høydeforskjellen mellom toppen av ryggformen og blokkansamlingen i nord varierer mellom ca. 2–5 meter. Mellom ryggformen og terrenget i sør er det generelt lite høydeforskjell, ikke mer enn ca. 1 meter på det meste.



Figur 3.7: De to ryggene som ligger mellom en stor blokkansamling på vestsiden av Litlelangdalen, markert med stiplet linje. Botnene som er omtalt i lokalitet 6 kan så vidt ses på toppen av bildet. Elven Valldøla renner nederst på bildet, i en sørlig retning. Redigert utklipp hentet fra norge3d.no.

Tolkning: Ut ifra form, retning og beliggenhet er begge ryggformene tolket for å være morenerygger avsatt av to forskjellige botnbreer som har ligget i botnene som er omtalt i

lokalitet 6. Den nordlige og sørlige ryggen er tolket for å være avsatt av botnbreer som har kommet fra henholdsvis den nordlige og sørlige botnen. Hovedargumentene for at de ikke har blitt avsatt av samme botnbre er at det ikke ligger noen tydelige spor på at det har ligget en bre i dalsiden direkte ovenfor området mellom ryggene, og det faktum at det ligger et så tykt dekke med talus mellom moreneryggene. Det er antatt at talusene har blitt samlet opp mellom breene da de var til stede, og mellom moreneryggene etter at breene forsvant. Ettersom den nordlige ryggformen ikke har noen tydelig oppbygd form over terrenget i sør, er det en mulighet for at dette ikke er en morenerygg. Den bratte kanten ned til terrenget i nord være en erosjonskant fra Klingreelva som kommer ned ifra den nordlige botnen ved lokalitet 6. Noe som kan støtte opp dette argumentet er at det ligger en kraftig nedskjæring langs elven lengre opp i dalsiden, som tyder på at den må ha hatt en stor erosiv kraft når det har ligget en bre i botnen. Det er også argumentert for at disse ryggformene kan være slukåser, noe som blir diskutert nærmere i diskusjonskapitlet (4.2.1).

Lokalitet 8: Ryggformer ved Meiadalskoppen og Storfjellet

Koordinater: UTM 426478, 6920418 - UTM 427432, 6920035

Høyde: 958 - 1300 moh.

I området rundt vatnet Meiadalskoppen ligger det et større ryggssystem og en mindre ryggform et lite stykke fra hverandre (Figur 3.8). De har begge blitt beskrevet og tolket ut ifra digitale karttjenester.

Ryggssystem vest for Meiadalskoppen

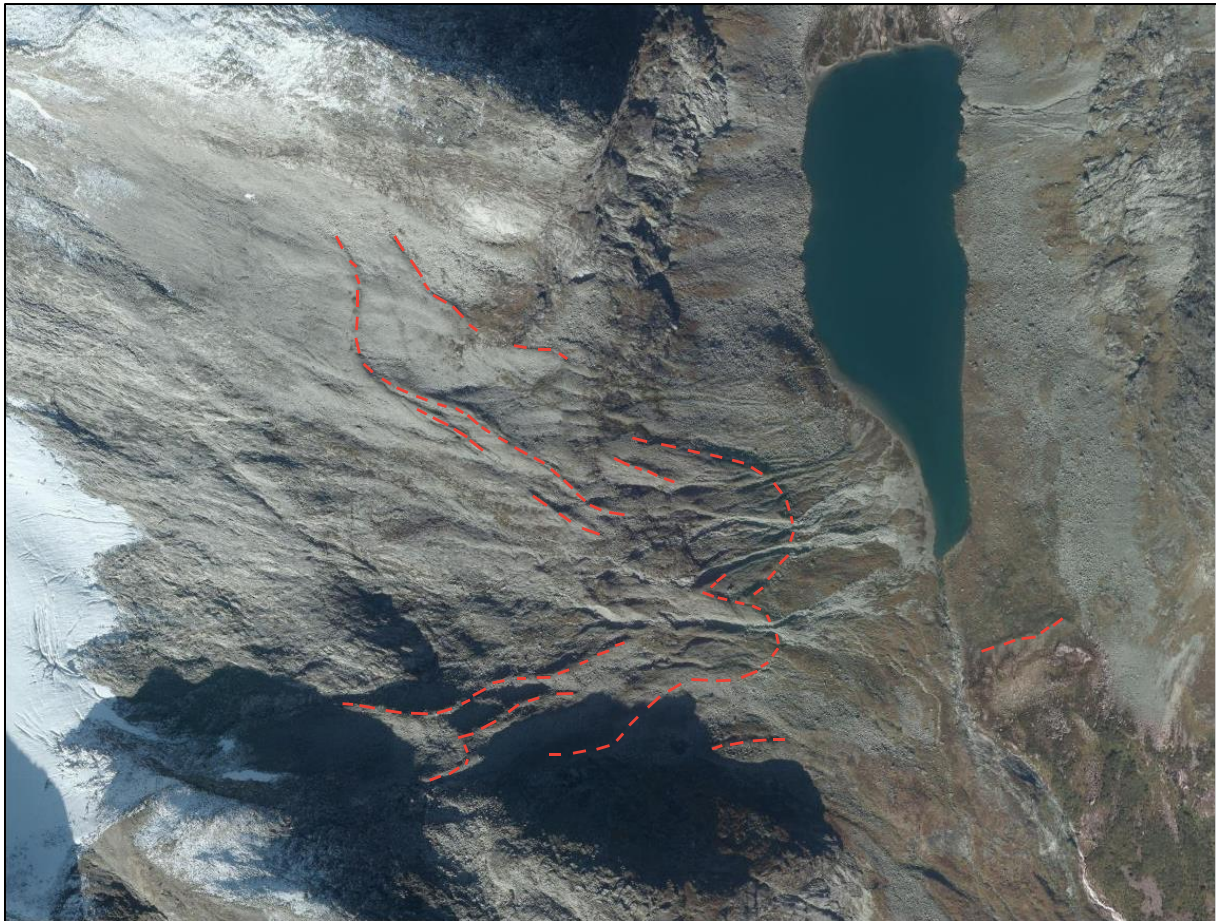
Dette ligger ca. 150 meter vest for den sørlige enden av vannet Meiadalskoppen mellom UTM 426478, 6920418 og UTM 426551, 6919842 og danner et system av sammenhengende og sammenhengende rygger som kan følges som en oval halvsirkel på omtrent 1300 meter, med buen pekende mot øst. Dette ryggssystemet ligger i en botn like nedenfor østsiden av Storfjellet. Botnen har en steil bakvegg som går helt til toppen av Storfjellet, og sideveggene er markante med en avstand på rundt 800-1000 meter mellom hverandre i en N-S orientering. Ryggssystemet strekker ligger i en høyde mellom om lag 1000 moh. i øst til om lag. 1300 moh. i vest.

Det renner både mindre bekker og elver som har skjært seg gjennom ryggssystemet. Ryggene lengst vest er til dels relativt oppstykket slik at det er vanskelig å se hvilke av dem som kan ha vært sammenhengende og ikke. Ved den vestlige delen av ryggssystemet er ryggene mer

sammenhengende, og noen steder ligger det flere parallelt nært hverandre. Ryggene varierer i lengde fra å være et par hundre meter til bare et par titalls meter, og rundt 2-5 meter i høyde. Fra ytterste del av buen og den sørlige enden er ryggssystemet ca. 600 meter og ligger i en NØ-SV orientering, mens den nordlige delen er ca. 700 meter og er hovedsakelig orientert VNV-ØSØ, sett bort ifra de nordligste 200 meterne som skifter retning til en NNV-SSØ orientering. Ut ifra flyfoto kan man se at det ligger blokker og større steiner spredt utover overflaten til ryggssystemet. På innsiden av det bueformede ryggssystemet er det hovedsakelig bart fjell, med et tynt lag av blokker og løsmasser liggende over.

Rygg like sørøst for Meiadalskoppa

Omtrent 140 meter sørøst for Meiadalskoppa mellom UTM 427331, 6919984 og UTM 427432, 6920033 ligger det en ca. 110 meter lang ryggform med en NØ-SV orientering, i en høyde mellom ca. 958-981 moh. Den vestligste delen av ryggen ligger ca. 40 meter øst for Meiadalskoppelva ved UTM 427338, 6919989. Ryggen fortsetter videre mot øst/nordøst i en slak oppoverbakke helt til den stopper foran midten av to taluser ved UTM 427431, 6920033 som markerer foten av skråningen nedenfor Meiadalskoppegga. Ryggformen ligger på kanten mellom skråningen som heller sørøst nedover dalsiden av Meiadalen, og terrenget nordvest for den ligger omtrent på samme høyde som Meiadalskoppa (961 moh.) Avstanden mellom toppen av ryggformen og det omkringliggende terrenget er rundt 1-3 meter til nordvestsiden, og mellom 8-10 meter til sørøstsiden. Mellom den østlige enden av ryggen og fjellsiden er det en forsenkning i terrenget som går ned til rundt 974 moh. Denne forsenkningen ser ut til å følge den sørøstvendte siden av ryggformen et lite stykke i sørvestlig retning, før den går videre i en sørlig retning og slutter omtrent 40 meter sør for ryggformen ved UTM 427407, 6919957 Hovedparten av ryggformen er vegetasjonsdekket, men langs den sørøstvendte delen av ryggen ligger det løsmasser synlige i overflaten.



Figur 3.8: Oversiktsbilde over ryggsystemet og ryggformen henholdsvis vest og sørøst for Meiadalskoppa. De stiplede linjene markerer toppen langs de ulike ryggene. Utsnitt fra norgebilder.no, med modifiseringer.

Tolkning: Både ryggsystemet vest for Meiadalskoppa og ryggformen sørvest for vatnet er tolket for å være randmorener avsatt fra en bre som har ligget på østsiden nedenfor toppen av Storfjellet, ettersom de ligger i en naturlig posisjon i forhold til der det ligger en liten bre i dag. Moreneryggen sørøst for Meiadalskoppa er tolket for å være avsatt av breen som en sidemorene. Den tydelige buformen til ryggsystemet er karakteristisk for fronten av en bre og styrker antakelsen om at de er morenerygger. I tillegg er buens retning en indikasjon på at breen har komt ifra vest. Ryggsystemet er tolket for å representere både side- og endemorener, ettersom man kan se et tydelig omriss av randen til en bre. Siden flere av moreneryggene vest for Meiadalskoppa ligger parallelt med hverandre kan dette tyde på at moreneryggene har blitt avsatt i løpet av minst to kortere perioder da breen stoppet opp, sannsynligvis under en generell tilbaketrekking av breen. De parallelle ryggene som ligger tettest inntil hverandre er tolket for å være årsmorener.

De to lokalitetene er tolket for å være avsatt under to separate tidsperioder da breen hadde forskjellig utstrekning, som følge av ulike klimaforhold. Etter en relativ aldersberegning sett ut ifra høydene til ryggformene og avstand til dagens bre, er den enkle moreneryggen tolket for å være av eldre alder enn ryggsystemet. I tillegg er moreneryggen dekket av vegetasjon mens ryggsystemet ikke er det, noe som kan styrke denne antakelsen. Mye av de store mengdene løsmassene som er observert spredt utover overflaten ved begge lokalitetene og i nærområdet tolkes for å være morenemateriale, i tillegg til overliggende skredmateriale som har blitt avsatt som følge av de bratte fjellssidene. Det er ikke sikkert om breen smeltet helt vekk mellom de to tidsperiodene.

Lokalitet 9: Talus-belagt ryggform sørøst nedenfor Meiadalskoppa og Storfjellet

Koordinater: UTM 427778, 6919526 – UTM 427769, 6919426

Høyde: 649 – 675 moh.

Om lag 615 meter sør/sørøst nedenfor den enkle moreneryggen ved lokalitet 8 ligger det en om lag 95 meter lang ryggform (Figur 3.9). Den ligger et lite stykke oppover den nordlige dalsiden av Meiadalen en NNØ-SSV orientering. Om lag 180 meter vest for ryggen renner Meiadalskoppelva parallelt med ryggen, som er en sideelv til Valldøla. Stort sett hele ryggen er dekket av et sammenhengende talus-dekke, som kan følges videre oppover skråningen og nordøstover langs dalsiden i en lengde på over 1 km. Det omkringliggende området på nedsiden og sidene av ryggen er derimot hovedsakelig preget av tett skog, men med blokkmateriale liggende delvis synlig mellom vegetasjonen.



Figur 3.9: Den talus-belagte ryggen i Meiadalen sørøst nedenfor Meiadalskoppen markert med stiplet linje. Bildet er tatt mot nordvest.

Tolkning: Ryggen er tolket for å være en randmorene avsatt av en bre som har ligget nedenfor Storfjellet. Dette begrunnes med at den tydelig oppbygde ryggformen av talus er som følger av at det ligger en morenerygg på undersiden, og at det ikke ligger oppbygd blokkmateriale ved siden av eller nedenfor ryggen. Ryggen buer seg slakt fra en sørlig til sørvestlig retning og det kan tenkes at ryggen har fortsatt mot sørvest og deretter videre nordover oppover dalsiden av ryggen, som er logisk dersom den har blitt avsatt av en bre som har kommet fra en bre som har ligget nedenfor Storfjellet. Resten av ryggen har i så fall sannsynligvis blitt ødelagt av blant annet glasifluviale prosesser og skredprosesser i etterkant.

Lokalitet 10: Ryggformer ved hytten Osten)

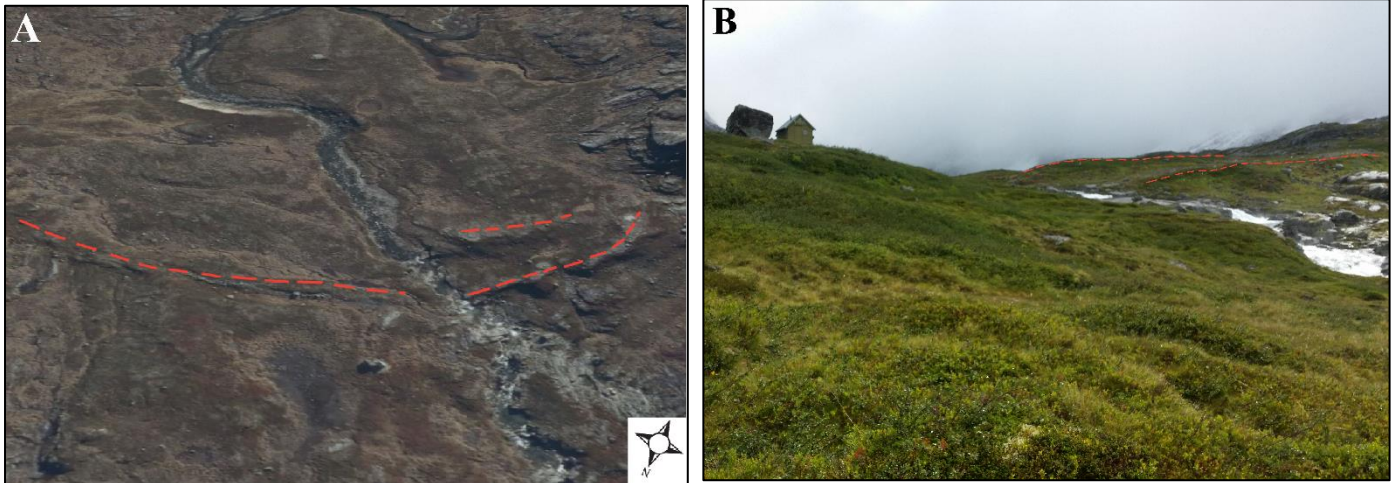
Koordinater: UTM 431084, 6916456 – UTM 431345, 6916632

Høyde: 920 – 950 moh.

Denne lokaliteten tar for seg fire rygger som ligger like sør for hytten Osten (om lag 1 km sørøst for Litlelangdalsvatnet) i Litlelangdalen. Tre av ryggene ligger langs Litlelangdalselva omtrent 1 km nord/nordvest for Litlelangdalsvatnet (Figur 3.10 A og B), og om lag 350 meter sørvest for disse ligger den fjerde. To av disse tre ryggene ved Litlelangdalselva ligger på sørvestsiden av elven i en NØ-SV orientering og buer seg utover i dalen mot nordvest. Disse ligger parallelt i forhold til hverandre i en avstand på mellom 30-40 meter, og er om lag 1-2 meter høyere enn det omkringliggende terrenget. Den nordligste av disse to er om lag 125 meter lang mellom UTM 431090, 6916456 til UTM 431140, 6916564 og den sørligste strekker seg om lag 60 meter fra UTM 431133, 6916480 til UTM, 431174 6916515. Høyden er henholdsvis 925 – 930 moh. for den nordligste og 931 – 935 moh. for den sørligste ryggen.

Den tredje ryggen ved Litlelangdalselva ligger på østsiden av elven i en ØNØ-VSV orientering mellom UTM 431175, 6916594 – UTM 431342, 6916634 og varierer i høyde fra ca. 929 moh. i vest til ca. 945 moh. i øst. I likhet med de to sistnevnte ryggene buer også denne seg utover dalen mot nordvest. Denne ryggen er rundt 1 meter over terrenget rundt, og ligger ikke like markant i terrenget som de to andre. Ryggen kan følges rundt 200 meter, og blir mindre tydelig i terrenget desto lengre vekk fra elven man kommer. Dersom man trekker en linje mellom endepunktene til denne ryggen og den nordligste av de to førstnevnte, kan de følges som en slak oval halvsirkel. Like nordvest for de tre ryggene ligger det en flate som strekker seg om lag 300 meter i en NV-SØ lengderetning og nesten 50 meter på det bredeste, hvor berggrunnen er synlig ved overflaten i et ellers relativt vegetasjonsdekket område. Begge endepunktene slutter i Litlelangdalselva, som renner nordsiden av området.

Den fjerde ryggen ligger mellom UTM 430968, 6916129 – UTM 430882, 6916040 i en høyde fra rundt 987 moh. lengst nord til rundt 1000 moh. lengst sør, og er om lag 1-2 meter høyere enn det omkringliggende terrenget. Ryggen er litt under 100 meter lang, og har en NØ-SV orientering i et delvis svingete mønster. Det er ikke blitt gravd ut snitt ved noen av disse ryggene, men det er blitt observert usortert materiale i form av blokker og steiner på overflaten.



Figur 3.10: A) Tre av de fire nevnte ryggene ved Litlelangdalselva, med hytten Osten liggende nede på midten av bildet. Den stiplede linjen markerer ryggene. Den fjerde ryggen ligger utenfor bildet oppe til høyre. Bilde klippet fra norgebilder.no, og modifisert i etterkant. B) De to parallelle ryggene som ligger sørvest for Litlelangdalselva. Bildet er tatt mot S-SV.

Tolkning:

Ettersom det ikke har blitt gravd ut noen snitt i ryggene er tolkningen av lokaliteten blitt gjort ved å se på form og orientering til ryggene, samt hva som finnes i materiale på overflaten. Den buede formen til de tre ryggene ved elven i tillegg til deres orientering på tvers av dalbunnen tyder på at disse er randmoreneavsetninger. Funn av usortert blokk- og steinmateriale på overflaten av ryggene er med på å understreke dette. Siden disse ryggene buer seg mot nordvest utover i Litlelangdalen, er det mest sannsynlig at breen har vært lokalisert i sørøst med fronten pekende mot nordvest. De to nordligste ryggene er tolket for å ha vært avsatt som en sammenhengende endemorene da breen hadde et lengre opphold under tilbaketrekkingen, før den deretter ble erodert av elven. Den sørligste av de to parallelle ryggene er mest sannsynlig en endemorene som representerer et senere trinn etter at den samme breen trakk seg litt tilbake og stoppet opp på nytt. En annen mulig forklaring er at breen først trakk seg tilbake et stykke før den igjen hadde et nytt fremstøt. Ettersom det ikke er funnet en tilsvarende rygg på den andre siden av elven, er den sannsynligvis blitt erodert vekk av breelver i ettertid. Området nordvest for ryggene med berggrunn synlig i overflaten tolkes for å være som følge av at breelver har spylt vekk løsmasser, noe som tilsier at det har vært breelver i området med stor erosjonskraft og dermed støtter tolkningen om at en del av den sørligste endemorenen har blitt

erodert vekk. Den fjerde ryggen er tolket for å være en sidemorene som har blitt avsatt av den samme breen som avsatte endemorene-trinnene ettersom den ligger på omtrent samme linje og har lik orientering. Det er derimot vanskelig å si om den korrelerer med noen av de fremstøtene.

Fluviale avsetninger

Lokalitet 11: Flate ved Nedstestølen

Koordinater: UTM, 425472, 6917500 – UTM 425534, 6917349

Høyde: 417 - 430 moh.

En flate på ca. 180x140 meter som ligger på andre siden av like nord for Nedstestølen (Figur 3.11). Ved det vestligste hjørnet av flaten renner Berilldalselva ut i Valldøla, og sistnevnte renner videre vestover langs den sørlige delen av flaten. Flaten består hovedsakelig av beitet mark med unntak av et tynt skogdekke langs vestsiden og ved den nordlige delen. Det finnes også et dekke av blokker og steiner på ca. 5x30 meter langs midten av flaten i en N-S orientering. Det er ikke blitt foretatt utgravninger i flaten.



Figur 3.11: Flate ved Nedstestølen, med toppen av terrasseflaten fra lokalitet 13 liggende synlig ovenfor bebyggelsen. Bildet er tatt mot sør.

Tolkning: Ut ifra beliggenhet i forhold til dagens elveleie samt den flate formen er denne lokaliteten tolket for å være en fluvial deltaavsetning. Det er antatt at hovedparten av deltaet er

blitt avsatt av materiale som kommet med Berilldalselva, men ikke like mye fra Valldøla. Dette begrunnes med at det er en svak men tydeligst vifteform i en N-S retning, samt at Valldøla ved dette området en såpass stor fallgradient at den sannsynligvis eroderer i materiale fremfor å avsette det. Fallgradienten til Berilldalselva er mindre, noe som styrker antakelsen.

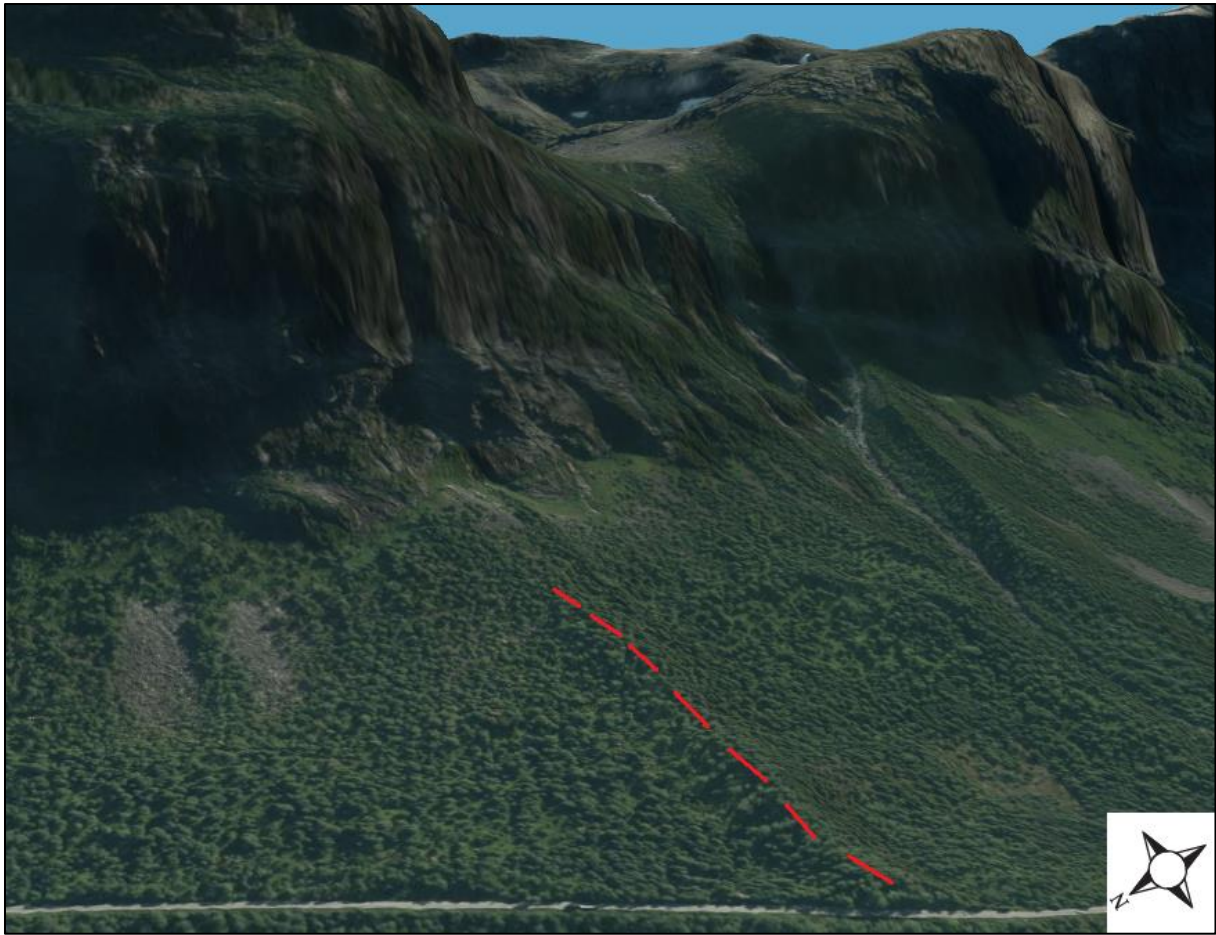
Glasifluvial avsetning

Lokalitet 12 Urakamben, ryggform ved Langdalen

Koordinater: UTM 425542, 6915990 – UTM 425836, 6915998

Høyde: 430 – 600 moh.

Beskrivelse: Ca. 80 meter nord for Langdal gård ved den vestlige dalsiden av Litlelangdalen ligger det en bortimot 350 meter lang ryggform som går fra Fv63 ved UTM 425542, 6915990 og videre oppover skråningen i en østlig retning på tvers av dalsiden til den slutter ved UTM 425836, 6915998 (Figur 3.12). Høyden strekker seg fra rundt 430 moh. i vest til ca. 600 moh. ved det østligste punktet. Hele ryggen er dekket av tett skog, men det er likevel lett å se dens tydelige ryggform i terrenget. Det ligger blokker spredt både oppå og langs hele ryggen som kan skimtes mellom trærne. Langs toppen av skråningen ovenfor ved foten av fjellsiden ligger det en synlig talus som kan følges langs begge retninger av dalsiden. Ryggen ligger høyere over det omkringliggende terrenget lengst nede ved Fv63, og blir gradvis lavere oppover skråningen. En tendens er at det er lengre ned til det omkringliggende terrenget på nordsiden enn hva det er på sørsiden av ryggen. Dette kan skyldes at det ligger et tykkere dekke blokkmateriale på sørsiden, som bygger opp terrenget. Langs nordsiden ligger toppen av ryggen på det høyeste 6-8 meter over det omkringliggende terrenget, mens det er rundt 4-5 meter i høydeforskjell ned til terrenget på sørsiden av ryggen. Høydeforskjellen mellom toppen av ryggen og det omkringliggende terrenget minker desto høyere opp i terrenget ryggformen ligger, og flater seg til slutt ut med terrenget rundt. Ryggen stopper ganske brått lengst vest, noe som kan skyldes utgraving i forbindelse med veiarbeid. Dette fører derimot til at materialinnholdet i ryggen er synlig i veikanten, og det kan her observeres diamikt materiale med kornstørrelser varierende mellom sand og blokker.



Figur 3.12: Ryggen «Urakamben» like ved Langdal gård, som ligger nederst til høyre i bildet. Den strekker seg fra Rv63 fra vest ved ca. 440 moh. til ca. 570 moh. mot øst, og har en avstand på bortimot 280 meter. Den stiplede linjen markerer toppen langs ryggen. Redigert utsnitt fra norge3d.no.

Tolkning:

Ut ifra orientering, form og materialsammensetning er denne ryggformen tolket for å være en Slukås. Denne har sannsynligvis blitt dannet i forbindelse med en vertikal nedsmeltende bre.

Lokalitet 13: Terrasseflate med blokkansamling

Koordinater: UTM 32 425463, 6916832 – UTM 425837, 6917272

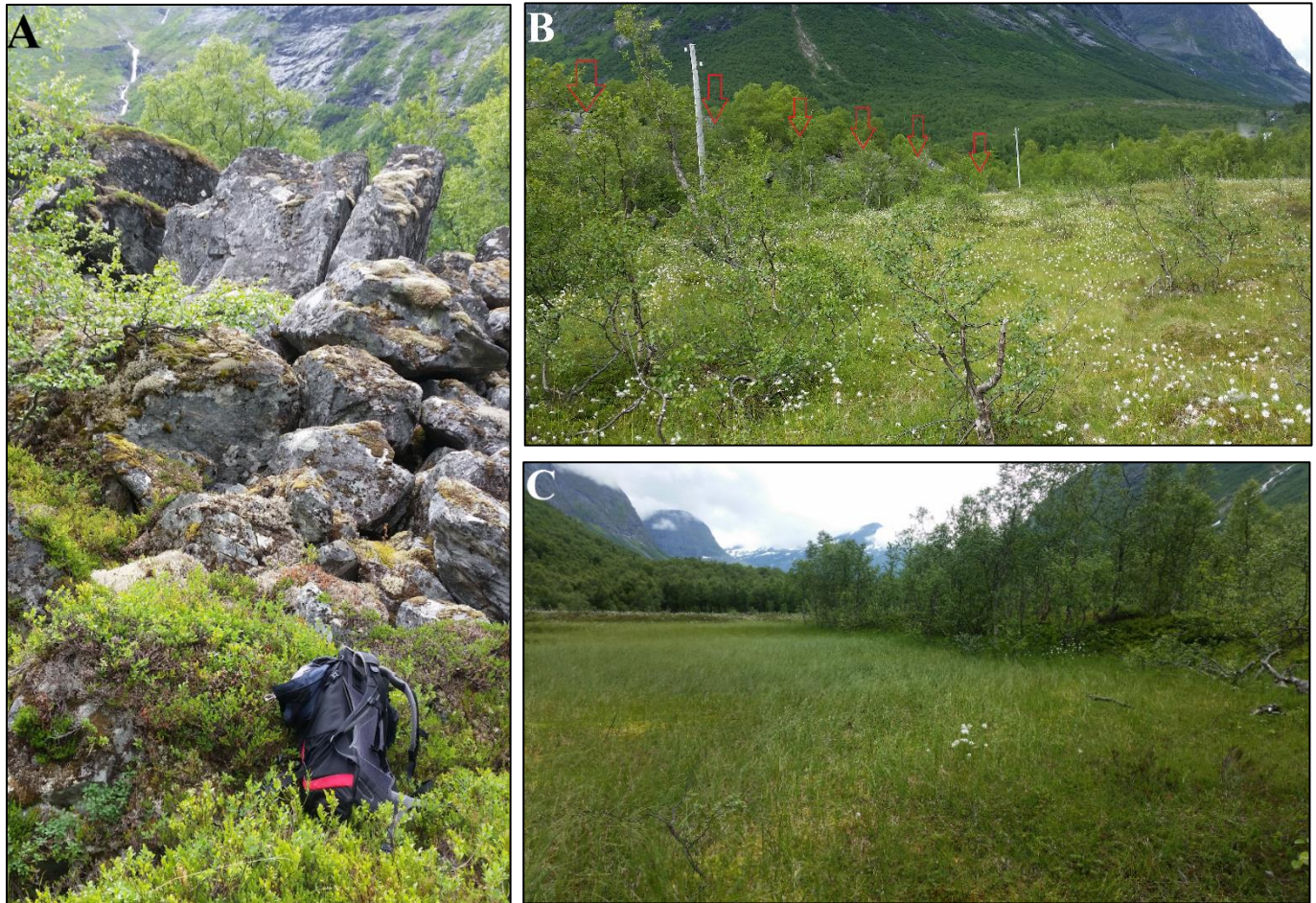
Høyde: 436 – 448 moh.

Ved bunnen av Valldalen like vest for Valldøla og sørøst ovenfor lokalitet 11 ligger det en flate som er ca. 550 meter i en NØ-SV retning, og mellom ca. 40-155 meter bred i en NV-SØ orientering (Figur 3.13 B og C). Den er bredest ved den sørligste halvdel. Flaten heller slakt nedover i en sørvestlig retning, og høyden ligger på ca. 448 moh. på det høyeste lengst mot

nordøst og rundt 435 moh. på det laveste i sørvest. Ved størsteparten av den sørligste delen av flaten består den hovedsakelig av lav vegetasjon med myr og torv. For den nordlige halvdelen er torven og myra i ferd med å gro igjen av skog.

Langs kanten av den sørvestlige delen av flaten ligger det en blokkansamling som er ca. 170 meter lang mellom UTM 425507, 6916935 – UTM 425610, 6917070 og går samme retning som den (Figur 3.13 A). Sett ovenfra er blokkansamlingen dråpeformet, med den bredeste delen mot sørvest. Bredden til blokkansamlingen er rundt 5 meter lengst i nordøst, og blir gradvis bredere mot sørvest til den når sitt bredeste på rundt 60 meter mellom UTM 425507, 6916987 – UTM 425558, 6916948. Videre herifra blir den gradvis smalere igjen og, er ca. 35 meter bred ved den sørlige enden. Høyden på blokkansamlingen ligger mellom ca. 445 – 448 moh., med det høyeste punktet liggende på det bredeste partiet. Blokkansamlingen er ikke sammenhengende med noe skredmateriale i området.

Høydeforskjellen mellom toppen av flaten og området nedenfor i nordvest varierer mellom å være rundt 10 meter ved den nordlige delen, og 25-30 meter fra den sørlige delen der blokkansamlingen ligger. ned til den nordligste delen av flaten ligger den ca. 10 meter over det nedenforliggende terrenget. Det ble gravd et snitt ved UTM 425550, 6916928 hvor det var funnet usortert materiale bestående av sand og grus, og noen forekomster av mindre blokker.



Figur 3.13: A) Nærbilde av blokkansamlingen, med ryggsekk som skala. Bilde tatt mot øst. B) Bildet viser toppen langs den nordøstlige delen av blokkansamlingen som så vidt kan skimtes mellom trærne. Pilene har blitt lagt til for å gjøre visualiseringen lettere. Bilde tatt mot nordøst C) Bildet er tatt mot sørvest og viser flaten som ligger ved siden av blokkansamlingen.

Tolkning: Ut ifra form, beliggenhet og blokkansamlingen er denne lokaliteten tolket for å være en glasifluvial avsetning. Blokkansamlingen er tolket for å være avsatt under dannelsen av gjelet langs Valldøla ved lokalitet 14. Blokkansamlingen har en tydelig avlang ryggform i dalbunnens lengderetning som gjør at den muligens kan tolkes for å være en slukås, selv om dette er usikkert. Den glasifluviale terrassen antatt for å ha blitt avsatt rundt blokkansamlingen som følge av oppdemming av smeltevatnet sør for feltområdet. Det er under denne perioden antatt for å ha vært rester av en tidligere bre-fase i dalbunnen som den glasifluviale terrassen ble avsatt inntil. Skråningen ned mot elvebredden til Valldøla er som følge av dette tolket for å være en iskontaktskråning.

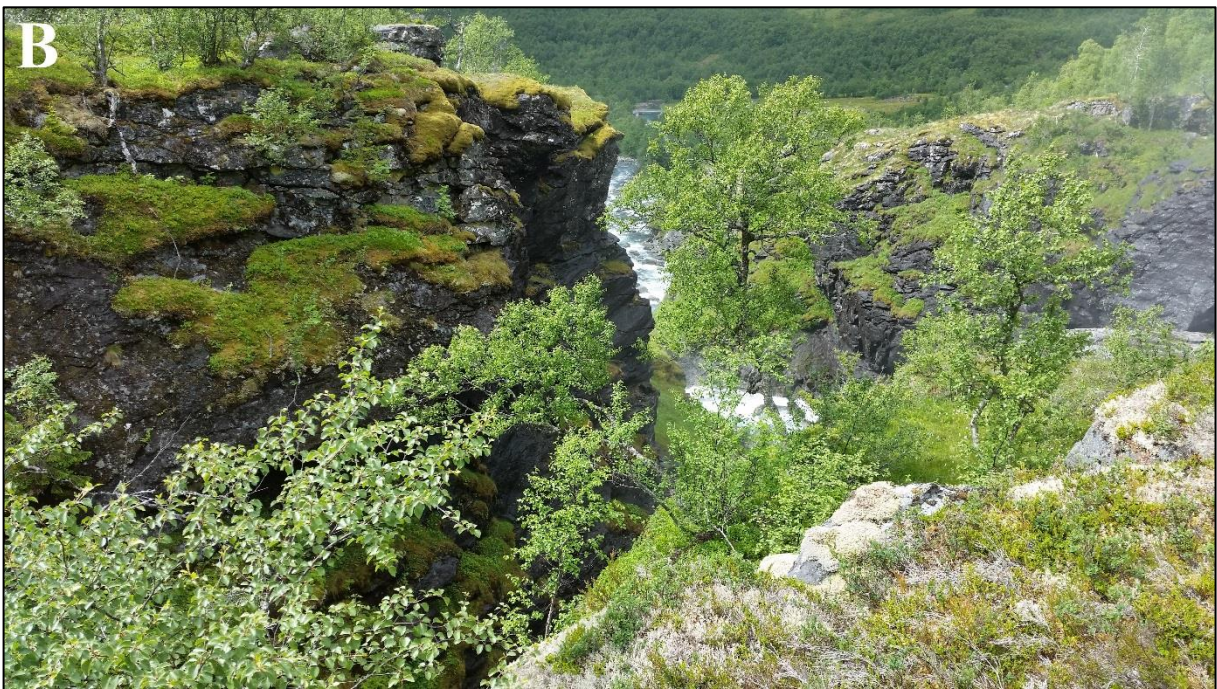
Lokalitet 14: To kløfter i fast fjell nordøst for Nedstestølen

Koordinater: UTM 425816, 6917410 - UTM 425992, 6917479

Høyde: 425 – 475 moh.

Omtrent 400 meter sørvest for Nedstestølen er det et område med to dype kløfter i berggrunnen der den ene går langs Valldøla i en NØ-SV orientering, mens den andre er tørrlagt og er V-Ø orientert. Kløften som ligger langs Valldøla går mellom UTM 425816, 6917410 og UTM 426000, 6917499 i en lengde på rundt 215 meter (Figur 3.14 A). Høyden fra toppen av kløften og ned til elven varierer mellom 15-30 meter. Ved toppen av kløften på begge sider av Valldøla ligger det en flate hvor det er lite eller ingen vegetasjon og mye av berggrunnen er synlig i overflatens. Denne følger hele kløften i lengderetning, og er mellom 50-60 meter bred. I tillegg fortsetter den om lag 200 meter videre nordøstover langs Valldøla. Det ligger også flere mindre slike kløfter både langs Valldøla og Littlelangdalen i feltområdet.

Den tørrlagte kløften går fra UTM, 426050 6917468 i øst, og munner ut i Valldalen mot vest der den nordlige enden av den førstnevnte kløften slutter ved UTM 425992, 6917479 (Figur 3.14 B). Den totale lengden på kløften er ca. 60 meter. Nord for kløften ligger berggrunnen godt synlig i overflaten, og en tilsvarende flate som er nevnt ved forrige avsnitt kan følges rundt 70 meter. Sør for kløften ligger det et vegetasjonsdekke med tett skog. Ved de øverste 5-10 meterne av kløften ligger berggrunnen godt synlig i overflaten, mens det ved den nederste delen og i bunnen av kløften vokser tett vegetasjon.



Figur 3.14: A) Gjelet langs Valldøla sett ifra sørvest. B) Utgangen av det tørrlagte gjelet som er like ved den nordøstlige starten av gjelet vist i forrige bilde. Bilde tatt mot sørvest.

Tolkning

Ut ifra både størrelse og beliggenhet er begge kløftene tolket for å være gjel som har hovedsakelig blitt dannet av glasifluvial erosjon. Dette begrunnes blant annet med at elva Valldøla ikke er i en størrelse som kan være i stand til å grave ut et gjel i så stort omfang. Gjelet

ved Valldøla har sannsynligvis også blitt påvirket av fluviale prosesser da vannføringen i elva har vært stor. Ettersom det tørrlagte gjelet ligger høyt over dagens elveleie til Litlelangdalselva, kan dannelsen av dette sannsynligvis bare kunne forklares av at det har ligget en smeltevannskanal som har vært styrt inn mot fjellsiden langs breanden til en bre som har ligget ut munningen av Litlelangdalen i en retning fra øst mot vest. Det tykke vegetasjonsdekket i bunnen er antatt for å være som følger av at det her ligger glasifluvialt materiale avsatt av den laterale smeltevannskanalen. Dette gjelet munner som nevnt ut der den nordlige enden til gjelet langs Valldøla starter. En mulig forklaring kan være at breen som kom ut Litlelangdalen førte smeltevannet ned i sprekker som dannet gjelet ved Valldøla. En mulig forklaring på hvorfor nedskjæringen av gjelet ikke starter før omtrent der det tørrlagte gjelet er, kan være fordi smeltevannet som rant gjennom den tørrlagte canyonen kan i tillegg til smeltevann langs Valldøla ført til at det ble veldig kraftig strømming akkurat her. Dannelsen av dette gjelet har en sammenheng med dannelsen av smeltevannskanalen, dette må jeg nevne.

De flate områdene ovenfor gjelene er tolket for å være dannet som følge av at store mengder smeltevann har spylt vekk løsmasser i overflaten. Mesteparten av dette har sannsynligvis kompt ifra Langfjelldalen lengre nord i Valldalen, samt smeltevann som har kompt ifra breen som har ligget ut munningen av Litlelangdalen. Slike spylefelt gir en tydelig indikasjon på at det må ha rent store mengder smeltevann i området, som styrker antakelsen om at gjelene er hovedsakelig dannet av glasifluvial erosjon. Spylte overflater ved elven er tegn på at det har vært høy vannføring i elven, og sannsynligvis har det rent store mengder smeltevann fra Langfjelldalen og Litlelangdalen når det har ligget breer der som har gravd ut canyonen over en lengre periode.

Lokalitet 15: spylerenne/smeltevannskanal sør ved munningen av Litlelangdalen

Koordinater: UTM 426084, 6917470 - UTM 426066, 6917469

Høyde: 470 – 750 moh.

Beskrivelse: Fra UTM 426084, 6917470 ved den østligste delen av det tørrlagte gjelet omtalt i lokalitet 14 fortsetter nedskjæringen videre i løsmasser (Figur 3.15). Fra dette punktet går den videre østover i en lengde på omtrent 440 meter til UTM 426499, 6917465. Herfra svinger den fra øst mot sør, og ender til slutt opp i en NV-SØ orientering ved UTM 426807, 6917244. Den totale lengden på nedskjæringen er om lag 850 meter, og høyden strekker seg fra om lag 470 moh. lengst vest til rundt 750 moh. ved det sørøstligste punktet. Ved UTM 426171, 6917471 går Rv64 gjennom lokaliteten. Nedskjæringen ligger mellom den sørlige fjellsiden av

Litlelangdalen og den sørligste av de to sidemorenene som er omtalt i lokalitet 5, og følger sørsiden av denne helt fra Rv64 til den slutter opp i fjellsiden. Lokaliteten ligger i et skogbelagt område, og noen steder finnes det samlinger av blokkmateriale nede i nedskjæringen. Mesteparten av dette ligger ved de øverste 200 meterne, mellom rundt 550 – 750 moh.



Figur 3.15: Smeltevannskanalen som går mellom den sørlige av de parallelle moreneryggene og fjellsiden ved utgangen av Litlelangdalen, som er omtalt i lokalitet 5. Det tørrlagte gjelet som er omtalt i lokalitet 14 kan så vidt ses nederst på midten av bildet. Hentet fra norgei3d.no, med modifiseringer.

Tolkning:

Nedskjæringen er tolket for å være en lateral smeltevannskanal dannet ved at smeltevann har blitt styrt langs randen av samme bre nevnt ved lokalitet 14, og som har ligget ut munningen av Litlelangdalen i en retning fra øst mot vest. Denne smeltevannskanalen er antatt for å sannsynligvis ha blitt dannet like før men også delvis under samme periode som det tørrlagte gjelet omtalt i lokalitet 14. Dette begrunnes med at smeltevannet må ha rent gjennom denne lokaliteten først, i tillegg til at løsmasser eroderes fortere enn fast fjell.

Glasilakustrine avsetninger

Lokalitet 16: Snitt langs Rv63 sør i feltområdet

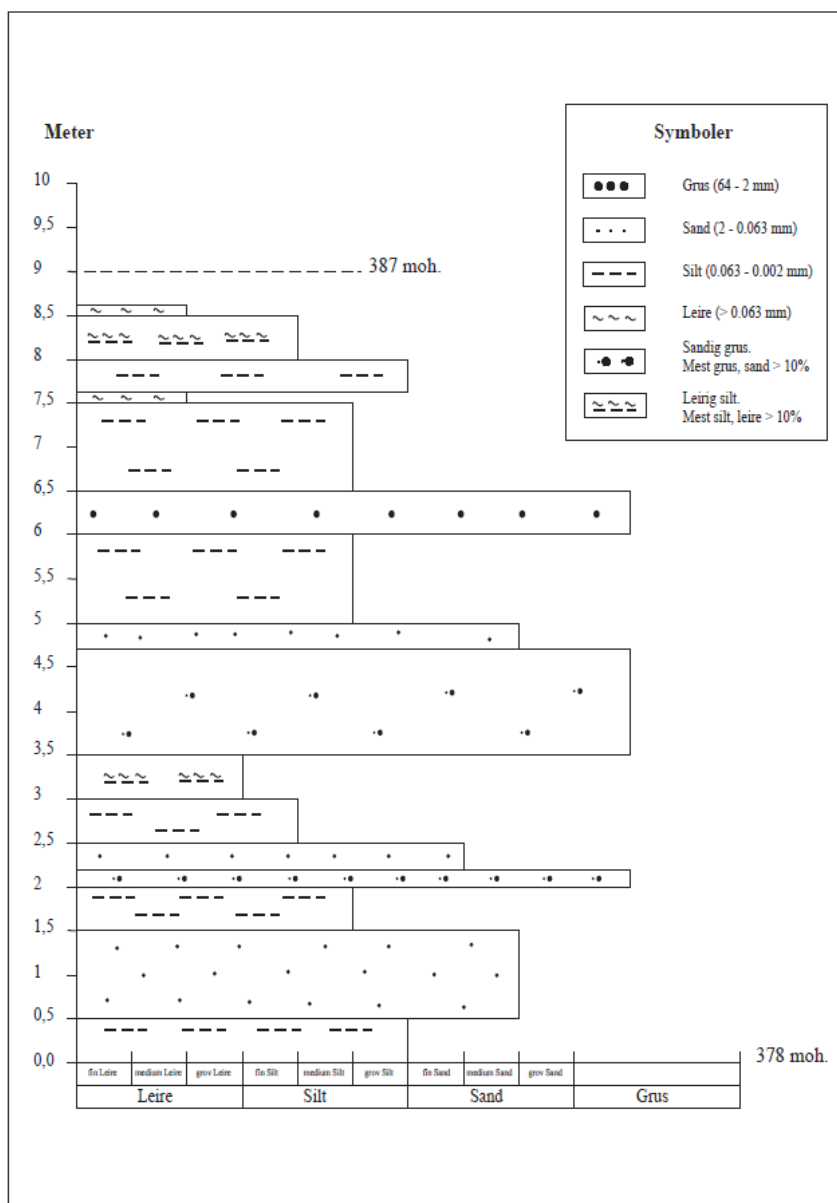
Koordinater: UTM 425407, 6914479

Høyde: 378 - 387 moh.

Helt sør i feltområdet ligger det en relativt flatet forhøyning som strekker seg med lengdeaksene i en S-N orientering. Flaten går langs den vestlige fjellsiden av Valldalen og fortsetter videre sørover utenfor feltområdet til den stopper ved Høyhjellane, som ligger i feltområdet hvor Norum (2017) utførte sitt masterstudie, i en total lengde på rundt 765 meter. Den er flatest nederst ved dalsiden mot vest og skrår gradvis oppover fjellsiden mot øst, som hovedsakelig består av tett skog og skredmateriale. Ved den sørlige delen utenfor feltområdet er det flere nedskjæringer i terrenget, som gjør flaten delvis usammenhengende. Det ligger også noen blokker spredt utover deler av flaten, hovedsakelig på den sørlige delen mot Høyhjellane. Hele flaten er vegetasjonsdekket, hovedsakelig av tett skog.

På nedsiden av den nordlige delen til flaten ved UTM 425407, 6914479 langs Rv63 ligger det et nedlagt og delvis gjengrodd masseuttak. Det ligger omtrent 900 meter sør for Langdal gård, og 150 meter øst for Valldøla. Høyden er rundt 9 meter, hvor nederste del ligger på samme høyde som veien ved 378 moh., og toppen av snittet når helt opp til flaten på 378 moh. Ved den øverste delen av snittet ble det tatt ut to prøverør for OSL-datering. Deretter ble hele snittet logget sammen med Simon Norum (Figur 3.16).

Loggen er målt fra bunn til topp, slik den starter på 0 meter ved nederste del av snittet. Øverste del av snittet danner det organiske laget. Ved de to øverste meterne nedenfor det organiske laget veksler lagene mellom tynne lag bestående av leire, silt og sand, før det kommer et tykkere lag av silt mellom 7,5 – 6,5 m. Like under det organiske laget ligger det også årer med Fe – utfelling i sikt-lagene, hvor de tykkeste er mellom 8-10 cm. Fra 6,5 m ligger det et rundt 50 cm tykt grus-lag, før det igjen kommer et nytt lag av silt mellom 6 - 5 meter. Videre ligger det et tynt grovkornet sand-lag på rundt 25 cm, og deretter et sandig grus-lag på ca. 1,25 m som slutter omtrent på 3,5 meter. Herfra ligger det et lag på ca. 50 cm bestående av leirig silt, og mellom 3 – 1,5 veksler lagene i rekkefølgen silt – sand – grus - silt. Fra 1,5 – 0,5 meter ligger det et medium- til grovkornet sand-lag, mens det nederste laget består av grovkornet silt.



Figur 3.16: Logg av snitt sør i feltområdet ved Rv63.

Tolkning: Denne lokaliteten er tolket for å være en glasilakustrin avsetning. Dette begrunnes med de fine lagdelte sedimentene må ha blitt avsatt i relativt stille omgivelser, og ikke i omgivelser med høy vannføring. Det er antatt at denne bresjøen har blitt dannet ved at det har ligget en bre med utløp på tvers av dalen sør for lokaliteten, ettersom det er retningen som terrenget i dalbunnen heller mot. På denne måten har breen hindret smeltevannet i å forsvinne nedover Valldalen slik at en bredemt innsjø har kunne oppstått. Norum (2017) gjorde observasjoner av morenerygger ved Grønning og Høyhjellane som indikerer at det har ligget en bre med utløp på tvers av dalføret av Valldalen, som støtter opp denne tolkingen.

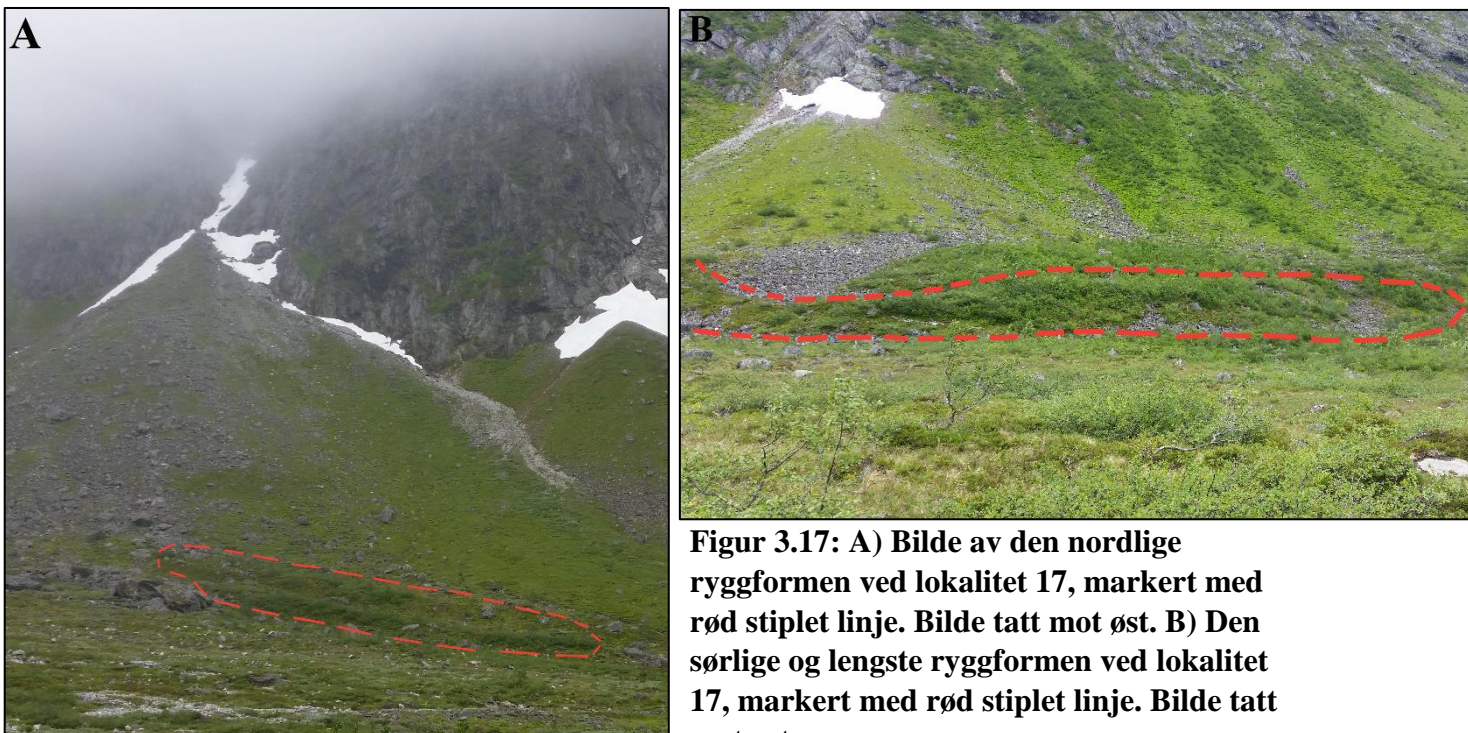
Frostprosesser

Lokalitet 17: Rygger innerst på østsiden av Berilldalen

Koordinater: UTM 424636, 6920050 (nord) – UTM 424651, 6919680 (sør)

Høyde: 705 – 740 moh.

Et godt stykke innover Berilldalen nede ved foten av den østlige dalsiden ligger det to rygger N–S i forhold til hverandre. Disse ryggene ligger på østsiden av Berilldalselva i en avstand som varierer mellom 10 – 20 meter, og følger denne i en generell N–S retning men med et svingete mønster. Den nordlige ryggen er ca. 120 meter lang og ligger mellom UTM 424636, 6920050 - 424622, 6919939 (Figur 3.17 A). Ryggen strekker seg fra ca. 732 moh (nord) til 725 moh (sør). Den sørlige ryggen er ca. 160 meter lang mellom UTM 424612, 6919840 - 424634, 6919704, og høydeforskjellen varierer mellom ca. 717 (nord) - 703 moh. (sør) (Figur 3.17 B). Ryggene ligger mellom rundt 3-7 meter høyere enn det omkringliggende terrenget. Begge ryggene ligger på nedsiden av en talus. Både like ovenfor og nedenfor begge ryggene ligger det sammenhengende dekke med blokkmateriale, mens langs toppen av begge ryggene er det et vegetasjonsdekke uten noen særlig stor grad av blokker synlig i overflaten.



Figur 3.17: A) Bilde av den nordlige ryggformen ved lokalitet 17, markert med rød stiplet linje. Bilde tatt mot øst. B) Den sørlige og lengste ryggformen ved lokalitet 17, markert med rød stiplet linje. Bilde tatt mot øst.

Tolkning: Disse ryggene er tolket for å være pronivale rygger. Hovedargumentet som støtter opp denne tolkningen er at ryggene ligger nedenfor en skråning med flere talusvifter. Den andre mulige tolkningen er at de kan være morenerygger. Ut ifra ryggens plassering i dalsiden, virker dette derimot mindre sannsynlig.

4. Paleo- likevektslinjer og breprofiler

Ved dette kapittelet blir rekonstruerte paleo- likevektslinjer og breprofiler for feltområdet fremvist, og tar videre for seg resultat og diskusjon rundt disse. I Litlelangdalen er det rekonstruert to profiler fra Storebreen til to trinn randmorener ved Nedstestølen. I Berilldalen er det rekonstruert et breprofil til ett trinn randmorener ved munningen av Berilldalen, også like ved Nedstestølen. Basert på litteraturen til Matthews og Wilson (2015) og Sollid og Sørbel (1981) som argumenterte for yngre dryas alder for randmorener henholdsvis ved Slettevikane og Grønning, blir det også gått ut ifra samme alder for disse morenetrinnene. Alle profilene er utført med både en skjærspenning på 50 kPa og 100 kPa, samt en tilpasset formfaktor (f) langs dalprofilet. Det er rekonstruert likevektslinjer for det ytterstliggende trinnet i Litlelangdalen samt trinnet ved Berilldalen.

4.1 Breprofiler Litlelangdalen

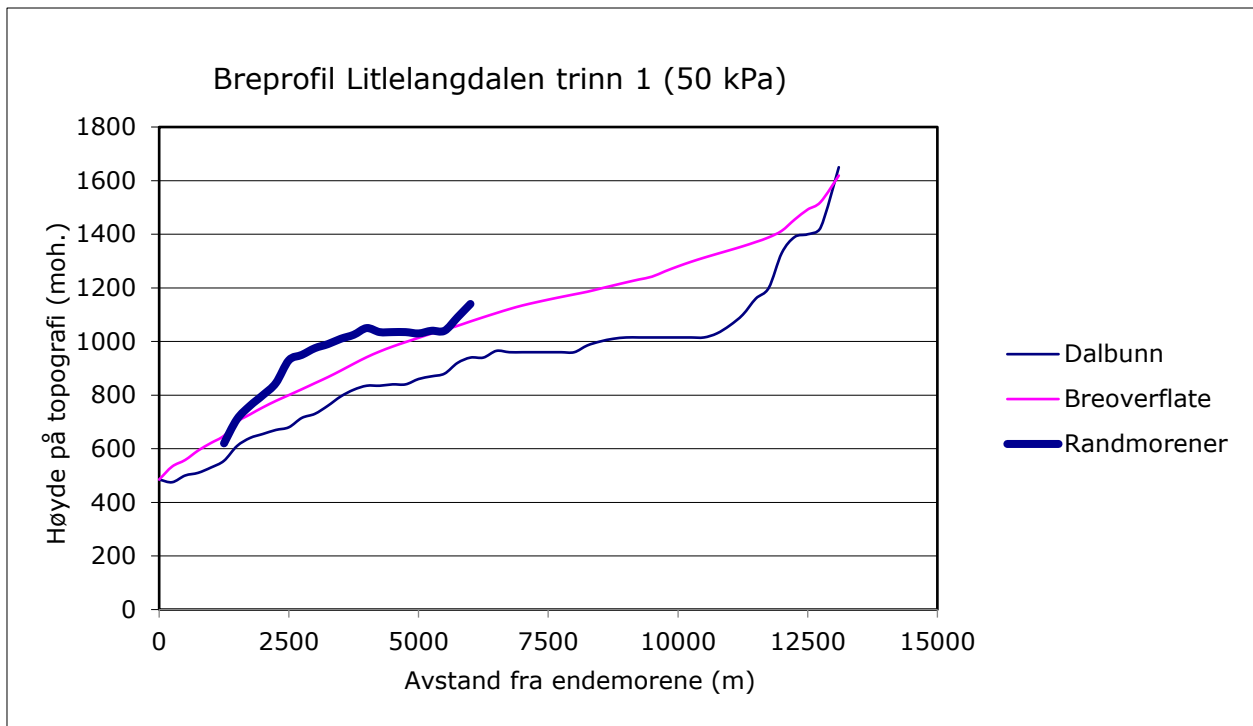
Breen som har avsatt moreneryggene ved lokalitet 5 samt rygg 3, 4 og deler av rygg 2 ved lokalitet 3 er antatt for å ha komt ifra Litlelangdalen. Disse moreneryggene ligger som to trinn, og er tolket for å representere to brefaser fra yngre dryas. De to brefasene blir referert til som henholdsvis trinn 1 og trinn 2, Derfor er det også laget to breprofiler for Litlelangdalen, som er trukket helt inn til den nordlige foten av Storbreen (UTM 436436, 6912862) innerst i Litlelangdalen, i en avstand på 13,1 km. Det ble også vurdert å modellere disse profilene til Breikoppen men dette ble ikke gjort ettersom orienteringen til randavsetningene tyder på at de ble avsatt av en bre som lå i dalbunnen. Det er dog antatt at det har ligget en botnbre i Breikoppen under samme fase, som sannsynligvis har på et tidspunkt gått sammen med breen fra Storbreen. Det ble målt snittgradient til profilene fra 0 – 12,75 km (se tabeller i vedlegg 1-4).

4.1.1 Trinn 1

Det første rekonstruerte breprofilet (Figur 4.1 og 4.2) er modellert fra randmorenen ved rygg 2 (UTM 425572, 6917847) (lokalitet 3) og inn til Storbreen (UTM 436436, 6912862). Profilet er forsøkt korrelert med randmorenene som går ytterst langs begge dalsidene av Litlelangdalen (lokalitet 5), og som er tolket for å være det eldste. Sør i dalsiden ligger begge moreneryggene veldig tydelig terrenget slik at det var rimelig enkelt å skille hvilket trinn som korreleres med rygg 2, men etter at disse ryggene stopper ca. 900 meter innover i dalen finnes

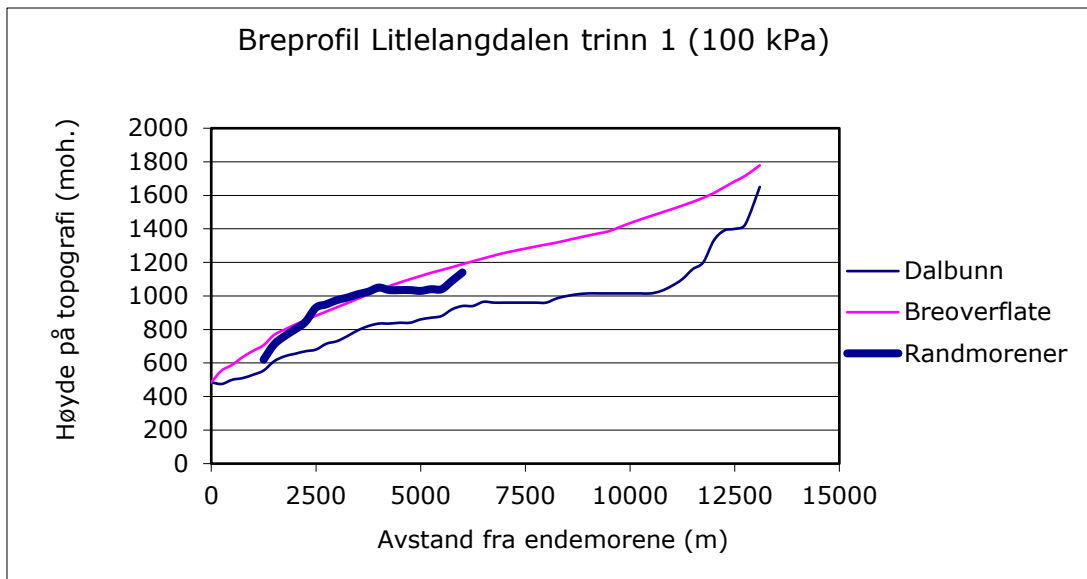
det ikke flere rand-bevis å korrelere med langs den sørlige siden. Langs nordsiden på tvers av tilsvarende ende av dalen ligger det hovedsakelig bare én ytre morenerygg med unntak av et område hvor det mulig også kan svakt observeres en parallellgående morenerygg vendt nærmere dalbunnen. Videre innover den nordlige dalsiden av Litlelangdalen kan det ytterste trinnet følges delvis som en oppstykket *trimline*, til den stopper like sør for Breikoppen. Disse moreneryggene er tolket til være avsatt av samme bre som den ytterstliggende randmorenen sør i dalen, og ble dermed også korrelert med rygg 2 for modelleringen av profilet. Sør for Breikoppen ligger disse moreneryggene som et komplekst system sammen med omkringliggende spylerenner, og det er knyttet usikkerhet til å inkludere disse i modellen. Dette kan ha en sammenheng med at botnbreen i Breikoppen sannsynligvis gikk sammen med breen i Litlelangdalen på dette stadiet og bidrog til å komplisere avsetningene. Videre innover Litlelangdalen og inn til Storbreen er det ikke funnet noen bevis som kan korreleres med dette trinnet, og dermed blir resten av profilet veldig tentativt.

For profilet som er modellert med 50 kPa (Figur 4.1) ligger den kalkulerte breoverflaten for det meste lavere enn randmorenene. Det er bare ved noen steder at den ligger på samme høyde som moreneryggene, og i starten av profilet ligger den også så vidt høyere enn disse. På det meste ligger breprofilet over 150 meter lavere enn moreneryggene, og profilet ga en snittgradient på 81 m/km (vedlegg 1). Høyden på breoverflaten i starten av profilet er tolket for å være for lavt i forhold til randmorenene, men den relativt bratte snittgradienten gjør at resten profilet blir tolket for å være plausibel.



Figur 4.1: Figuren viser det rekonstruerte breprofil ved Litlelangdalen, som er korrelert til de ytterstliggende moreneryggene ved Nedstestølen og Litlelangdalen. Breprofilen er gjort med basal skjærspenning på 50 kPa.

Ved profilet som er modellert med en basal skjærspenning på 100 kPa (Figur 4.2), ligger den rekonstruerte breoverflaten høyere enn profilet ved forrige avsnitt. Dette gjør at breoverflaten korrelerer i bedre med randmorenene ved starten av profilet enn tilsvarende profil som er modellert med 50 kPa. Derimot gjør dette til at større deler av breoverflaten ligger høyere enn randmorenene, om lag 110 moh. på det meste (Vedlegg 2). I tillegg ligger profilet vesentlig høyere innover dalsiden, og ved enden av profilet overskyter topografien i en grad som blir ansett på som lite troverdig. Dette viser også igjen i den kalkulererte snittgradienten på 96,5 m/km (Vedlegg 2), som muligens er for bratt til tross for at profilet er trukket til en botnbre høyt i terrenget.

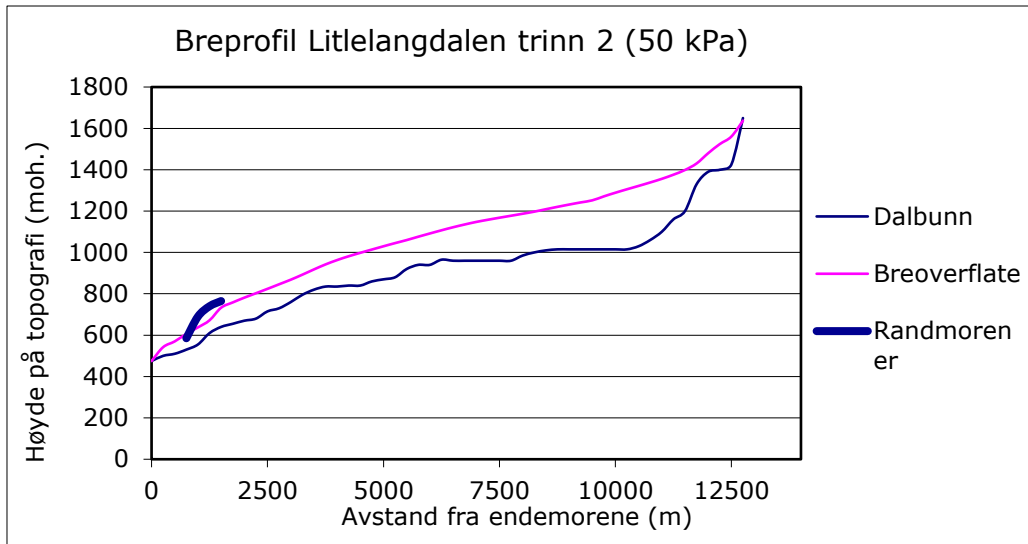


Figur 4.2: Det rekonstruerte breprofilet i Litlelangdalen som er korrelert til de ytterstliggende morenetrinnene ved munningen av dalen og ved Nedstestølen, med en basal skjærspenning på 100 kPa.

4.1.2 Trinn 2

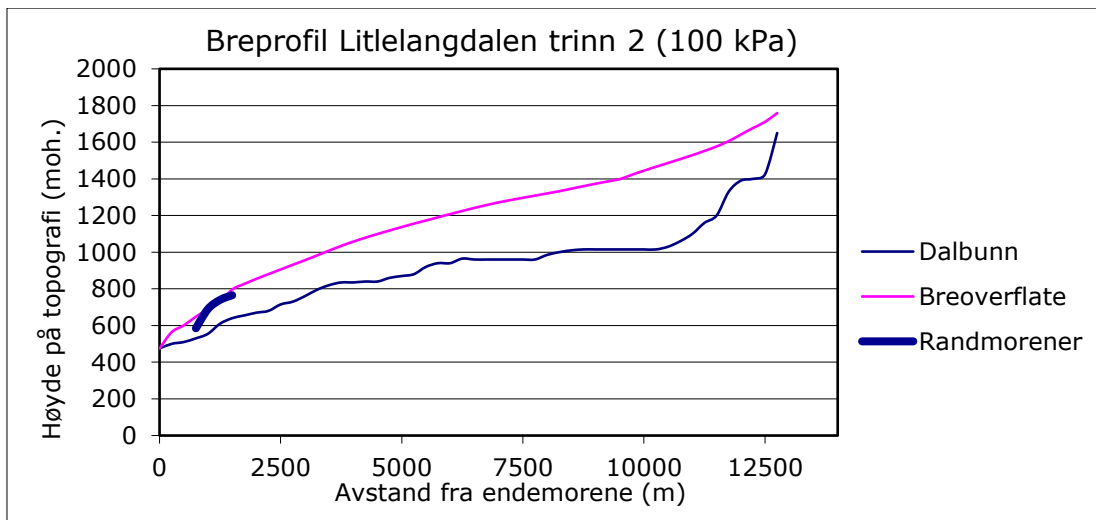
For trinn 2 ble profilet modellert fra moreneryggen ved rygg 3 i lokalitet 3 som har koordinatene UTM 425817, 6917828. Endemorenen ble deretter forsøkt korrelert med den nordlige av de parallelle moreneryggene sør i Litlelangdalen (lokalitet 5). Dette er den eneste randmorenen som er blitt korrelert til dette profilet, ettersom det ikke finnes noen andre tydelige morenerygger som representerer dette trinnet lengre innover i dalen.

For breprofilet som ble modellert med en skjærspenning på 50 kPa (Figur 4.3) ligger den rekonstruerte breoverflaten under de kartlagte randmorenene, dog ikke med veldig mye. Snittgradienten på profilet er 85 m/km, som er tolket for å være plausibelt. Dette er 4 m/km høyere enn profilet med 50 kPa for trinn 1, noe som sannsynligvis kan forklares ut ifra at breen hovedsakelig har minket ved fronten. Ettersom det er såpass lite bevis fra randmorener å korrelere profilet til, er det dog vanskelig å anslå grad av troverdighet til dette profilet.



Figur 4.3: Det rekonstruerte breprofillet ved Litlelangdalen korrelert til de innerstliggende moreneryggene ved Nedstestølen og Litlelangdalen, med en skjærspenning på 50 kPa.

Profillet som ble modellert med en basal skjærspenning på 100 kPa (Figur 4.4) korrelerer bra med de øvre delene av randmorenene, men som nevnt er det vanskelig å anslå troverdigheten til resten av profilet som følge av få bevis fra randmorener. Snittgradienten er på 97 m/km (Vedlegg 4) noe som uansett blir tolket for å være for bratt for en slik bre.



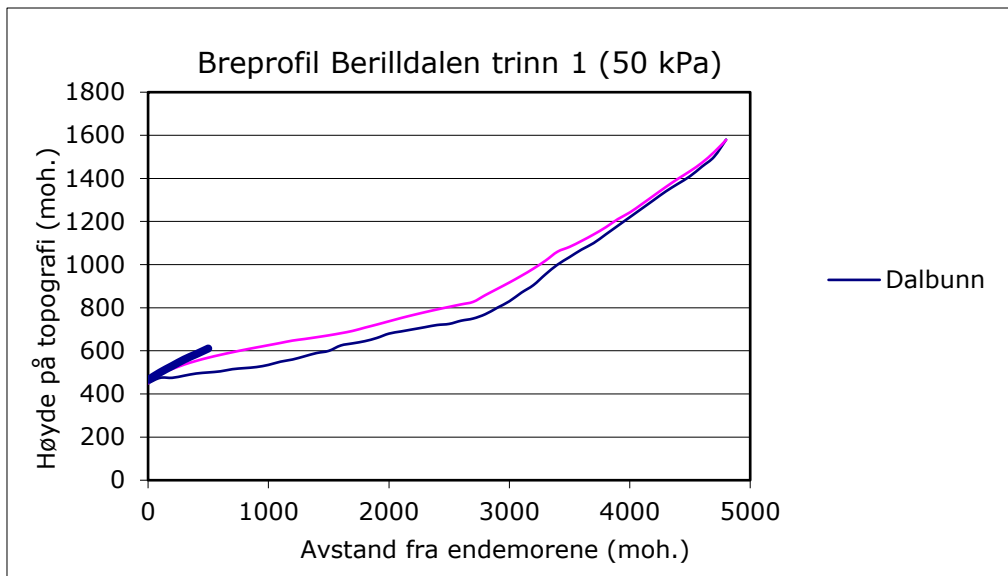
Figur 4.4: Breprofil Litlelangdalen. Korrelert til de innerstliggende morenetrinnene ved Nedstestølen og Litlelangdalen, med en skjærspenning på 100 kPa.

4.2 Breprofiler Berilldalen

Ved munningen av Berilldalen er det bare gjort observasjoner av en brefase (rygg 1 og 2, lokalitet 5), som er tolket for å være fra den samme fasen som trinn 1 avsatt av breen ved Litlelangdalen. Derfor er det bare laget ett breprofil fra breen i Berilldalen som er trukket fra rygg 2 ved UTM 425398, 6917605 til en botnbre vest for Kula (UTM 422575, 6920776), i en avstand på 4,8 km. Det ble også vurdert å trekke et profil fra samme punkt til nordøstsiden av Høgstolen, ettersom den er antatt for å ha gått sammen med breen fra Kula under samme brefase. Dette ble ikke gjort ettersom breen fra Høgstolen ser ut til å ha gått sammen med et mer komplekst bresystem ved Berilldalskoppen, noe som ble ansatt for være vanskelig å ta høyde for ved et slikt breprofil. Det ble målt snittgradient til profilene fra 0 – 4,7 km (se tabeller i vedlegg 5 – 6)

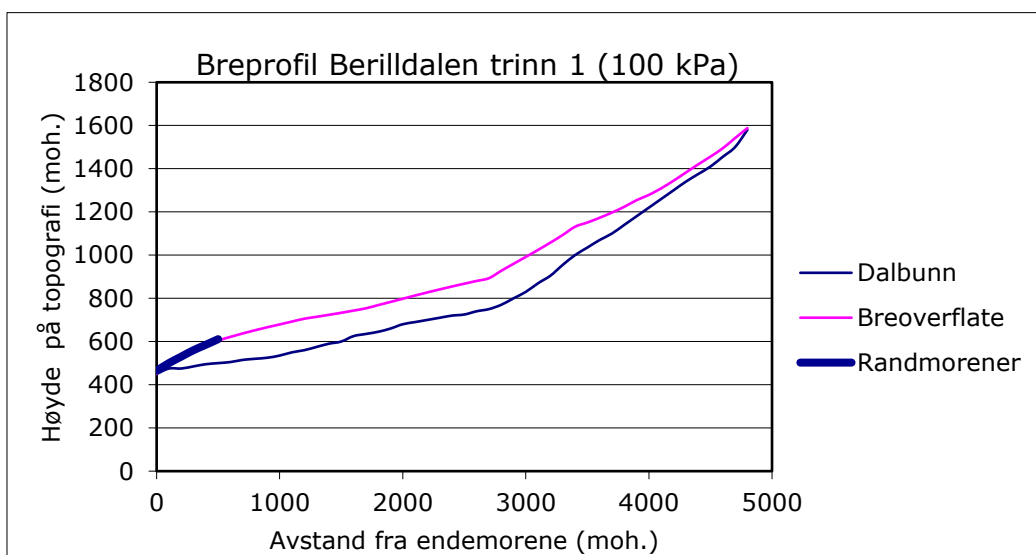
Breprofilene ble korrelert til moreneryggene ved munningen av Berilldalen (rygg 1 og 2, lokalitet 5). Rygg 2 kan følges et godt stykke lengre innover dalen enn rygg 1, men sannsynlige skredprosesser i etterkant av avsetningen gjør at den fra UTM 425522, 6917880 til UTM 425188, 6918590 ligger vesentlig lavere i terrenget enn rygg 1. Dermed ble profilet hovedsakelig korrelert til rygg 1.

For profilet som er modellert med en basal skjærspenning på 50 kPa (Figur 4.5) korrelerer den rekonstruerte breoverflaten med randmorenene helt i starten, men ligger 43 meter lavere ved slutten av randmorenen (Vedlegg 5). 91 meter, mellom 900-1000 meter fra endemorenen, noe som blir tolket for å være for tynn ved en bre under yngre dryas. Ettersom det bare finnes randmorener fra denne fasen ved munningen av dalen er det vanskelig å anslå i hvor stor grad dette profilet er plausibelt. En maksimal tykkelse på 91 meter er dog tolket for å være for tynt ved for en så stor bre under yngre dryas, mens en snittgradient på 228 m/km (Vedlegg 5) kan tolkes for å være plausibelt grunnet den korte avstanden fra endemorenen samt den høytliggende botnen.



Figur 4.5: Breprofil korrelert med det ytterstliggende trinnet ved Berilldalen, gjort med en skjærspenning på 50 kPa.

Breprofilet som er modellert med 100 kPa korrelerer bra langs hele randmorenen, og har et maksimal-avvik på 15 meter til denne. Videre har den rekonstruerte breoverflaten for det meste en istykkelse på godt over 100 meter, og er på det på det tykkeste 162 meter (Vedlegg 6). Dette i tillegg til en snittgradient på 232 m/km (Vedlegg 6) gjør at breprofilet er tolket for å være plausibelt.



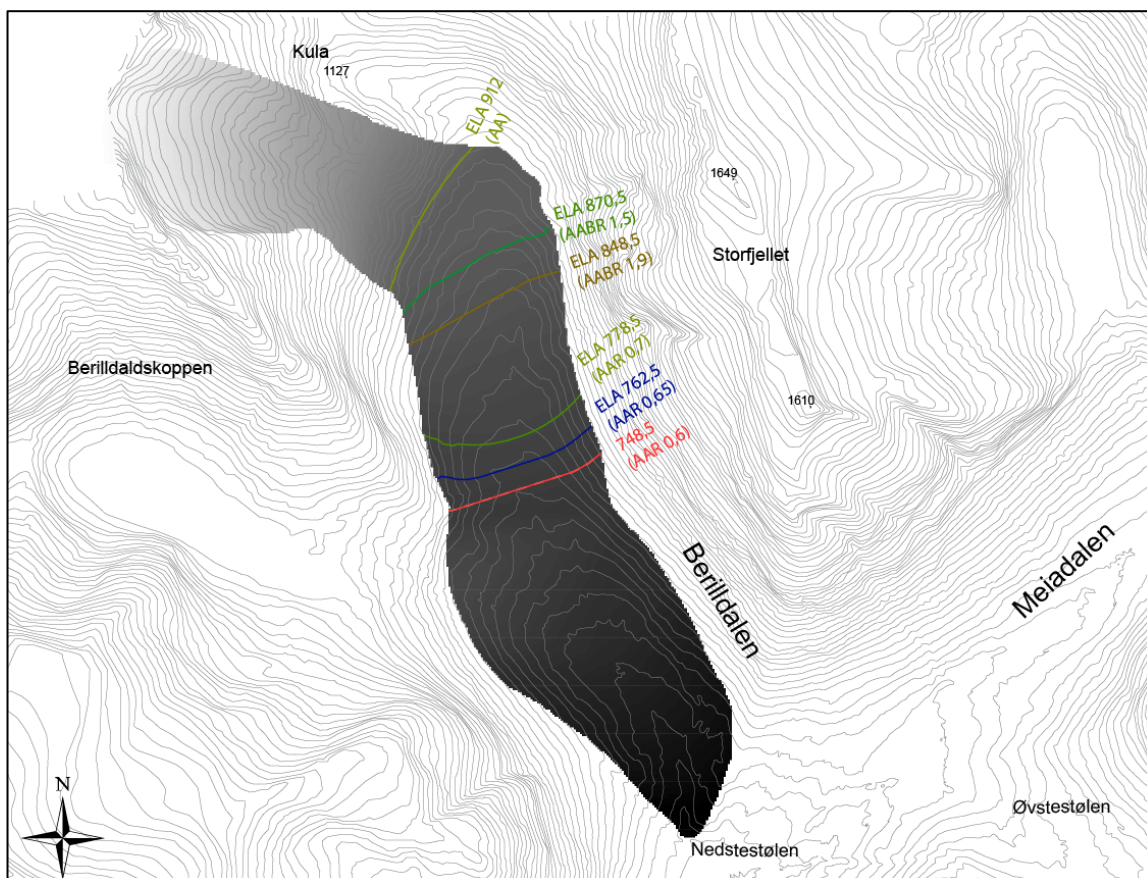
Figur 4.6: Breprofil Berilldalen korrelert med de ytterstliggende moreneryggene i dalen, gjort med en skjærspenning på 100 kPa.

4.3 Rekonstruerte paleo-likevektslinjer

4.3.1 Litlelangdalen

De rekonstruerte likevektslinjene for trinn 1 i Litlelangdalen er fremvist i figur 4.7 og tabell 4.1. Rekonstruksjonen er tentativ, og baserer seg på begge breprofilene ved figur 4.1 og figur 4.2 hvor profilene er tolket for å være mest troverdige, samt den kvartærgeologiske kartleggingen og topografiske kart fra Kartverket (norgeskart.no).

Tabell 1 tar for seg de utregnede verdiene for de ulike metodene. Som vist her ble den høyeste verdien gjort ved AA-metoden, mens den laveste ble gjort ved AABR med en BR-verdi på 1,9. Høydeforskjellen mellom disse er på 58,5 meter. Mellom de to utregnede AABR-verdiene er det 23 meter som skiller, mens mellom den høyeste og laveste av de utregnede AAR-verdiene er høydeforskjellen 25 meter. Den største høydeforskjellen mellom de utregnede likevektslinjene for AAR og AABR metoden, er mellom AABR 1,9 og AAR 0,6 (28 meter).



Figur 4.7: Figuren viser en modellert breoverflate (DEM) til den tenkte breen i Litlelangdalen som avsatte trinn 1 (antatt yngre dryas). Linjene som går på tvers av breoverflaten viser de kalkulerte likevektslinjene for metodene AA, AABR og AAR.

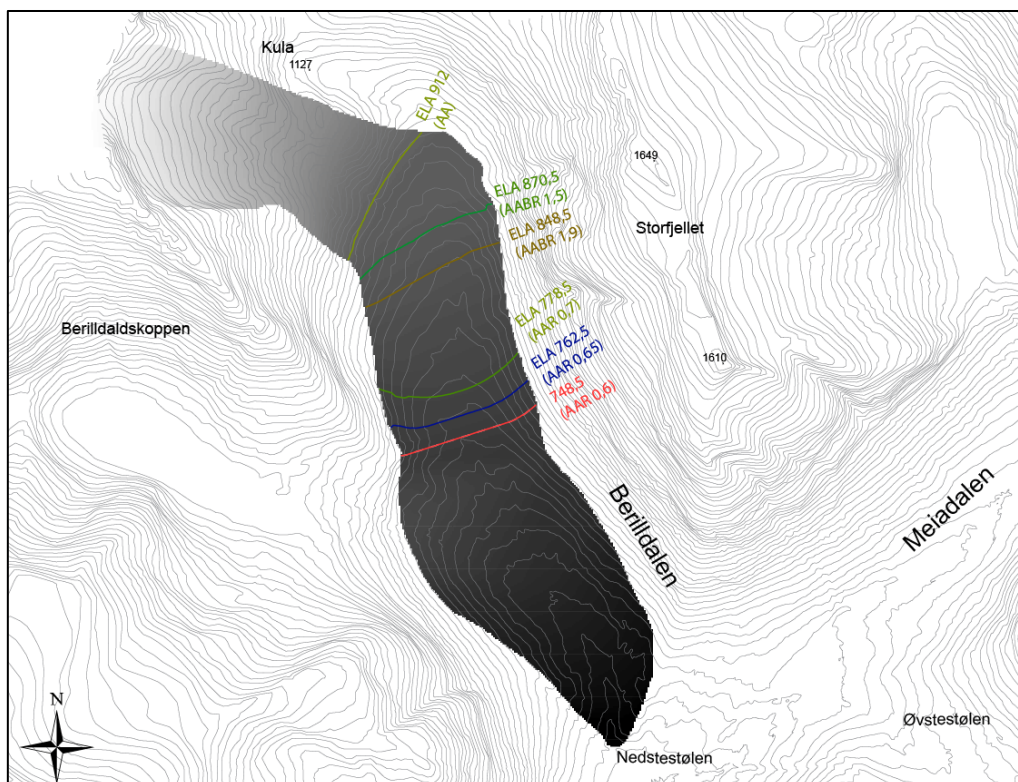
Utregningen av likevektslinjene ble gjort i ArcMap 10.5 ved hjelp av ELA-verktøyet fra Pellitero et al. 2015, og videre redigert i Adobe Illustrator CS5.

Tabell 4.1: Tabellen viser de utregnede verdiene til de utregnede likevektslinjene ved bruk av AA-, AAR- og AABR-metoden for den rekonstruerte breoverflaten ved Litlelangdalen. I tillegg viser den også senkningen i forhold til dagens tentative ELA (TPW-ELA) i området.

Litlelangdalen	AA	AAR 0,6	AAR 0,65	AAR 0,7	AABR 1,5	AABR 1,9	Dagens ELA (TPW-ELA)
Høyde på kalkulert ELA (moh.)	1071	1041,5	1031,5	1016,5	1035,5	1012,5	
Senkning i forhold til dagens TPW-ELA (m)	429	458,5	468,5	483,5	464,5	487,5	~1500

4.3.2 Berilldalen

Figur 4.8 og tabell 4.2 viser resultatene fra de rekonstruerte likevektslinjene i Berilldalen. Som vist i tabell 4.2 er den høyeste utregnede verdien i likhet med utregningen ved Litlelangdalen også gjort ved AA-metoden, mens den laveste verdien er kalkulert ved AAR 0,7. Mellom disse to verdiene er det 163,5 meter som skiller, noe som blir tolket for å være en usannsynlig stor forskjell. Høydeforskjellen mellom de to utregnede verdiene for AABR-metoden er på 22 meter, og tilsvarende mellom de høyeste og laveste verdiene for AAR-metoden (henholdsvis AAR 0,6 og AAR 0,7) 30 meter. Mellom den høyeste utregnede verdien for AABR (1,5) og laveste for AAR (0,7) er det 122 meter som skiller, noe som også blir ansett for å være lite sannsynlig.



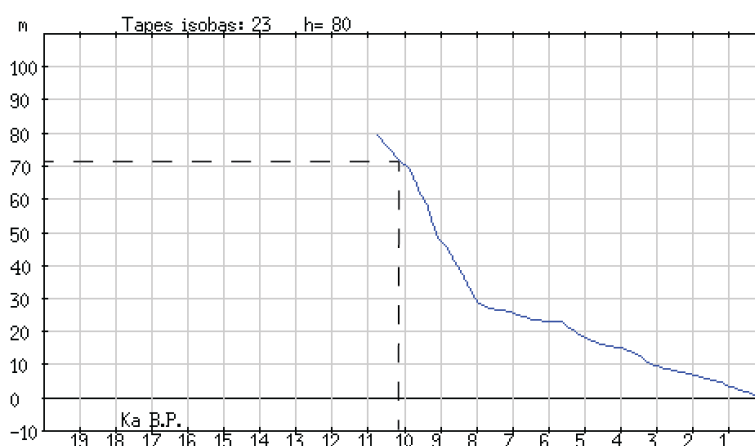
Figur 4.8: Figuren viser en digital høydemodell (DEM) over den tenkte breoverflaten fra breen som avsatte trinn 1 (antatt yngre dryas). Ut ifra denne modellen ble likevektslinjer kalkulert ved bruk av AA-, AABR- og AAR-metoden. Utregningen ble gjort ved bruk av ELA-verktøyet fra Pellitero et al. (2015) i ArcMap 10.5, og videre modifisert i Adobe Illustrator CS5. De rekonstruerte likevektslinjene går på tvers av den modellerte breoverflaten.

Tabell 4.2: Tabellen viser de kalkulerte likevektslinjene ved bruk av AA-, AAR- og AABR-metodene for den rekonstruerte breoverflaten i Berilldalen.

Berilldalen	AA	AAR 0,6	AAR 0,65	AAR 0,7	AABR 1,5	AABR 1,9	Dagens ELA (TPW-ELA)
Høyde på kalkulert ELA	912	778,5	762,5	748,5	870,5	848,5	
Senkning i forhold til dagens TPW-ELA (m)	588	721,5	737,5	751,5	629,5	651,5	~1500

4.3.3 Korrigering for landheving

Det er blitt korrigert for landheving ved bruk av det nettbaserte programmet til Møller og Holmeset (2002) (Figur 4.9), som viser til en tentativ landheving på ~70 meter ved tidlig fase av yngre dryas. Det er dog uvisst om årstallene som blir hentet ut ved hjelp av programmet er basert på ^{14}C -år før nåtid eller kalibrerte år før nåtid, ettersom dette ikke blir oppgitt. Det er også tatt høyde for at undertegnede har trykket feil isobas i programmet, ettersom det klikkbare kartet har en svært høy målestokk. Som følge av dette er tallet til landhevingen sett på for å være veldig tentativ, men gir dog et relativt estimat på hva den er i feltområdet.



Figur 4.9: Figuren viser en tentativ landheving på ~70 meter ved tidlig fase av yngre dryas ved området i og omkring feltområdet. Landhevingskurven er hentet ut fra det nettbaserte programmet til Møller og Holmeset (2002).

Ut ifra den tentative landhevingskurven er det laget en ny tabell (Tabell 4.3) som korrigerer de rekonstruerte likevektslinjene ved Litlelangdalen og Berilldalen til den estimerte landhevingen.

Tabell 4.3: Tabellen nedenfor bygger videre på tabell 4.1, men korrigerer i tillegg for en landheving på 71 meter.

	AA	AAR 0,6	AAR 0,65	AAR 0,7	AABR 1,5	AABR 1,9	Dagens ELA (TPW- ELA)
Litlelangdalen							
Høyde på kalkulert ELA (moh.)	1071	1041,5	1031,5	1016,5	1035,5	1012,5	

Senkning i forhold til dagens TPW-ELA (m)	429	458,5	468,5	483,5	464,5	487,5	~1500
Korrigert for landheving (71 m)	500	529,5	539,5	554,5	535,5	558,5	

Tabell 4.4: Tabellen nedenfor er den samme som tabell 4.2, men tar i tillegg høyde for landheving på 71 meter, basert på det nettbaserte programmet til Møller og Holmeset (2002).

Berilldalen	AA	AAR 0,6	AAR 0,65	AAR 0,7	AABR 1,5	AABR 1,9	Dagens ELA (TPW- ELA)
Høyde på kalkulert ELA	912	778,5	762,5	748,5	870,5	848,5	
Senkning i forhold til dagens TPW-ELA (m)	588	721,5	737,5	751,5	629,5	651,5	~1500
Korrigert for landheving (71 m)	659	792,5	808,5	822,5	700,5	722,5	

5. Diskusjon

I dette kapittelet blir resultat fra egne observasjoner og den kvartærgeologiske kartleggingen benyttet for å avdekke deglasiasjonsforløpet i Litlelangdalen og Berilldalen, og det blir fremstilt tentative deglasiasjonsmodeller for å forsøke å visualisere denne historien. I tillegg blir resultat fra de rekonstruerte breprofilene og likevektslinjene brukt rundt denne diskusjonen.

5.1 Datamaterialets kvalitet

Den kvartærgeologiske kartleggingen har blitt utført ved hjelp av grundige observasjoner under feltarbeidet, i tillegg til videre analyser av flyfoto og 3D-modeller. Betydelige deler av feltområdet består av tett skog og bratt terreng, noe som gjør at det har vært vanskelig å gjøre detaljerte observasjoner en del plasser. På grunn av dette har det i disse områdene vært nødvendig å basere store deler av observasjonene ut ifra flyfoto og 3D-modeller. Det er derfor tatt høyde for at nøyaktigheten av det kvartærgeologiske kartet i disse områdene vil være noe dårligere. Lidar-data er ikke tilgjengelig i feltområdet. Dette hadde vært ønskelig slik at det kunne blitt gjort analyser av høyoppløselige terrengmodeller, spesielt i områdene med tett vegetasjon

Det har ikke blitt gjort direkte feltobservasjoner av noen av de kartlagte botnene under feltarbeidet grunnet bratt og utfordrende terreng. Heller ikke området som omkranser Litlelangdalsvatnet ble undersøkt i detalj under feltarbeidet. Ettersom det finnes lite vegetasjon i disse områdene, ble analyser av gode flyfoto og 3D-modeller likevel ansett for å være tilstrekkelig til å inkludere områdene i det ferdigstilte kvartærgeologiske kartet. En ulempe som dog følger av dette er som nevnt ovenfor at graden av nøyaktighet og tilsvarende troverdighet vil være mindre i disse områdene enn de som har blitt detaljundersøkt til fots under feltarbeidet.

Dersom TCN- og OSL-dateringene hadde blitt ferdigstilt i tide ville dette gitt absolutte aldre og et bedre utgangspunkt for rekonstruksjonen av deglasiasjonsforløpet i Litlelangdalen og Berilldalen. Istedenfor ble det kun gjort relative aldersdateringer i form av stratigrafiske utgravninger. Som følge av dette ble det lagt ekstra vekt i utarbeidelsen av det kvartærgeologiske kartet, slik at synliggjørelsen av viktige prosesser i feltområdet ble gjort så bra som mulig. Det kvartærgeologiske kartet ble sammen med de rekonstruerte paleobreprofilene og likevektslinjene likevel ansett for å være gode nok til å lage en tentativ rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet.

Det ble som nevnt tidligere tatt i bruk kart av Carlson, Sollid, & Torp (1983) for hjelp under feltarbeidet. Deler av funnene fremvist i deres kart ble også inkorporert i det kvartærgeologiske kartet for dette masterstudiet. Det ble dog tatt høyde for at det kunne være feil i deres kartlegging, men kartet var uansett et godt hjelpemiddel under feltarbeidet og for videre kartlegging. Det ble ikke gjort utgravinger av så mange lokaliteter som ønskelig, ettersom noen av disse ligger i vanskelig tilgjengelige miljøer

5.2 Sammenstilling av morenerygger til ulike brefaser

Sollid og Sørbel (1979) anslo lokale morener i Trollheimen (om lag 10 mil nordøst fra feltområdet) for å ha vært ca. 500 meter lavere enn i dag, mens Lie et al. (2003) beregnet den regionale likevektslinjen i klimaperioden 1961-1990 til å være mellom 1400-1600 moh. Derimot er det sannsynlig at ELA til botnbreer har ligget lavere enn dette dersom man tar høyde for leside akkumulasjon ved den lokale likevektslinjen (TPW-ELA) (Dahl og Nesje, 1992). For det kartlagte feltområdet finnes det i dag bare mindre breer nedenfor de to høyeste fjelltoppene, Høgstolen vest for Valldalen og Storfjellet øst for Meiadalskoppen. som Høgstolen. Like øst for feltområdet ved Litlelangdalen ligger også et fjell ved navn Storfjellet. Det ligger en bre på østsiden av dette fjellet som vendes mot Langfjelldalen i nord. Like sør for denne igjen og vest for Vermevatnet ligger også breen Storbreen. Vikestrand (2016) antok at det lå en større ismasse over Vermevatnet samt en botnbre ved Storfjellet under slutten av siste istid/evt yngre dryas. Dette gir grunnlag til å tro at det var fra disse områdene at breen ut Litlelangdalen har hatt sitt utløp ifra, spesielt med tanke på at det også ligger breer i områdene i dag.

Sollid og Sørbel (1981) kartla to morenerygger ved Nakkane (Grønningsæter), som ligger om lag 5 km sør for munningen av Litlelangdalen. Disse ligger i likhet med moreneryggene langs den sørlige munningen av Litlelangdalen parallelt med hverandre, og har også samme orientering i terrenget bortsett fra at den innerste ryggen ligger i en mer VSV-ØNØ retning og fortsetter enda lengre nedover inn i dalføret Valldalen. De argumenterte for at disse moreneryggene daterer ifra yngre dryas alder, men gir ingen videre begrunnelse for dette. De sier heller ingenting om bestemt alder eller hvor den avsettende breen sannsynligvis har kommet fra. Norum (2017) argumenterte for at den avsettende breen har kommet fra øst og over Grønningsæter, og ligget på tvers av Valldalen under to opphold som avsatte de parallelle moreneryggene. Ryggene ligger også ved omtrent samme høyde bortsett fra at de ikke går så høyt i terrenget innerst i dalen, og siden den innerste ryggen strekker seg enda lengre nedover Valldalen er den også lavere i terrenget enn tilsvarende rygg i Litlelangdalen. Ryggene ved Nakkane ligger mellom 100-130 meter fra hverandre, mens avstanden er mellom 30-60 mellom

ryggene ved Litlelangdalen. Sollid og Sørbel (1981) kartla også morener og spylerenner ved Slettevikane ca. 4 km nordøst for munningen av Litlelangdalen, som de mente var av yngre dryas alder. Heller ikke her ga de en videre begrunnelse, eller sa en bestemt alder. Som følge av disse likhetene i form, høyde og plassering ved munningen av en annen sidedal til Valldalen, samt kort avstand, gir dette grunn til å tro at også moreneryggene ved munningen av Litlelangdalen ble avsatt under yngre dryas. Dette korrelerer godt med og Sørbel (1979), som argumenterte for at innlandsisen lå med bre-randen gjennom Valldalen.

Ved Berilldalen er det antatt for å være en samling av flere breer som vokste sammen til én bre og som nådde ut til munningen av dalen. Disse områdene er ovenfor Kula innerst i Berilldalen, fra nord- og østsiden av Høgstolen, samt fra østsiden av Sjøboltinden som ligger utenfor feltområdet vest for Berilldalskoppen. Hele området rundt Høgstolen er antatt for å være et større lokalt isdekke under slutten av siste istid.

I tillegg til funn av randmorener nede i dalbunnene, ligger det flere botner i feltområdet med tilhørende morenerygger som er et tydelig tegn på at det også var omfattende lokalglasiasjon i området. Ved botnene har de fleste ett eller flere trinn morenerygger avsatt enten nede i botnen eller fremfor den. De fleste moreneryggene i botnene ligger relativt høyt i terrenget og ikke mer enn 100-200 meter lavere enn 1400-1600 moh., som det Lie et al. (2003) anslo at dagens klimatiske likevektslinje (TP-ELA) ligger på. Igjen er likevektslinjen dog sannsynlig lavere som følge av leside akkumulasjon (Dahl og Nesje, 1992) Det finnes derimot noen høydeforskjeller mellom morenetrinnene, og det er også forsøkt å sammenstille disse trinnene til ulike brefaser. Det høyeste punktet som er nevnt for de ulike morenetrinnene er overalt den høyeste delen av sidemorenene.

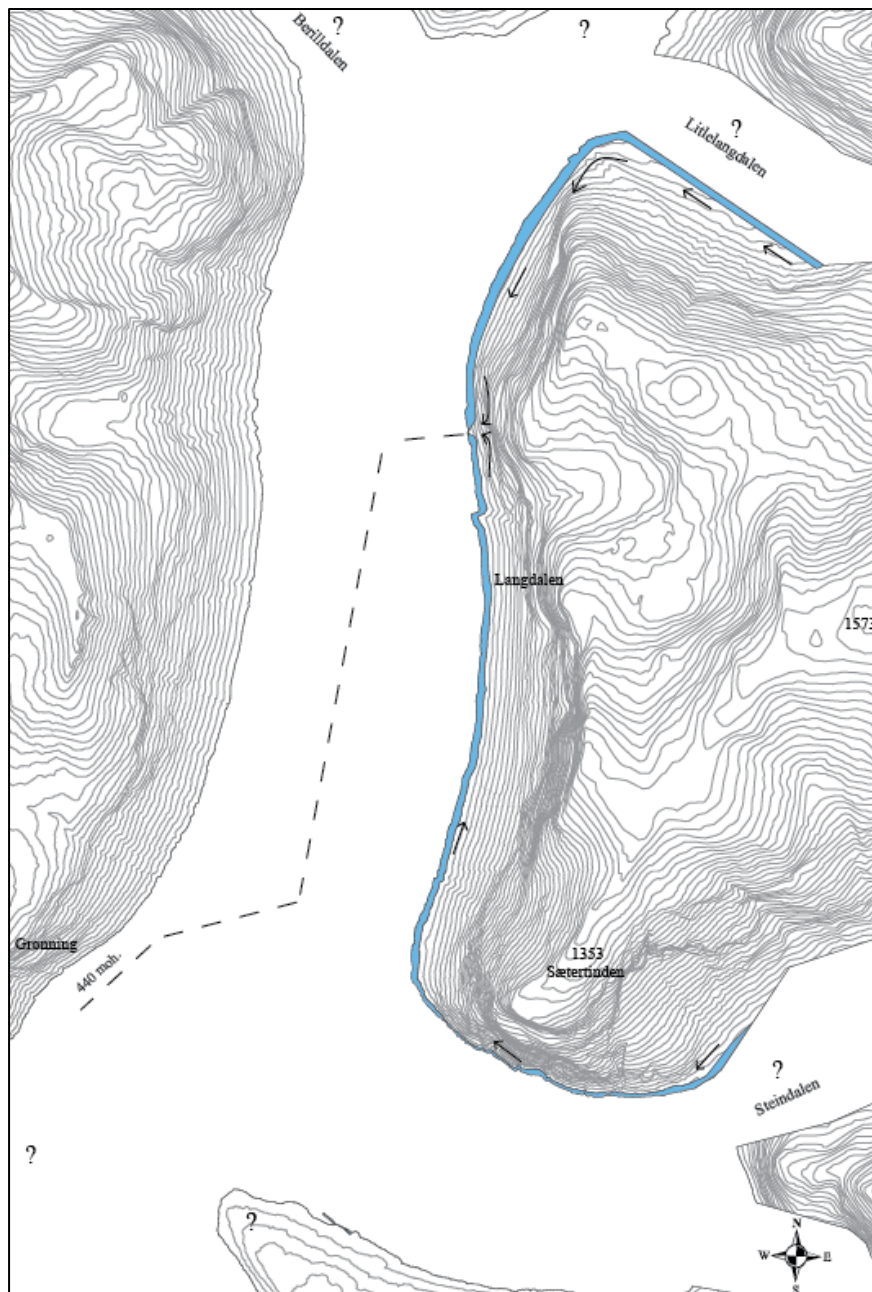
5.2.1 Vertikalt nedsmeltende fase – Bølling/Allerød (?)

Det er funnet minst et bevis på en vertikal nedsmeltende bre i feltområdet, som er slukåsen «Urakamben» ved lokalitet 12. Dens struktur og orientering nedover langs dalsiden fra øst mot vest støtter opp denne tolkningen. I fjellskråningen ovenfor ryggen ligger det en nedskjæring i fjellet med samme lengdeakse som også understreker tolkningen for at det er en slukås. Det høyeste punktet på denne er rundt 600 moh., og er derfor minstehøyden til den vertikale breutbredelsen. Lokalitet 7 tar for seg 2 ryggformer som ligger ca. 300 meter nordvest for Urakamben, som er tolket for å være to randmorener. Det er derimot knyttet usikkerhet til om disse ryggformene er randmorener avsatt at botnene ved lokalitet 6, eller om disse også kan være slukåser. Et argument som kan brukes mot tolkningen om at de er randmorener, er at det er usikkert om slike tilsynelatende små botnbreer kan ha hatt sine utløp så langt og lavt nede i

dalen under siste istid. Det er dermed ikke utenkelig at disse ryggformene også kan være slukåser som er blitt avsatt under en senere fase av den vertikale nedsmeltingen. Begge ryggene følger terrenget nedover dalsiden noe, som kan støtte opp denne teorien. Det sår dog tvil om den nordlige ryggformen i så fall er en slukås, ettersom den muligens kan være en erosjonskant dannet av Klingreelva dersom vannføringen har vært stor. En kraftig elvededskjæring mellom avsetningen og den nordlige botnen ved lokalitet 6 er spor som tyder på at dette har vært tilfellet. Den sørlige ryggen strekker seg fra 410 moh. i øst til ca. 500 moh. i vest. Dersom ryggen faktisk er en slukås, vil høyden på den vertikalt nedsmeltende isen ha vært minst 500 moh. ved denne fasen.

Ved en slik tenkt vertikal nedsmeltningsfase er det antatt å ha ligget inaktive ismasser fra innlandsisen i dalbunnene som følge av at likevektslinjen lå høyere enn toppen av isdekket pga. et varmere klima. Som følge av dette smeltet breen vertikalt ned, og lå sist igjen i dalbunnene siden det var her isen var tykkest.

Ved Slettevikane like nord for feltområdet gjorde Vikestrand (2016) observasjoner av en rundt 500 meter lang ryggform som går fra øst mot vest nedover mot dalbunnen, i en høyde som strekker seg fra ca. 715-810 moh. Denne ryggen tolket han for å være en slukås avsatt under en deglasiasjonsfase som skjedde før yngre dryas, noe som støtter opp tanken om en vertikalt nedsmeltende fase før yngre dryas i feltområdet. Det er gjort observasjoner av spylte områder fra rundt 640 moh. og oppover fjellsiden ved kammen som skiller Langdalen og Litlelangdalen. Ved fjellet Sætertinden nord for Grønningsæter sør utenfor feltområdet gjorde Norum (2017) observasjoner av spylespor i fjellet ved ~ 600 moh. På grunnlag av de spylte områdene nevnt ovenfor er det tenkt at smeltevann har blitt ført lateralt langs breen og den sørlige dalsiden av Litlelangdalen, og nedover den østlige siden av Langdalen som følge av at breen har ligget i dalbunnene. Av tilsvarende årsak har smeltevann gått fra Steindalen i øst, og videre lateralt langs breen og fjellsiden i en vestlig retning. Som følge av at det også har ligget en bre i dalbunnen ved Grønning, har vannet blitt ført nordover langs den østlige siden av Langdalen. Etter hvert fant smeltevannet veien via sprekker eller svakhetssoner i breen og gravde ut den nevnte kløften, samtidig som dreneringen av smeltevannet dro med seg glasifluvialt materiale og avsatte slukåsen (Figur 3.12). Videre er smeltevannet antatt for å ha drenert over til den vestlige siden av Langdalen, og deretter sørover i retning Grønning (Figur 5.1). Mangel på videre bevis gjør det vanskelig å anslå hvor smeltevannet ble ført etter dette.



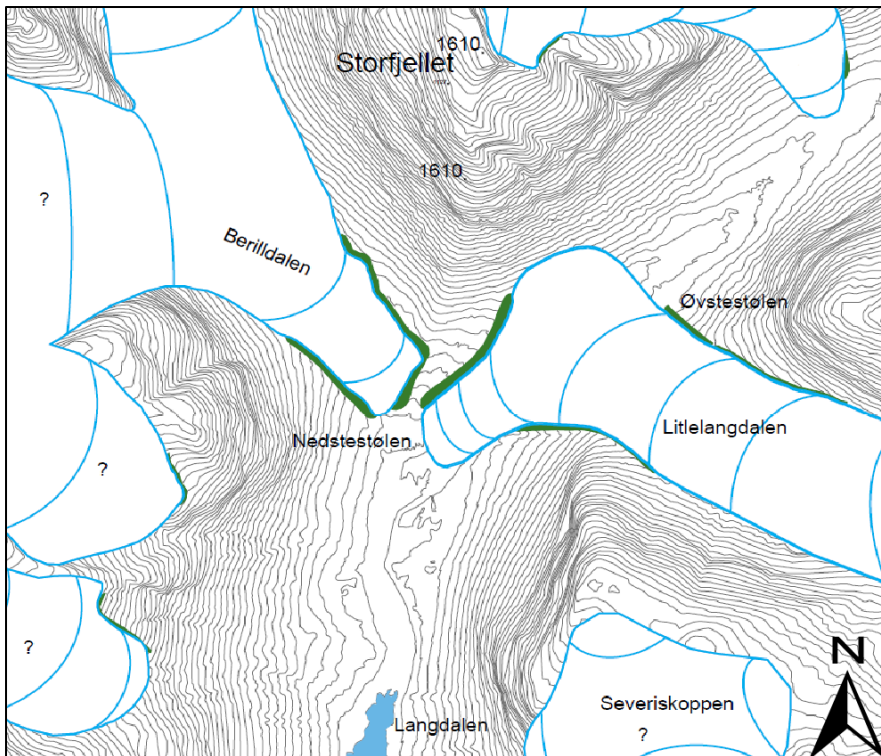
Figur 5.1: Tentativt breforløp under den vertikale nedsmeltingsfasen. Smeltevann fra Steindalen og Litlelangdalen blir drenert langs den østlige brekanten. Den stiplede linjen viser dannelse av slukåsen på ~ 600 moh., og videre tentativt dreneringsløp av smeltevannet. Redigert utsnitt fra Simon (2017).

5.2.2 Yngre dryas fase 1

Det ble gjort eksponeringsdateringer av en randmorene ved Slettevikane like nord for

feltområdet (Svein Olaf Dahl, pers komm.). De to parallelle moreneryggene sør i Litlelangdalen ved lokalitet 5 er dermed tolket for å representere to faser under yngre dryas. Den innerste moreneryggen som går lengst ut i dalen er tolket for å representere den eldste fasen (fase 1) mens den som ligger nærmest dalbunnen følgelig er den yngste fasen (fase 2) (Figur 5.2). Nord i Litlelangdalen er det hovedsakelig bare ett morenetrinn som ligger synlig i terrenget, med unntak av noen få steder hvor det også er mulig å se en parallellgående ryggform. Den generelle oppbygningen av ryggformene i sør er vesentlig større, noe som også kan forklare hvorfor det hovedsakelig bare er én synlig i nord. Forskjeller i materialtilførsel eller ødeleggelse av skredprosesser i etterkant kan være noen av årsakene til dette.

Det er ikke blitt observert tilsvarende parallelle morenetrinn ved utløpet til Berilldalen. Derimot er det blitt observert to morenetrinn som tolkes for å være fra en tidlig yngre dryas fase (Figur 5.2). Denne breen er tolket for å være fra et større lokalt isdekke ved Høgstolen. Begrunnelsen for dette er at rygg 2 ved lokalitet 3 (Figur 3.3) har en unaturlig stor og kompleks oppbygning, og har en høyde på 533 moh. lengst mot vest. Dette kan mest sannsynlig forklares ut ifra at breen fra Litlelangdalen har gått over på andre siden av Meiadalen og ligget med fronten helt inntil breen fra Berilldalen under denne perioden. På denne måten har morenemateriale fra begge breene ført til at morenen har fått en såpass høy oppbygning i forhold til de andre i området. Morenematerialet som er funnet nord for Øvstestølen ved lokalitet 4 (Figur 3.4) understreker at breen har gått på tvers av den sørlige delen av Meiadalen. Rygg 2 på andre siden av Berilldalselva ligger i en høyde mellom ca. 450-615 moh., som korrelerer godt med rygg 2 og er dermed tolket for være avsatt av samme bre under denne fasen. Rygg 2 fortsetter langs den østlige dalsiden av Berilldalen i retning nord i en avstand på rundt 1100 meter, i en høyde mellom ca. 460-565 moh. Rundt halvveis mot nord flater ryggen seg derimot ut, og kan følges mer som en rampe langs bunnen av fjellskråningen enn ryggform. Her slutter også høyden til ryggene å korrelere med hverandre. En mulig tolkning for den plutselige rampe-formen er at denne delen er ikke en del av morenen, men en pronival rygg som i så fall har blitt avsatt under periglasiale forhold etter yngre dryas deglasiasjonen. Dette kan være en mulighet, ettersom det også er tolket pronivale rygger innerst i Berilldalen. (Lokalitet 17, Figur 3.17.). En annen årsak er at den kan være en del av moreneryggen men har blitt delvis ødelagt av skredprosesser i etterkant, noe som også er mulig med tanke på hvor aktive disse prosessene er i feltområdet.



Figur 5.2: Tentativ deglasiasjonsmodell ved Nedstestøl-området under en tidlig fase av yngre dryas. Det er antatt å ha ligget en bre-rest igjen nede i dalbunnen sør for Nedstestølen, men dette er ikke tatt med i modellen.

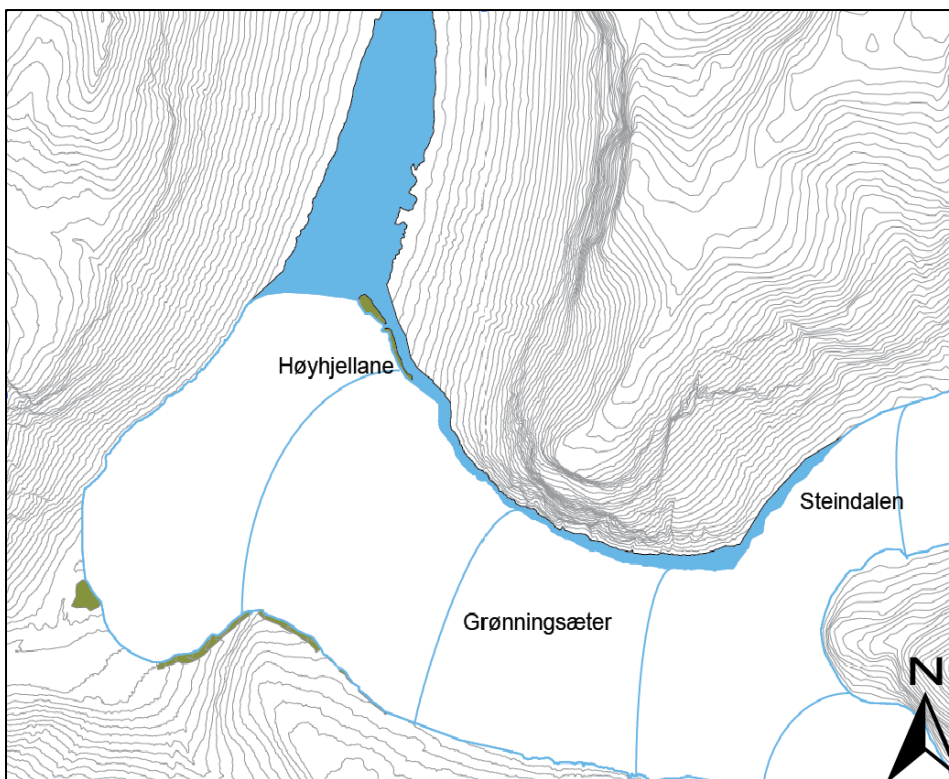
Et stykke innover Litlelangdalen sør/sørvest nedenfor Breikoppen er det kartlagt et omfattende og komplisert system bestående av smeltevannskanaler og morenerygger. Disse ligger ved østlige enden av den tydelige «trimlinen» som er skildret ved lokalitet 5 (Figur 3.5 C). Ovenfor disse i Breikoppen kan det tydelig observeres stripet bunnmorene som ligger i en VSV-ØNØ orientering. De dekker stort sett hele botnen, og kan lett observeres fra flyfoto.. Ut ifra disse laterale glasiale og glasifluviale bevisene tolkes det for å ha ligget en bre både nede i Litlelangdalen og i Breikoppen, som trolig har gått sammen og avsatt disse sporene på et tidspunkt under denne fasen. Dersom man følger stripene til bunnmorenen oppover terrenget mot vest/nordvest møter man til slutt en bratt bakvegg som skiller Litlelangdalen og Langfjelldalen. Direkte vest derimot ligger det et pass over til Langfjelldalen. Vikestrand (2016) argumenterte for at det kunne ha blitt produsert is langs dette passet under yngre dryas, som sannsynligvis hjalp tilførselen av is til Meiadalskoppen, sammen med botnbreer som lå på vestsiden av Storfjellet. Et annet scenario kan være at breen i Breikoppen ikke nådde så langt nedover dalsiden under yngre dryas. Ettersom det ikke er funnet noen frontale randavsetninger lengre opp i Breikoppen, er denne muligheten antatt for å være liten. Et alternativt scenario kan være at breen fra Storbreen ikke nådde helt ut til de kartlagte morenetrinnene ved lokalitet 3 (Figur 3.3) og 5 (Figur 3.5 A, B og C) under denne perioden, men at breen avsatte morenetrinnene ved lokalitet 10, som er det nærmeste beviset for

endemorener i dalbunnen. Et argument som kan støtte opp dette er at disse også tilsynelatende ser ut til å være parallelle trinn morenerygger, dog bare på den ene siden av elven. I så fall blir moreneryggene ved munningen av Litlelangdalen tolket for å være avsatt av en bre med utløp ifra Breikoppen. Et motargument for denne tolkningen er at de tydelige rand-bevisene langs nordsiden av Litlelangdalen samt nedenfor Breikoppen følger retningen av dalbunnen fra øst mot sør, som tyder på at breen har hatt sitt utløp fra lengre sørøst enn Breikoppen. Med tanke på at både en bre Storbreen og ved Storfjellet sannsynligvis har hatt et utløp ned mot dalbunnen, har breene også mest sannsynlig gått sammen og derfor hatt nok kraft til å nå helt frem til munningen av Litlelangdalen.

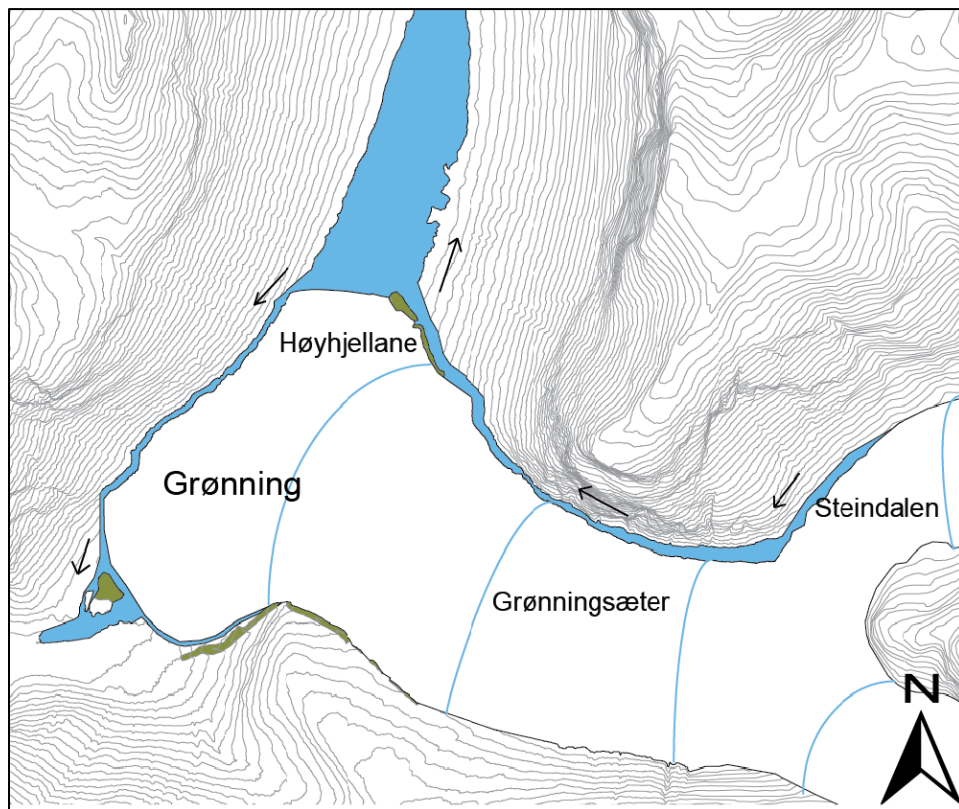
Som skildret ved lokalitet 15 i delkapittel 3.2 (Figur 3.15) går det en lateral smeltevannskanal mellom den sørligste ryggen i lokalitet 5 (Figur 3.5 C) og fjellsiden. Denne smeltevannskanalen går videre over i det tørrlagte gjelet nevnt i lokalitet 14 (Figur 3.14 B), som også er tolket for å være glasifluvialt dannet. Tilsvarende går det en forsenkning mellom fjellsiden og rygg 1 ved lokalitet 3 (Figur 3.3) som også er tolket for å være en lateral smeltevannskanal. Dette er bevis på at store mengder smeltevann har gått lateralt langs breene og gravd ut disse erosjonssporene under denne perioden. Spesielt det tørrlagte gjelet tyder på at det har vært en betydelig kanalisering av smeltevann, ettersom det er i fast fjell.

Norum (2017) anslo at det gikk en bre mot vest over Grønningsæter og videre over Grønning til motsatt side av dalen (Figur 5.3). Disse antakelsene ble gjort ut ifra observasjoner av morenerygger, smeltevannskanaler og spylefelt som ble funnet ved Nakkane og Høyhjellane, henholdsvis sør og nord ovenfor Grønningsæter. Norum gjorde også observasjoner av en kameterrasse ved Høyhjellane på østsiden helt sør i Langdalen, som tyder på at det har rent mye smeltevann langs nordsiden av breen samt at det har vært store mengder sedimenter tilgjengelig fra breen i utløp. Som følge av at breen ved Grønning gikk på tvers av hele dalsiden, forhindret denne smeltevann som kom ifra Grønningsæter i øst og fra Litlelangdalen, Berilldalen og videre Slettevikane i nord. Dette førte til at det ble dannet en bredemt sjø som dekket hele dalbunnen et stykke oppover Langdalen. Den glasifluviale flaten ved lokalitet 13 under (Kap. 3.2) har en høyde på rundt 440 moh., og er antatt for å ha blitt avsatt under denne fasen. Dermed er 440 moh. tolket til å være minstehøyden på breen for at den kunne demme opp smeltevannet. Det er under denne bredemningsfasen at flaten ved lokalitet 16 (Figur 3.17) er antatt for å ha blitt avsatt. Flaten strekker seg helt fra kame-avsetningen ved Høyhjellane og videre nordover nede langs den østlige siden av Langdalen, og er om lag 8-10 meter høy. Det er vanskelig å anslå nøyaktig hvor langt oppover Langdalen denne avsetningen går, men den er antatt for å fortsette

videre et stykke nord for snittet mot Langdalen gård. I denne avsetningen ble det gravd ut et snitt som også ble loggført (Figur 3.16). Snittet ligger på totalt 9 meter fra 378-387 moh., og representerer et tverrsnitt av hele høyden til avsetningen ved dette punktet. Materialsammensetningen består av vekslende lagdeling med kornstørrelser som varierer fra leire, silt, sand og grus. Den tydelige laminasjonen av sedimentene tyder på at det må ha vært et rolig avsetningsmiljø med relativt stille vannføring under avsetning, som gjør at lokaliteten er tolket for å hovedsakelig være glasilakustrint avsatt. Siden det også ligger lag med grus dog tyder dette på at det til tider har vært endring i strømmingen til smeltevannet eller i sedimenter tilgjengelig. Disse gruslagene er dermed tolket for å være glasifluvialt avsatt. Ettersom OSL-dateringene ikke ble ferdigstilt i tide er det vanskelig å fastsette hvor lang tid dannelsen av denne avsetningen tok. Argumentet som brukes for en yngre dryas alder på avsetningen er at dette er den siste antatte fasen hvor breene i området lå helt på tvers av Valldalen ved Grønning slik at smeltevann ble demmet opp, en tolkning som nevnt er gjort av Norum (2017). Etter hvert trakk breen seg tilbake slik at vannet begynte å bryte gjennom mellom fjellsiden og breen (Figur 5.4).



Figur 5.3: Tentativ figur for breutbredelse og smeltevannsdrenering ved Grønning-området. Modellen er laget i samarbeid med Norum (2017).



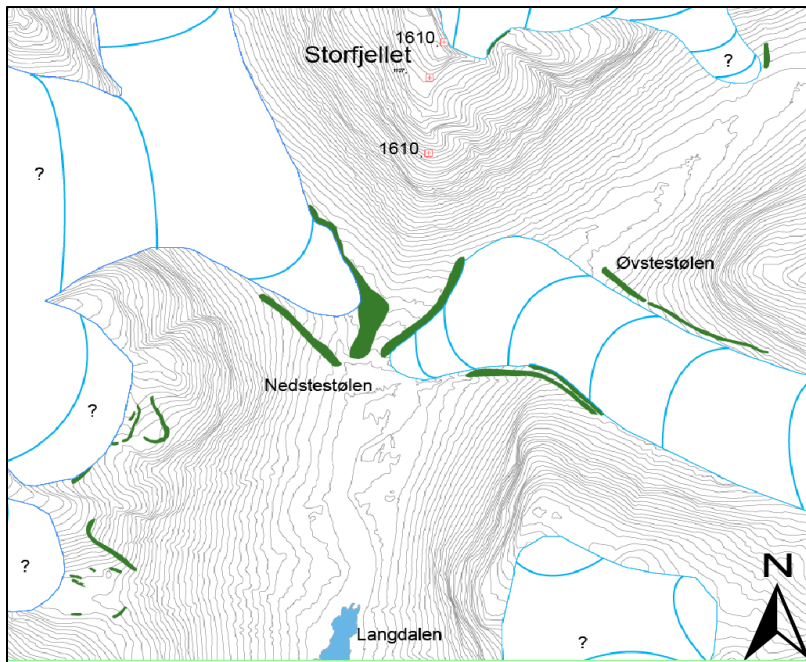
Figur 5.4: Tentativ figur for fasen like etter fasen ovenfor ved figur 5.3 da vannet starter å bryte gjennom bre-demmingen. Modellen er laget i samarbeid med Norum (2017).

Smeltevannskanalen som er omtalt ved lokalitet 15 samt det tørrlagte gjelet ved lokalitet 14 er tydelige glasifluviale bevis. Denne tolkningen er begrunnet med at eneste måten for vannmassene som dannet disse nedskjæringene har gått langs fjellsiden er ved at det har blitt styrt av randen til en bre med utløp ut Litlelangdalen, ettersom det ligger såpass høyt oppe i fjellsiden utenfor rekkevidde for dagens elveleie. Denne begrunnelsen gjelder også for smeltevannskanalen som går nedenfor rygg 1 ved lokalitet 5 (Figur 3.5) som går mellom moreneryggen ved rygg 1 og fjellsiden, og må derfor ha blitt dannet samtidig når en bre lå ut Berilldalen og avsatte denne og moreneryggen omtalt som rygg 2 ved samme lokalitet. Disse brefremstøtene som har direkte og indirekte avsatt moreneryggene, smeltevannskanale og det tørrlagte gjelet er tolket for å ha skjedd under yngre dryas, men det finnes ingen absolutte aldersdateringer som kan gi en indikasjon når under denne perioden det skjedde.

5.2.3 Yngre dryas fase 2

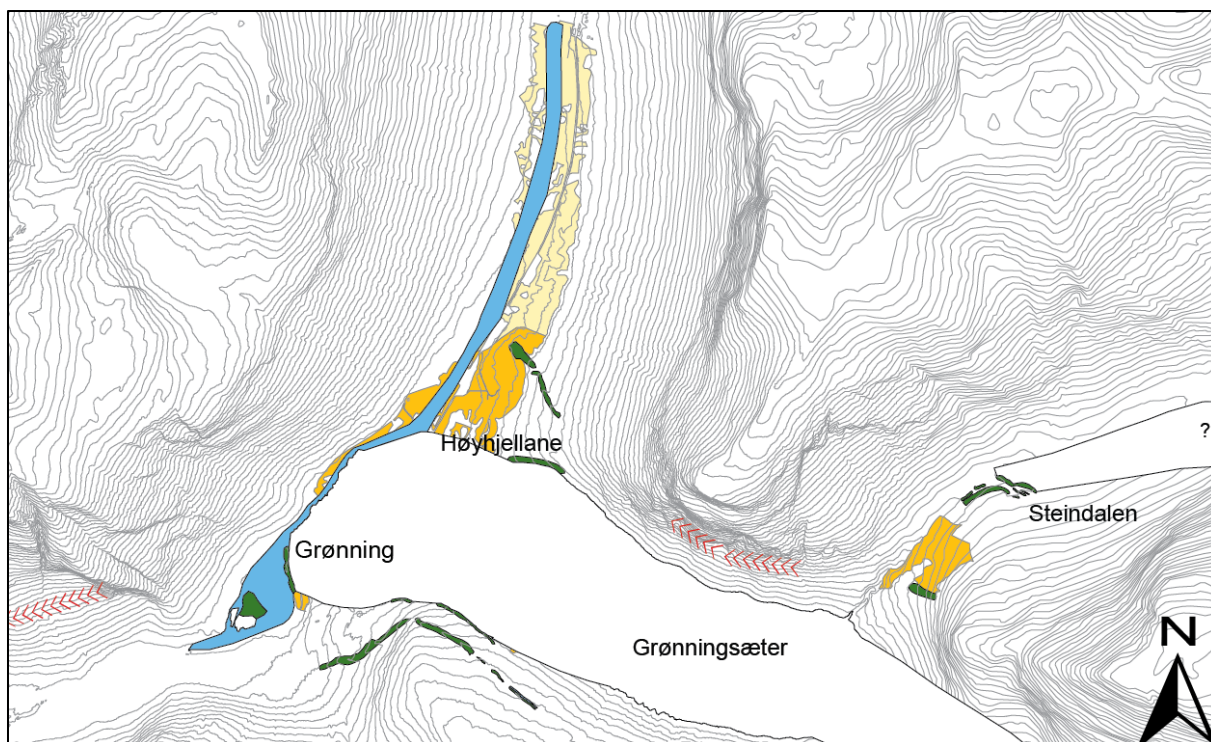
Etter den første fasen trakk breene seg tilbake et lite stykke, for å deretter ha rykket frem eller stoppet opp over en lengre periode slik at et nytt trinn med morenerygger ble avsatt. Den nordligste av de to parallelle moreneryggene ved lokalitet 5 sør i Litlelangdalen (Figur 3.5 A)

er tolket for å representere dette trinnet, som viser at breen hadde nesten like stor utbredelse som under den første fasen i yngre dryas (Figur 5.5). Det er som nevnt ikke funnet et like tydelig morenetrinn fra denne fasen nord i Litlelangdalen, bortsett fra svake bruddstykker mellom UTM 427074, 6917970 - 427465, 6917741. I Berilldalen er det derimot ikke funnet like tydelige bevis på to sett morenetrinn som sør i Litlelangdalen. Fra rygg 1 ved lokalitet 3 (Figur 3.3) er det observert en forhøyning som går i østlig retning mot dalbunnen. Det er en mulighet for at denne forhøyningen være en morenerygg som representerer den samme fasen som avsatte det innerste morenetrinnet i Litlelangdalen. Det er ikke gjort funn av en tilsvarende forhøyning eller ryggform på andre siden av dalen som denne kan sammenstilles med, men som nevnt ved 4.2.2 er det mulig at en slik avsetning kan ha blitt ødelagt av skredprosesser i etterkant. Det er dog sannsynlig at breen i Berilldalen også reagerte på den samme klimaendringen som gjorde at breen ut Litlelangdalen avsatte et nytt trinn morenerygger. Moreneryggen ved lokalitet 2 (Figur 3.2) som er tolket for å være avsatt av en bre fra Høgstolen og Berilldalskoppen, ligger sannsynligvis i en for lang avstand (ca. 1,7 km) fra det ytterste trinnet for at det kan være fra denne fase. Dette er med mindre denne breen reagerte hurtigere på klimaendringer enn breen ved Litlelangdalen, noe som kan ha vært mulig ettersom breen ved Berilldalen har vært mindre med en sannsynlig brattere gradient. Hvis denne moreneryggen faktisk er fra denne fasen, er det sannsynlig at breen fra Kula innerst i Berilldalen også ville ha ligget i nærheten av denne ved denne tidsperioden. Da det nærmeste trinnet er morenebuen ved lokalitet 1 (Figur 3.1 B) som ligger ca. 1 km nord fra denne igjen, virker det derimot usannsynlig. Da er det eneste reelle alternativet til å representere denne fasen i Berilldalen den Ø-V-gående forhøyningen på sørsiden nevnt ved lokalitet 2 (Figur 3.2).



Figur 5.5: Tentativ modell over den den andre tenkte bre-fasen under yngre dryas. I likhet som under det første fremstøtet (Figur 5.2) er det også ved dette tenkt det har ligget en bre-rest i dalbunnen sør for Nedstestølen.

I likhet med breene ved Litlelangdalen og sannsynligvis Berilldalen, trakk breen ved Grønning seg også et lite stykke tilbake under en senere fase av yngre dryas (Norum, 2017). Dette gjorde at den bredemte innsjøen som dekket store deler av Langdal etter hvert ble tappet. Norum (2017) gjorde observasjoner av spylespor i fjellsiden vest i dalen på ~ 400 moh. nord for Grønning. Disse sporene tolket han for å være spor etter tappingen, og dermed anslo han at ~ 400 moh. var den kritiske høyden på breen for at vannet kunne tappes langs den vestlige dalsiden. Norum (2017) gjorde også funn av et mektig gjel sørvest for spylesporene som ligger tørrlagt i dag, og som han tolket for å være ytterligere bevis for at vannet fra bresjøen ble drenert langs denne siden av dalen under dens tapping.



Figur 5.6: Tentativ modell over den samme fasen som ved Figur 5.5, etter den bredemte innsjøen var tappet. Figuren er et utsnitt ifra Norum (2017), og er delvis modifisert.

5.2.4 Holosen

Ut ifra litteraturen til Sollid og Sørbel (1979) gir dette grunnlag for å tro at all breaktivitet vest for Valldalen ikke har vært en del av innlandsisen, men lokalglasiasjon i form av botnbreer eller større lokale «isdomer» har oppstått. Som skildret ved lokalitet 6 ligger det to botner nedenfor Høgstolen, tolket for å være avsatt av to botnbreer. Det er usikkert nøyaktig hvor stor utbredelse disse breene har hatt. Et mulig alternativ er at de har hatt sitt utløp helt ned til Valldøla slik som det er fremstilt ved lokalitet 7, da dette er en av få forklaringer på hvordan ryggformene og blokkansamlingen ved samme lokalitet er blitt avsatt. Den andre mulige forklaringen er at ryggformene er slukåser som har blitt avsatt under en tidligere vertikalt nedsmeltende bre-fase. Det laveste punktet på botnene er rundt 900-950 meter. Breen i den sørligste botnen ligger enn rundt 1300-1400 moh. Ved den nordlige botnen ligger det som nevnt tydelige glasiale bevis i form av tre sammenhengende morenebuer som er tolket for å sannsynligvis være avsatt av minst to brefremstøt. Den laveste av morenebuen indikerer en minstelengde på omfanget til breen/breene ved et tidspunkt, dersom ikke den nordlige ryggen ved lokalitet 7 er tolket for å være en morenerygg. Ved den sørlige botnen er det bare funnet en morenerygg, da dette er minstealder på utbredelse dersom den sørlige ryggen ved lokalitet 7 ikke er tolket for å være en morenerygg.

Moreneryggen sørøst for Meiadalskoppen ved lokalitet 8 ligger i en høyde mellom 958-981 moh. Det er vanskelig å vite hvorvidt dette er en sidemorene avsatt av en bre som har ligget nedenfor Storfjellet og har gått i retning fra vest mot øst, eller om det er en endemorene som i så fall er avsatt av en bre ifra nord. Grunnet orienteringen og plasseringen til det nevnte morenesystemet ved samme lokalitet, er denne moreneryggen også tolket for å ha blitt avsatt av en bre som har kommet ifra vest. De fire randmorenene ved Osten i Litlelangdalen (lokalitet 10) ligger i en høyde mellom ca. 920-1000 moh., og representerer totalt to trinn. Det er dog usikkert om det høyestliggende trinnet mellom 987-1000 moh. korrelerer med noen av de to trinnene, eller om det i det hele tatt representerer en morenerygg. Dersom det siste er tilfellet, er høyden 925-945 moh. for det fremste trinnet og 931-935 moh. for det andre. Det er vanskelig å estimere likevektslinje for disse trinnene ettersom det bare er de tre endemorenene som er sikre bevis. Dersom den fjerde ryggen faktisk er en del av en sidemorene, kan likevektslinjen anslås til å minst ha vært på 1000 moh. (Dahl et al., 2003) Trinnet sørøst for Meiadalskoppen (958-981 moh.) sammenfaller uansett best med disse to. Forskjell i geometri og helning som følge av at trinnet ved Meiadalskoppen er avsatt av en botnbre mens en dalbre har avsatt trinnene ved Osten, gjør det derimot vanskelig å sammenlikne disse breene.

Øst for Heimste Berilldalsvatnet ligger det flere spylte områder som tyder på at det har gått mye vannmengder (hovedsakelig glasifluvialt) da breen smeltet ved området. Ettersom store deler av dette spylte området ligger relativt høyt oppe i fjellsiden må det ha vært styrt av breen på et tidspunkt. Fra ca. 1050 moh. i vest til ca. 1010 moh. i øst går det en om lag 300 meter lang forsenkning som bærer tegn på at det har vært dannet som følge av smeltevann som har vært styrt av breen ved et tidspunkt. Det er den eneste logiske forklaringen ettersom det ikke finnes noen annen måte vannet kan ha blitt ført så høyt opp i fjellsiden. En lignende forsenkning ligger om lag 200 meter sørøst, som strekker seg ca. 160 meter fra 905 moh. i vest til 833 moh., og har koordinatene UTM 424005, 6919150 – 424161, 6919120 i en. Parallelt med denne ca. 100 sør for ligger det en om lag 320 meter lang forsenkning mellom UTM 423887, 6919075 - 424193, 6919021 mellom ca. 910 moh. i vest til ca. 800 moh. i øst. Videre nordvest for denne forsenkningen ligger det et 50-80 meter bredt og rundt 250 meter langt område hvor det er tydelig spylte overflater. Alle de tre nevnte forsenkningene ligger ved en VNV-ØSØ orientering. Den første og høyestliggende forsenkningen er tolket for å være en lateral smeltevannskanal ettersom det er den eneste mulige forklaringen på hvorfor det er en så tydelig forsenkning i terrenget så høyt oppe i fjellsiden. Observasjon av en myr støtter opp begrunnelsen. De to andre

som ligger såpass lavt at de derimot også kan være tidligere elveløp som følge av at vannet har stått høyere ved et tidligere tidspunkt. Den høyesteliggende forsenkningen korrelerer også godt med den nordlige moreneryggen ved lokalitet 2, noe som kan bety at disse avsetningene skjedde samtidig. Det er for øvrig ikke funnet andre observasjoner/bevis av laterale erosjonsspor videre ovenfor Fremste- og Heimste Berilldalsvatnet. Dette kan være som følge av det bratte terrenget, slik at eventuelle spor har blitt dekket igjen og/eller ødelagt av senere skredprosesser.

Øst i Langdalen ligger Severiskoppen, som igjen er tydelig tegn på lokalglasiasjon. Her er det dog ikke funnet noen tydelige randmorener som kan gi en indikasjon på omfanget av breen. Derfor er det vanskelig å si noe om hvilket tidspunkt botnen ble dannet, og når morenematerialet ble avsatt. Det har ikke blitt gjort direkte observasjoner av botnen under feltarbeidet, men det er svært sannsynlig at mesteparten av botnen hvor det er flatt er morenemateriale. De store blokkansamlingene nedenfor bratte skråninger er tolket for å være skredmateriale, men det kan være vanskelig å skille noen steder mellom skredmateriale og morenemateriale. Det er bevis etter både nedskjæring som følge av fluviale prosesser, i form av en tydelig vifte-formasjon én plass og to tilfeller av kraftig nedskjæring langs elven i sedimentene. De to nedskjæringene ligger på hver sin side av vifte-formasjonen. Nedskjæringen lengst mot vest er vesentlig større enn den mot øst. Nedskjæringen som ligger i øst foran vifte-formasjonen er tolket for å være hovedsakelig dannet som følge av glasifluvial erosjon, ettersom så kraftig nedskjæring ville sannsynligvis ikke skjedd med så lite vannføring elven har uten en bre som ligger i botnen. Eneste muligheten for at det er fluvial erosjon er ved flom som følge av snøsmelting og store mengder nedbør.

Ved Meiadalskoppen er det kartlagt noen usammenhengende men likevel relativt tydelige morenerygger (lokalitet 8) som «skisserer» fronten av breen som avsatte den. Dette systemet av morenerygger ligger på rundt 1000 moh. i fronten mot øst og ca. 1300 moh. på det høyeste lengst nord. Moreneryggene kan tydelig observeres som minst to parallelle trinn i en 20-30 meters avstand mellom rundt 1120-1300 moh., men det er vanskelig å skille trinnene lavere i terrenget som følge av tydelig erosjon av elver i etterkant av avsetning. Tentativt kan man anslå at likevektslinjen (TPW-ELA) minst har vært rundt 1300 moh. ved avsetning av det høyesteliggende trinnet, ettersom sidemorener i dynamisk og klimatisk likevekt hovedsakelig ikke blir avsatt over likevektslinjen (Dahl et al., 2003). Det er derimot vanskelig å anslå en tentativ likevektslinje til det lavere trinnet, ettersom det er uklart hvor de tilhørende sidemorenene slutter. Ryggene er tolket til å representere minst to separate trinn morenerygger med relativt korte tidsintervaller mellom avsetning grunnet liten avstand fra hverandre. Ved de

lavestliggende moreneryggene mellom ca. 1000-1040 moh. vokser det en del vegetasjon, mens for de resterende ligger det tilnærmet bare blokker og steiner synlig i overflaten. Høyden er ikke så mye lavere enn 1400-1600 moh., som er det Lie et al., (2003) anslo at dagens likevektslinje (TP-ELA) i regionen ligger på. Ut ifra beskrivelsene ovenfor kan det tolkes som det minst er to trinn morenerygger som dateres fra ulike perioder, og siden det er tentativt beregnet likevektslinjer opptil minst 1300 moh. er det grunn til å tro at minst et av disse trinnene ble avsatt under lille istid. Det ligger en liten bre ned til om lag 1400 moh. nedenfor Storfjellet som understreker dette. 1300 moh. er også den øvre grensen til systemet av morenerygger ved Kula innerst i Berilldalen, som er omtalt i lokalitet 1. Disse observeres også som parallelle rygger i en 10-20 meters avstand fra hverandre, men kan se ut til å gå sammen som en samlet rygg øverst i terrenget. Høyden på den øverstliggende delen av sidemorenen samsvarer uansett godt med det øverste trinnet ved Meiadalskoppen, som er et argument for at de kan ha blitt avsatt under samme periode under slutfasen av den lille istid.

Høyden på dette morenesystemet korrelerer også relativt bra med høyden på moreneryggene som ligger i den nordligste botnen omtalt ved lokalitet 6. Høyden på disse moreneryggene er henholdsvis 1085-1250 moh., 1047-1140 moh., og 1030-1113 moh. fra den vestligste til den østligste. Forskjellen er at den østligste i tillegg til å ligge lavest i terrenget også er helt vegetasjonsdekket, i motsetning til de andre hvor det vokser lite eller ingen vegetasjon. Ut ifra dette kan det tolkes som at den østligste moreneryggen stammer fra en tidligere fase enn morenesystemet ved lokalitet 8, mens det er en sannsynlighet for at de andre to er avsatt omtrent samtidig som dette. Moreneryggen som er omtalt ved de to sammenhengende botnene i lokalitet 6 ligger i en høyde mellom 1025-1188, og er i tillegg til å korrelere bra med høyden til den vegetasjonsdekte moreneryggen ovenfor også helt vegetasjonsdekket. Som følge av dette kan disse muligens tolkes for å ha blitt avsatt omkring same tidsperiode. Det er derimot verdt å nevne at det å basere alderskorrelasjoner på grunnlag av vegetasjonsdekke nok ikke er ideelt, da det vil være ulike lokale faktorer som kan avgjøre hvorvidt det vokser vegetasjon eller ikke. I så bratte omgivelser som disse moreneryggene vil det sannsynligvis flere steder være kontinuerlige utfellinger av løsmasser som hindrer vegetasjonen i å vokse.

Like vest nedenfor Breifjellet ligger det en liten botn med terreng hellende nedover mot Litlelangdalen i en nordøstlig retning. Botnen er ikke omtalt som en lokalitet, ettersom den ikke er særlig overfordypet. Avstanden mellom sideveggene er om lag 1 km, og man kan tydelig se en morenerygg nord i botnen mellom UTM 428486, 6915730 (vest) - 428806, 6915803 (øst) som buer seg nord i nord/nordøst nedover i retning Litlelangdalen. Høyden på moreneryggen

ligger mellom ca. 1260-1300 moh. Som nevnt tidligere blir sidemorener hovedsakelig ikke avsatt over likevektslinjen som er i dynamisk likevekt (Dahl et al., 2003). Likevektslinjen (TPW-ELA) under avsetning av denne moreneryggen er derfor anslått/antatt for å være minst 1300 moh. Dette sammenfaller godt med det øverste trinnet ved Meiadalskoppen som også går opp til samme høyde. Det gir grunnlag til å tro at dette trinnet også daterer en fase av den lille istid. En ting som er verdt å nevne er at denne botnbreen må ha vært liten, og derfor sannsynligvis reagert hurtigere på klimaendringer enn breen ved Meiadalskoppen. Det er dog mulig at de høyesteliggende delene av moreneryggen kan ha blitt fjernet i etterkant av avsetning, noe som i et så tilfelle betyr at likevektslinjen kan ha ligget enda høyere.

6. Konklusjon

- Det har blitt utført en grundig kvartærgeologisk kartlegging i Litlelangdalen og Valldalen, samt ved deler av Meiadalen og Langdalen. Omkringliggende botner har også blitt kartlagt så grundig som dette kunne gjøres ut ifra flyfoto, til tross for at disse ikke har blitt undersøkt under feltarbeidet.
- Ved munningen av Litlelangdalen og Berilldalen er det kartlagt til sammen 7 morenerygger. Disse er av antatt yngre dryas alder, og ble korrelert via rekonstruerte paleo-breprofiler til å stamme fra to faser av brefremstøt under denne perioden.
- Det er funnet spor etter en sannsynlig vertikalt nedsmeltende brefase som skjedde før yngre dryas fremstøtene.
 - Slukås opp til 600 moh. ved Langdalen.
 - Mulig slukås ved Nedstestøl-området.
 - Iskontakt ved Nedstestøl-området.
- Det er laget en liten tentativ modell som forsøker å visualisere en slik fase.
- Det er gjort funn av bresjøsedimenter ved Langdalen, som tyder på at det var en oppdemmede bre sør nedstrøms for feltområdet. Det ble argumentert for at det var en bre ved Grønning førte til oppdemmingen av denne bresjøen. Det ble laget en tentativ modell som forsøker å forklare hvordan smeltevannsdreneringen under en slik fase kan ha foregått.
- Det er usikkert om breen ved Litlelangdalen har vært en del av den store innlandsisen eller om den har vært en del av et større platå som lå ved Vermedsvatnet. Det ligger tydelige glasiale spor i breikoppen som tyder på at det sannsynligvis har vært botnbre-aktivitet her.
- Breen ved Berilldalen er antatt for ha vært en del av et større lokalt isdekke som hadde sin kjerne ved Høgstolen-området, hvor det også ligger breer i dag.
- Avsetningene ved Meiadalskoppen er tolket for å stamme ifra en lokal bre som har ligget nedenfor østsiden av Storfjellet. Den talus-belagte morenen er tolket for å være av yngre dryas alder.

7. Referanseliste

- Aarseth, I., Austbø, P. og Risnes, H. (1997). Seismic stratigraphy of Younger Dryas ice-marginal deposits in western Norwegian fjords. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77 (2), s. 65-85.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergstrøm, B. (1995). Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International* 28, s. 147-169.
- Andrews, J. T. (1975). *Glacial systems: an approach to glaciers and their environments*, North Scituate, Mass, Duxbury Press. I: Dahl, S. O. og Nesje, A. (1992). Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94 (1-4), s. 87-97.
- Ballantyne, C. (1989). The Loch Lomond Readvance on the Isle of Skye, Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Journal of Quaternary Science*, 4, (2), s. 95-108. I: Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S. og Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers and Geosciences*, 82, s. 55-62.
- Banckenburg, F. v. og Willenbring, J. K. (2014). Cosmogenic Nuclides: Dates and Rates of Earth-Surface Change. *Elements*, 10, s. 341-346.
- Benn, D. I. og Hulton, N. R. J. (2010). An Excel TM spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers and Geosciences*, 36 (5), s. 605-610.
- Benn, D. I. og Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65, s. 15-29.
- Blikra, L. H. og Nemeč, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45 (5), s. 909-959.
- Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, 2. utg., 614 s., San Diego, California, Academic Press.

- Carlson, A., Sollid, J., & Torp, B. (1983). Valldal, Kvartærgeologi og geomorfologi. 1:50 000, 1319 V. Oslo: Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.
- Dahl, S. O. og Nesje, A. (1996). A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6, (4), s. 381-398.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø., & Nesje, A. (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, s. 275-287.
- Dahl, S. O., Nesje, A., & Øvstedal, J. (1997). Crique glaciers as a morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26, s. 161-180.
- eKlima, 2015. Meteorologisk institutt: *Normals: Monthly normal values* [Internett].
Tilgjengelig fra:
http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?pageid=73,39035,73_39080&_dad=portal&_schema=PORTAL. (Sist lastet ned 02.05.2017).
- Fareth, O. W. (1987). Glacial geology of Middle and Inner Nordfjord, western Norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 408, s. 1-55.
- González Trueba, J. J. og Serrano, E. (2003). El método AAR para la determinación de paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el macizo de valdecebollas (Cordiella Cantábrica), *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, s. 7-34. I: Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S. og Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers and Geosciences*, 82, s. 55-62.
- Gosse, J. C., & Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20 (14), s. 1475-1560.
- Holtedahl, H. (1993). Marine geology of the Norwegian continental margin. *Norges geologiske undersøkelse. Special publication*, 6, 1-150. I: Mangerud, J., 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. I: Ehlers, J., Gibbard, P. (red.), *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology Europe*. Elsevier, 1. utg., Amsterdam, s. 271 – 294.

- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Schlüchter, C. (2007). Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: The Alpine perspective. *Quaternary International*, 164-165, s. 53-63.
- Ivy-Ochs, Susan & Briner, Jason P. (2014). Dating Disappearing Ice with Cosmogenic Nuclides. *Elements*, 10 (5), s. 351-356.
- Kartverket. (2017). *Norge digitalt -Felles Kartdatabase (FKB)* [Internett] Kartverket, Geovekst. Tilgjengelig fra <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/geovekst>. (Sist lastet ned 30.11.2016).
- Kartverket. (2017). *Norge i bilder* [Internett], Kartverket. Tilgjengelig fra <http://norgebilder.no/> (Sist lastet ned 13.11.2017).
- Kartverket. (2017). *Norgeskart* [Internett], Kartverket. Tilgjengelig fra <http://www.norgeskart.no/>. (Sist lastet ned 13.11.2017).
- Mangerud, J., 1987. The Allerod/Younger Dryas boundary. I: Berger, W.H., Labeyrie, L.D. (red.) *Abrupt Climatic Change*. D. Dordrecht: Reidel Publishing Company, s. 163-171.
- Mangerud, J., 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. I: Ehlers, J., Gibbard, P. (red.), *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology Europe*. Elsevier, 1. utg., Amsterdam, s. 271 – 294.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E., Longva, O., Miller, G. H., Sejrup, H.-P. og Sønstegaard, E. (1981). A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway: the Ålesund Interstadial. *Boreas*, 10, s. 447–462
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O., & Sønstegaard, E. (1978). Glacial history of western Norway 15,000-10,000. *Boreas*, 8, s. 179-187.
- Matthews, J. A. og Wilson, P. (2015). Improved Schmidt-hammer exposure ages for active and relict pronival ramparts in southern Norway, and their paleoenvironmental implications. *Geomorphology*, 246, s. 7-21.
- Meier, M. F. og Post, A. S. (1962). Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 58, s. 63-77. I: Dahl, S. O. og Nesje, A. (1992). Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and

- Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 94 (1-4), s. 87-97.
- Meteorologisk institutt/NRK (2017) *Været som var, Kimmirut, Nunavut (Canada)* [Internett]. Basert på data WMO. Tilgjengelig fra: <https://www.yr.no/sted/Canada/Nunavut/Kimmirut/statistikk.html> (Sist lastet ned 13.11.2017).
- Møller, J., og Holmeslet, B. H. (2002). *Havets historie i Fennoskandia og NV Russland* [Internett], Tromsø, Universitetet i Tromsø. Tilgjengeleg fra: <http://geo.phys.uit.no/sealev/> (Sist lest: 12.11.2017).
- Nesje, A. (2012). *Brelære: bre, landskap, klimaendringer og datering*, 2. utg., 159 s., Kristiansand, Høyskoleforlaget.
- Nesje, A. og Dahl, S. O. (1992). Equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene glaciers in Fosdalen, inner Nordfjord. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72, s. 209-216.
- Nesje, A., Anda, E. Rye, N., Lien, R., Hole, P. A. og Blikra, L. H. (1987). The vertical extent of the Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Møre area, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67, s. 125-141.
- NGU, Berggrunnsgeologi, 2017. *Nasjonal berggrunnsdatabase* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>. (Sist lastet ned 13.11.2017).
- Norum, S. (2017). *En kvartærgeologisk kartlegging av deglasiasjonshistorien i Grønning, Djupdalen og Steindalen i Møre og Romsdal*. Masteroppgave. UiB (2017).
- Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area×Altitude the Area×Altitude Balance Ratio and the Area×Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138, s. 22-31.
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S. og Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers and Geosciences*, 82, s. 55-62.
- Porter, S. C. (1975). Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5 (1), s. 27-47.

- Rea, B. R. og Evans, D. J. A. (2007). Quantifying climate and glacier mass balance in north Norway during the Younger Dryas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246, s. 307-330.
- Reite, A. J. (1967). Lokalglacijasjon på Sunnmøre. *Norges Geologiske Tidsskrift*, ss. 262-287.
- Rye, N., Nesje, A., Lien, R. og Anda, E. (1987). The Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord – Sunnmøre area and deglaciation chronology for Nordfjord, western Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 41 (1), s. 23-43.
- Sollid, J. L. og Sørbel, L. (1981). *Kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge*, 207 s., Oslo, Miljøverndepartementet, Avdelingen for naturvern og friluftsliv.
- Sollid, J. L., & Sørbel, L. (1979). Deglaciation of Central Norway. *Boreas*, 8 (2), s. 233-239.
- Stokke, J. (1983). *Kvartærgeologisk kartlegging med oppfølgende sand og grusundersøkelser i Norddal Kommune, Møre og Romsdal*. NGU rapport 1560/30. Norges geologiske undersøkelse.
- Sulebak, J. R. (2007). *Landformer og prosesser: en innføring i naturgeografiske tema*, 391 s., Bergen, Fagbokforlaget.
- Vikestrand, E. S. (2016). *Rekonstruksjon av deglasiasjonshistoria I Vermedalen og Langfjelldalen indre Møre og Romsdal*. Masteroppgave. UiB (2016).
- Vorren, T. O. og Plassen, L. (2002). Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31 (2), s. 97-125.
- Willenbring, J. og Blanckenburg, F. v. (2010). Meteoric cosmogenic Beryllium-10 absorbed to river sediment and soil: Applications for Earth-surface dynamics. *Earth-Science Reviews*, 98, s. 104-122.

Vedlegg

Vedlegg 1: Data for breprofil Litlelangdalen trinn 1 (50 kPa)

Avstand fra endemorene (m)	Høyde på topografi (moh.)	Høyde på sidemorener (moh.)	Basal skjærspenning (kPa)	F-faktor	Høyde på bre (moh.)	Istykkelse (m)
0	485		50000	1,00	485	0
250	475		50000	1,00	533	58
500	500		50000	0,57	558	58
750	510		50000	0,57	593	83
1000	530		50000	0,57	622	92
1250	555	620	50000	0,30	648	93
1500	610	710	50000	0,57	700	90
1750	640	760	50000	0,57	728	88
2000	655	800	50000	0,57	754	99
2250	670	845	50000	0,57	778	108
2500	680	930	50000	0,57	800	120
2750	715	950	50000	0,57	822	107
3000	730	975	50000	0,57	844	114
3250	760	990	50000	0,57	867	107
3500	795	1010	50000	0,57	891	96
3750	820	1025	50000	0,57	917	97
4000	835	1050	50000	0,57	941	106
4250	835	1035	50000	0,57	963	128
4500	840	1035	50000	0,57	981	141
4750	840	1035	50000	0,57	998	158
5000	860	1030	50000	0,57	1014	154
5250	870	1040	50000	0,63	1030	160
5500	880	1040	50000	0,63	1043	163
5750	920	1090	50000	0,63	1058	138
6000	940	1140	50000	0,63	1075	135
6250	940		50000	0,63	1091	151
6500	965		50000	0,63	1106	141
6750	960		50000	0,63	1121	161
7000	960		50000	0,70	1134	174
7250	960		50000	0,70	1146	186
7500	960		50000	0,70	1156	196
7750	960		50000	0,70	1166	206
8000	960		50000	0,70	1176	216
8250	985		50000	0,61	1185	200
8500	1000		50000	0,61	1197	197
8750	1010		50000	0,61	1209	199
9000	1015		50000	0,61	1220	205
9250	1015		50000	0,61	1231	216
9500	1015		50000	0,30	1242	227
9750	1015		50000	0,30	1262	247
10000	1015		50000	0,30	1280	265
10250	1015		48000	0,30	1297	282
10500	1015		46000	0,30	1312	297
10750	1030		44000	0,30	1327	297
11000	1060		42000	0,30	1341	281
11250	1100		40000	0,30	1355	255
11500	1160		38000	0,30	1371	211
11750	1200		36000	0,30	1388	188
12000	1330		34000	0,30	1413	83
12250	1390		32000	0,30	1455	65
12500	1400		30000	0,30	1492	92
12750	1425		26000	0,30	1520	95
13100	1650		22000	0,30	1619	-31

Vedlegg 2: Data for breprofil Litlelangdalen trinn 1 (100 kPa)

Avstand fra endemorene (m)	Høyde på topografi (moh.)	Høyde på sidemorener (moh.)	Basal skjærspenning (kPa)	F-faktor	Høyde på bre (moh.)	Istykkelse (m)
0	485		100000	1,00	485	0
250	475		100000	1,00	555	80
500	500		100000	0,57	589	89
750	510		100000	0,57	635	125
1000	530		100000	0,57	672	142
1250	555	620	100000	0,57	706	151
1500	610	710	100000	0,57	741	131
1750	640	760	100000	0,57	778	138
2000	655	800	100000	0,57	812	157
2250	670	845	100000	0,57	842	172
2500	680	930	100000	0,57	870	190
2750	715	950	100000	0,57	896	181
3000	730	975	100000	0,57	923	193
3250	760	990	100000	0,57	949	189
3500	795	1010	100000	0,57	976	181
3750	820	1025	100000	0,57	1003	183
4000	835	1050	100000	0,57	1029	194
4250	835	1035	100000	0,57	1053	218
4500	840	1035	100000	0,57	1075	235
4750	840	1035	100000	0,57	1096	256
5000	860	1030	100000	0,57	1115	255
5250	870	1040	100000	0,63	1134	264
5500	880	1040	100000	0,63	1151	271
5750	920	1090	100000	0,63	1168	248
6000	940	1140	100000	0,63	1186	246
6250	940		100000	0,63	1204	264
6500	965		100000	0,63	1221	256
6750	960		100000	0,63	1238	278
7000	960		100000	0,70	1254	294
7250	960		100000	0,70	1267	307
7500	960		100000	0,70	1280	320
7750	960	1000	100000	0,70	1293	333
8000	960		100000	0,70	1305	345
8250	985		100000	0,61	1317	332
8500	1000		100000	0,61	1331	331
8750	1010		100000	0,61	1345	335
9000	1015		100000	0,61	1358	343
9250	1015		100000	0,61	1371	356
9500	1015		100000	0,30	1384	369
9750	1015		100000	0,30	1409	394
10000	1015		100000	0,30	1432	417
10250	1015		100000	0,30	1454	439
10500	1015		100000	0,30	1475	460
10750	1030		100000	0,30	1496	466
11000	1060		100000	0,30	1516	456
11250	1100		100000	0,30	1537	437
11500	1160		100000	0,30	1560	400
11750	1200		100000	0,30	1584	384
12000	1330		100000	0,30	1612	282
12250	1390		100000	0,30	1647	257
12500	1400		100000	0,30	1682	282
12750	1425		100000	0,30	1715	290
13100	1650		100000	0,30	1778	128

Vedlegg 3: Data for breprofil Litlelangdalen trinn 2 (50 kPa)

Avstand fra endemorene (m)	Høyde på topografi (moh.)	Høyde på sidemorener (moh.)	Basal skjærspenning (kPa)	F-faktor	Høyde på bre (moh.)	Istykkelse (m)
0	475		50000	1,00	475	0
250	500		50000	1,00	542	42
500	510		50000	0,57	570	60
750	530	585	50000	0,57	606	76
1000	555	690	50000	0,57	638	83
1250	610	740	50000	0,30	672	62
1500	640	765	50000	0,57	733	93
1750	655		50000	0,57	758	103
2000	670		50000	0,57	781	111
2250	680		50000	0,57	803	123
2500	715		50000	0,57	824	109
2750	730		50000	0,57	846	116
3000	760		50000	0,57	868	108
3250	795		50000	0,57	892	97
3500	820		50000	0,57	918	98
3750	835		50000	0,57	942	107
4000	835		50000	0,57	963	128
4250	840		50000	0,57	982	142
4500	840		50000	0,57	998	158
4750	860		50000	0,57	1014	154
5000	870		50000	0,57	1030	160
5250	880		50000	0,63	1045	165
5500	920		50000	0,63	1060	140
5750	940		50000	0,63	1076	136
6000	940		50000	0,63	1092	152
6250	965		50000	0,63	1107	142
6500	960		50000	0,63	1122	162
6750	960		50000	0,63	1135	175
7000	960		50000	0,70	1148	188
7250	960		50000	0,70	1158	198
7500	960		50000	0,70	1168	208
7750	960		50000	0,70	1178	218
8000	985		50000	0,70	1187	202
8250	1000		50000	0,61	1197	197
8500	1010		50000	0,61	1209	199
8750	1015		50000	0,61	1221	206
9000	1015		50000	0,61	1232	217
9250	1015		50000	0,61	1242	227
9500	1015		50000	0,30	1252	237
9750	1015		50000	0,30	1271	256
10000	1015		50000	0,30	1289	274
10250	1015		50000	0,30	1306	291
10500	1030		50000	0,30	1322	292
10750	1060		50000	0,30	1338	278
11000	1100		50000	0,30	1356	256
11250	1160		50000	0,30	1376	216
11500	1200		50000	0,30	1399	199
11750	1330		50000	0,30	1430	100
12000	1390		50000	0,30	1480	90
12250	1400		50000	0,30	1524	124
12500	1425		50000	0,30	1560	135
12750	1650		50000	0,30	1637	-13

Vedlegg 4: Data for breprofil Litlelangdalen trinn 2 (100 kPa)

Avstand fra endemorene (m)	Høyde på topografi (moh.)	Høyde på sidemorener (moh.)	Basal skjærspenning (kPa)	F-faktor	Høyde på bre (moh.)	Istykkelse (m)
0	475		100000	1,00	475	0
250	500		100000	1,00	564	64
500	510		100000	0,57	600	90
750	530	585	100000	0,57	648	118
1000	555	690	100000	0,57	688	133
1250	610	740	100000	0,30	727	117
1500	640	765	100000	0,57	796	156
1750	655		100000	0,57	827	172
2000	670		100000	0,57	855	185
2250	680		100000	0,57	880	200
2500	715		100000	0,57	906	191
2750	730		100000	0,57	931	201
3000	760		100000	0,57	956	196
3250	795		100000	0,57	982	187
3500	820		100000	0,57	1009	189
3750	835		100000	0,57	1034	199
4000	835		100000	0,57	1058	223
4250	840		100000	0,57	1079	239
4500	840		100000	0,57	1099	259
4750	860		100000	0,57	1118	258
5000	870		100000	0,57	1137	267
5250	880		100000	0,63	1156	276
5500	920		100000	0,63	1173	253
5750	940		100000	0,63	1190	250
6000	940		100000	0,63	1208	268
6250	965		100000	0,63	1225	260
6500	960		100000	0,63	1241	281
6750	960		100000	0,63	1257	297
7000	960		100000	0,70	1272	312
7250	960		100000	0,70	1284	324
7500	960		100000	0,70	1297	337
7750	960		100000	0,70	1309	349
8000	985		100000	0,70	1320	335
8250	1000		100000	0,61	1332	332
8500	1010		100000	0,61	1346	336
8750	1015		100000	0,61	1360	345
9000	1015		100000	0,61	1373	358
9250	1015		100000	0,61	1386	371
9500	1015		100000	0,30	1398	383
9750	1015		100000	0,30	1422	407
10000	1015		100000	0,30	1445	430
10250	1015		100000	0,30	1466	451
10500	1030		100000	0,30	1487	457
10750	1060		100000	0,30	1508	448
11000	1100		100000	0,30	1529	429
11250	1160		100000	0,30	1552	392
11500	1200		100000	0,30	1577	377
11750	1330		100000	0,30	1606	276
12000	1390		100000	0,30	1642	252
12250	1400		100000	0,30	1677	277
12500	1425		100000	0,30	1711	286
12750	1650		100000	0,30	1759	109

Vedlegg 5: Data for breprofil Berilldalen trinn 1 (50 kPa)

Avstand fra endemorene (m)	Høyde på topografi (moh.)	Høyde på sidemorener (moh.)	Basal skjærspenning (kPa)	F-faktor	Høyde på bre (moh.)	Istykkelse (m)
0	450	465	50000	1,00	450	0
100	475	500	50000	1,00	498	23
200	475	530	50000	0,60	516	41
300	485	560	50000	0,60	536	51
400	495	585	50000	0,60	554	59
500	500	611	50000	0,60	568	68
600	505		50000	0,60	581	76
700	515		50000	0,60	594	79
800	520		50000	0,60	605	85
900	525		50000	0,60	616	91
1000	535		50000	0,60	626	91
1100	550		50000	0,60	637	87
1200	560		50000	0,90	648	88
1300	575		50000	0,90	655	80
1400	590		50000	0,90	663	73
1500	600		50000	0,90	672	72
1600	625		50000	0,90	682	57
1700	635		50000	0,63	693	58
1800	645		50000	0,63	708	63
1900	660		50000	0,63	722	62
2000	680		50000	0,63	737	57
2100	690		50000	0,63	752	62
2200	700		50000	0,63	766	66
2300	710		50000	0,63	779	69
2400	720		50000	0,63	792	72
2500	725		50000	0,63	804	79
2600	740		50000	0,63	816	76
2700	750		50000	0,22	827	77
2800	770		50000	0,22	858	88
2900	800		50000	0,22	888	88
3000	830		50000	0,22	917	87
3100	870		50000	0,22	948	78
3200	905		50000	0,22	982	77
3300	955		50000	0,22	1018	63
3400	1000		50000	0,47	1060	60
3500	1035		50000	0,47	1082	47
3600	1070		50000	0,47	1110	40
3700	1100		50000	0,47	1140	40
3800	1140		50000	0,47	1173	33
3900	1180		50000	0,69	1211	31
4000	1220		50000	0,69	1242	22
4100	1260		50000	0,69	1281	21
4200	1300		50000	0,69	1321	21
4300	1340		50000	0,69	1361	21
4400	1375		50000	0,69	1398	23
4500	1410		50000	0,69	1433	23
4600	1455		50000	0,59	1473	18
4700	1500		50000	1,00	1522	22
4800	1580		50000	1,00	1578	-2

Vedlegg 6: Data for breprofil Berilldalen trinn 1 (100 kPa)

Avstand fra endemorene (m)	Høyde på topografi (moh.)	Høyde på sidemorener (moh.)	Basal skjærspenning (kPa)	F-faktor	Høyde på bre (moh.)	Istykkelse (m)
0	450	465	100000	1,00	450	0
100	475	500	100000	1,00	512	37
200	475	530	100000	0,60	535	60
300	485	560	100000	0,60	563	78
400	495	585	100000	0,60	585	90
500	500	611	100000	0,60	604	104
600	505		100000	0,60	622	117
700	515		100000	0,60	637	122
800	520		100000	0,60	652	132
900	525		100000	0,60	666	141
1000	535		100000	0,60	679	144
1100	550		100000	0,60	692	142
1200	560		100000	0,90	706	146
1300	575		100000	0,90	714	139
1400	590		100000	0,90	724	134
1500	600		100000	0,90	733	133
1600	625		100000	0,90	743	118
1700	635		100000	0,63	754	119
1800	645		100000	0,63	769	124
1900	660		100000	0,63	783	123
2000	680		100000	0,63	798	118
2100	690		100000	0,63	813	123
2200	700		100000	0,63	827	127
2300	710		100000	0,63	841	131
2400	720		100000	0,63	855	135
2500	725		100000	0,63	868	143
2600	740		100000	0,63	880	140
2700	750		100000	0,22	893	143
2800	770		100000	0,22	927	157
2900	800		100000	0,22	960	160
3000	830		100000	0,22	992	162
3100	870		100000	0,22	1024	154
3200	905		100000	0,22	1058	153
3300	955		100000	0,22	1093	138
3400	1000		100000	0,47	1131	131
3500	1035		100000	0,47	1151	116
3600	1070		100000	0,47	1173	103
3700	1100		100000	0,47	1197	97
3800	1140		100000	0,47	1224	84
3900	1180		100000	0,69	1254	74
4000	1220		100000	0,69	1279	59
4100	1260		100000	0,69	1309	49
4200	1300		100000	0,69	1344	44
4300	1340		100000	0,69	1382	42
4400	1375		100000	0,69	1420	45
4500	1410		100000	0,69	1456	46
4600	1455		100000	0,59	1494	39
4700	1500		100000	1,00	1542	42
4800	1580		100000	1,00	1588	8