

Rekonstruksjon av isbevegelsesretninger basert på flyttblokker, Heidalsmuen (1745 m o.h.), Sel i Oppland



Martin Tvedt

Masteroppgave i geovitenskap – kvartærgeologi og paleoklima

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Vår 2013

«De fremmede blokke, som ofte syne sig således som tuer på sletten og som buster på fjeldranden, gjemme i sig en fortælling om en tussemagt mellem naturkræfterne, den vi ville betragte, idet vi forsøge ikke at strække dem ud til større jætter end de var».

Theodor Kjerulf, 1879

Forord

Nå er denne oppgaven kommet til veis ende, og det er flere personer som fortjener en stor takk. Først og fremst er jeg veldig glad og takknemlig for samarbeidet med hovedveileder Henriette Linge. Det har vært noen faglige emner her som har vært nye for meg. Henriette har gitt en utrolig presis tilbakemelding og konstruktiv kritikk som har gjort meg trygg på det jeg har holdt på med. Medveileder Svein Olaf Dahl fortjener også en stor takk. Vi har hatt gode faglige diskusjoner, både i felt og her ved universitetet. Jeg er veldig glad for at vi har hatt faglige møter sammen med masterstudentene Lukas Becker og Jenny Eidsvåg, der både Svein Olaf og Henriette har bidratt.

Uten min eksterne veileder Michael Heim hadde det ikke vært mulig å gjennomføre oppgaven. Takk for kyndig veiledning og hjelp til å identifisere bergarter i et komplekst berggrunnsområde. Her er det og på sin plass å nevne Johan Petter Nystuen, som ikke er min veileder, men som har vist interesse og har studert prøvene mine under et besøk i Bergen.

Lukas Becker har vært med i felt, og vi har hjulpet hverandre. Feltarbeidet ville ikke gått like lett som det gjorde uten hjelpen fra Lukas.

Takk til alle studentene fra AG330-kurset permafrost og periglasiale prosesser på UNIS våren 2012. Jeg hadde et utrolig lærerikt opphold, og fikk mulighet til å diskutere oppgaven min med flinke folk som Hanne Christiansen, Ole Humlum og Colin Ballantyne.

Takk til min samboer Cecilie for god støtte, og til familien min som har vist stor interesse for oppgaven.

Bergen, mai 2013

Martin Tvedt

Sammendrag

En provenancestudie av flyttblokker legger grunnlaget for en rekonstruksjon av isbevegelsesretninger over fjellet Heidalsmuen (1745 m o.h.) i Sel i Oppland. Resultatene viser at to isbevegelsesretninger kan antydes, (I) en retning mot sør angitt av blokker fra kildeområder i nord, (II) en retning mot nord til nordøst angitt ved funn av peridotitt fra Jotundekket. En relativ aldersbestemmelse er mulig ved en sammenligning med løsmasseavsetninger i Sjudalen. Den sørlige isbevegelsen er antatt å være den eldste. Dette er i tråd med den rådende oppfatningen om iskillets migrasjon til en sørøstlig posisjon i sen-weichsel. Heidalsmuen har trolig vært helt dekket av is i periodene da flyttblokkene ble avsatt, ettersom de er funnet hele veien opp til toppen. Dette støtter en kald, lav-erosiv is uten evne til å erodere bort det nåværende blokkhavet som dekker hele toppområdet. Et forvittringsprofil viser at blokkhavet inneholder en stor andel finmateriale, selv om XRD-analyser ikke viser noen spor etter leirmineraler forbundet med forvitring i et varmt klima. Ettersom det kun er undersøkt ett profil, vet vi ikke om resultatene er representativt for fjellet i sin helhet.

Abstract

A provenance study of erratics is the basis for a reconstruction of ice movement across the mountain Heidalsmuen (1745 m a.s.l.), Oppland County, South central Norway. The results show two main ice movements; (I) a southerly ice movement shown by erratics from source areas in the north, (II) a northerly or northeasterly ice movement shown by peridotite from the Jotun nappe complex. Glacial sediments in the Sjudalen valley make for a relative age determination of the erratics. The southerly ice movement is presumed be the oldest. This is in line with the prevailing opinion amongst researchers that the ice divide migrated to a southeasterly position in the late Weichselian. Given the vertical distribution of erratics all the way to the summit, Heidalsmuen was probably completely covered by ice during periods when the erratics were deposited. This supports the idea of a cold-based, low-erosive ice without the ability to erode the present blockfield covering the mountain top. A weathering profile shows that the blockfield contains a lot of fine material, though the XRD-analysis show no clay minerals associated with weathering in a warmer climate. Since the analysis is from one profile alone, these results are not representative for the whole mountain.

Innhold

Innhold	1
1 Introduksjon	1
1.1 Begrunnelse for oppgaven	1
1.2 Problemstillinger.....	2
1.3 Områdebeskrivelse	3
1.3.1 Geografi.....	3
1.3.2 Klima	4
1.3.3 Permafrost.....	5
1.3.4 Bergrunnsgeologi	5
1.3.5 Geomorfologi og løsmasser	8
1.4 Bakgrunn.....	9
1.4.1 Tidligere arbeider fra regionen	9
1.4.2 Bruken av provenance som geologisk arbeidsverktøy.....	10
1.4.3 Transport og avsetning av flyttblokker	11
1.4.4 Blokkhav	14
1.4.5 Weichsel	16
1.4.6 Isdekkets vertikale utbredelse	17
1.4.7 Isskillet og spor etter ulike termiske regimer.....	21
2 Metode.....	23
2.1 Feltforberedende arbeid	23
2.2 Prøveinnsamling	23
2.2.1 Utstyr, programvare og kart.....	23
2.2.2 Blokkinnsamling	23
2.2.3 Dybdeprofil.....	24
2.3 Laboratorieanalyser.....	24
2.3.1 XRF.....	24
2.3.2 XRD	25
2.3.3 Tolking av d-avstander	26
3 Datapresentasjon	28
3.1 Feltobservasjoner	28

3.1.1	Fjellets morfologi.....	28
3.1.2	Blokkhav	29
3.1.2.1	Autoktont blokkhav.....	29
3.1.2.2	Alloktont blokkhav	30
3.1.3	Periglasiale forvittringsformer.....	31
3.1.3.1	Sorterte striper.....	31
3.1.3.2	Sorterte sirkler	32
3.1.3.3	Sprekkedannelser.....	32
3.1.3.4	Ventifakter	33
3.1.4	Glasiale overflateformer	34
3.1.4.1	Lineasjoner	34
3.1.4.2	Flyttblokker	35
3.1.5	Skråningsprosesser.....	35
3.1.6	Forvittringsprofiler.....	37
3.2	Analyseresultat	39
3.2.1	Innsamling av bergartsprøver	39
3.2.2	Bergartsidentifikasjon	40
3.2.3	Bestemmelse av mulige kildeområder.....	43
3.2.4	Vurdering av bergartsobservasjoner.....	47
3.2.5	Resultat XRD-analyse.....	49
3.2.6	Resultat XRF forvittringshud.....	51
4	Diskusjon	52
4.1	Blokkhavet – dannelse og opprinnelse.....	52
4.2	Transport av flyttblokker	55
4.3	Isbevegelsesretninger og iskillets posisjon.....	59
4.4	Implikasjoner for istykkelsen	63
4.5	Fremtidig arbeid	64
5	Konklusjon	65
	Referanser	66
	Vedlegg.....	76

1 Introduksjon

1.1 Begrunnelse for oppgaven

Flere masteroppgaver ved Institutt for geovitenskap ved UiB har hatt som tema å undersøke fjelltopper i det sentrale Sør-Norge for å finne flyttblokker. Et av hovedmålene med dette er å utfylle glasiasjonshistorien i området og for å kunne forklare isens bevegelser. Det har vært en lang tradisjon for provenancestudier, men kanskje er dette et glemt verktøy innen terrestrisk kvartærgeologi. Berggrunnen er bedre kartlagt enn før og man vet mer om glasiologi. Det har vært uenighet blant forskere vedrørende den vertikale mektigheten til det fennoskandiske isdekket. Enkelte forfattere har tatt til orde for at fjellområdene Jotunheimen og Rondane har vært dekket av mindre fjell- og dalbreer i sen-weichsel tid (Dahl et al., 1997). Disse breene kan ha vært mer eller mindre frosset til underlaget, minimalt erosive og etterlatt seg få spor. Tørre klimatiske forhold kan ha gitt utslag i tynnere isdekker og fjelltoppene kan ha vært isfrie, selv under siste istids maksimum. Utbredelse av blokkhav i høyereliggende områder (Nesje et al., 1988) og endemiske planters *in-situ* overlevelse (Blytt, 1881; Warming, 1888; Sernander, 1896; Nordhagen, 1936; Dahl, 1955, 1963; Löve og Löve, 1963; Nordhagen, 1963; Kullman, 2000; Parducci et al., 2012) har vært noen av argumentene. Andre forskere hevder at det fennoskandiske isdekket dekket hele dette området og at selv de høyeste fjellene var under is (Boulton et al., 1985; Kleman et al., 2008). Dette er kjent som maksimumsmodellen og har lenge vært en akseptert teori blant flere forskere. Tykkelsen har vært en forklaring på hvordan isdekket kunne nå helt til Tyskland under siste istid. Sett i lys av det arbeidet som gjøres av flere studenter og forskere ved UiB kan denne oppgaven belyse glasiasjonshistorien i et område der det er gjort få tidligere kvartærgeologiske studier. På bakgrunn av dette vil oppgaven være et nybrottsarbeid og dermed kanskje legge grunnlag for videre studier i området. Den aktuelle og pågående debatten om isens opptreden har gjort masteroppgaven både utfordrende og spennende å jobbe med.

1.2 Problemstillinger

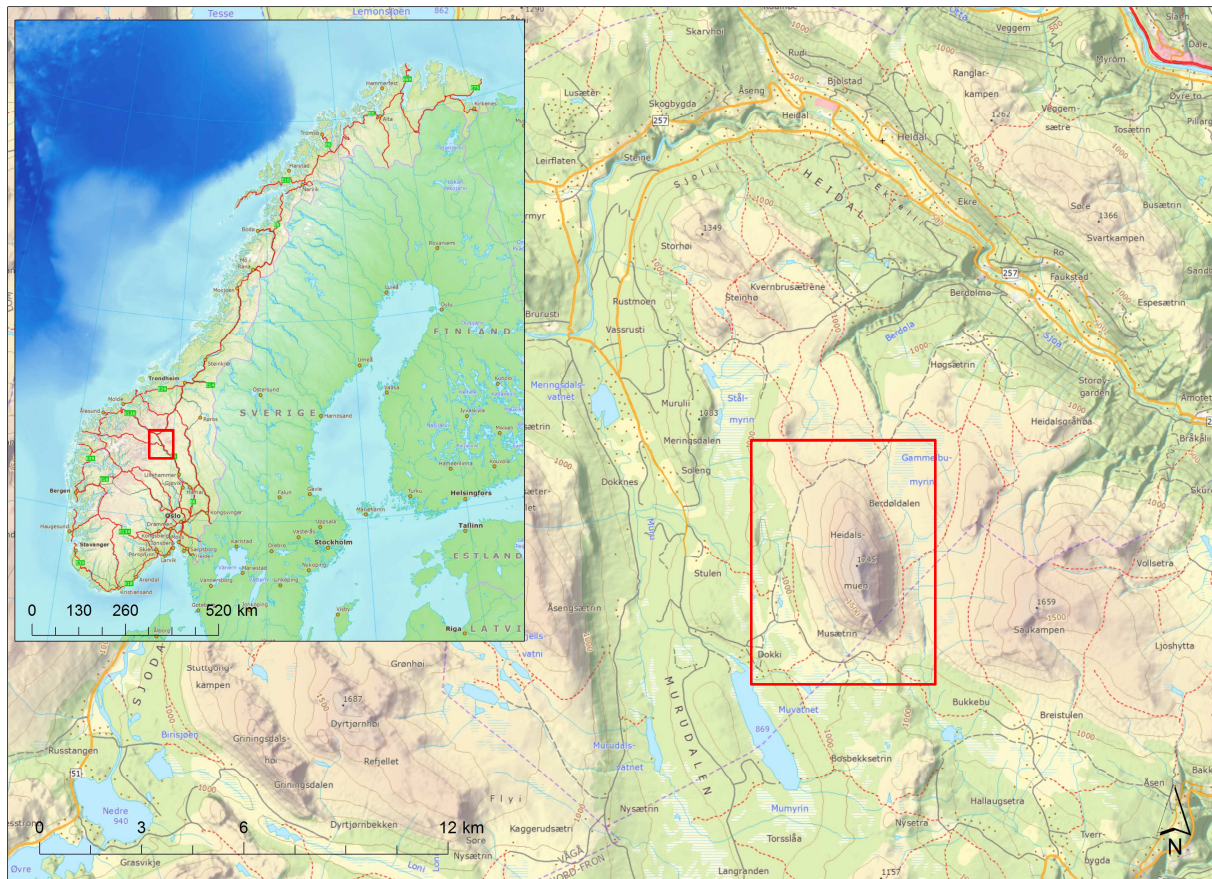
Hovedproblemstillinger:

HP 1: Hvordan kan flyttblokker brukes til å rekonstruere paleoisbevegelsesretninger over Heidalsmuen?

HP 2: I hvilken grad kan analyser av forvitningsmaterialet gi informasjon om forvitningsprosesser?

Sekundære problemstillinger:

- Hvor lå isskillet i forhold til Heidalsmuen under siste istid?
- Hvor tykt var isdekket over Heidalsmuen?
- Hvilke forvitningsprosesser er eller har vært aktive på Heidalsmuen?

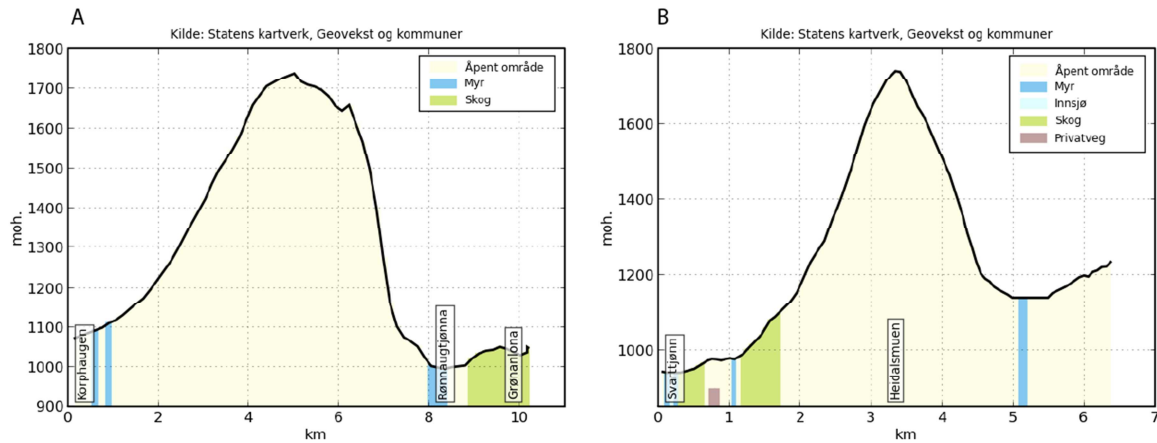


Figur 1.1: Lokalisering av feltområdet.

1.3 Områdebeskrivelse

1.3.1 Geografi

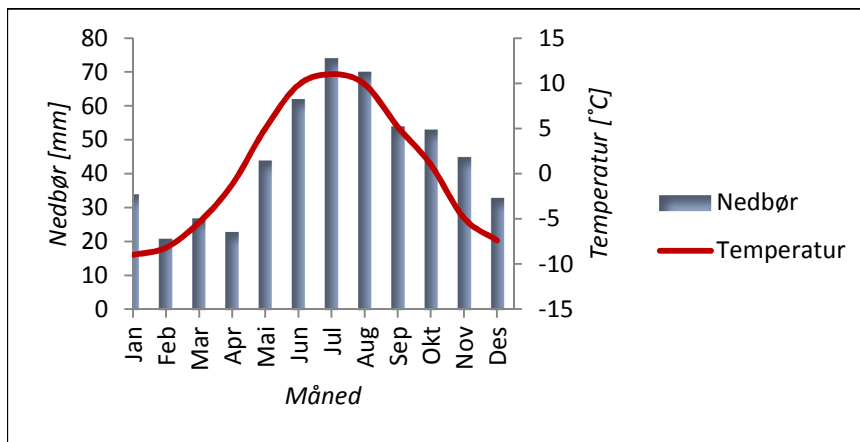
Heidalsmuen (1745 m o.h.) er et fjell i Sel kommune i Oppland fylke (figur 1.1). Fjellet ligger sør for tettstedet Heidal i Sjoadalen og ligger nær grensen til Nord-Fron kommune. Vest for Heidalsmuen ligger fjellområdene Jotunheimen og Valdresflya. I øst ligger Gudbrandsdalen og fjellområdet Rondane. Lågen er en av Norges lengste elver (204 km lang), og renner i Gudbrandsdalen. I Sjoadalen renner elva Sjoa som har sitt utspring i Sjoalsvannet i Valdresflya. Heidalsmuen er et isolert fjell og har en primærfaktor på 970 m. De nærmeste fjelltoppene er Saukampen (1684 m o.h.) i øst, og Sjugurdsjøpiggen (1634 m o.h.) i vest. Heidalsmuen har en avlang form med en slak nordside og en bratt sørside (figur 1.2).



Figur 1.2: Profil av Heidalsmuen. A: nord til sør profil. B: vest til øst profil

1.3.2 Klima

Værdata for Heidalsmuen er hentet fra nærmeste værstasjon på Skåbu i Nord-Fron, 12,9 km sør for fjellet. Stasjonen ligger på 928 m o.h. Området er relativt tørt med en gjennomsnittlig årsnedbør på 540 mm i perioden 1961-1991 (figur 1.3) (eklima, 2013). Det meste av nedbøren kommer om sommeren, med juli som den våteste måneden (74 mm).



Figur 1.3: Årsmiddeltemperatur og nedbør for Skåbu i Oppland, 928 m o.h., 12,9 km sør for Heidalsmuen.

Årsmiddeltemperat ur er 0,5°C. Januar er i snitt den kaldeste måneden (-9°C), og juli er den varmeste (11°C). Heidalsmuen ligger betraktelig høyere enn Skåbu og temperaturen er derfor vesentlig lavere med mer nedbør. Hvis en ser på årsmiddeltemperaturen (1961-1991) ved værstasjonen på Juvasshøe i Jotunheimen (1894 m o.h.) er den på -4.5°C. Dette er riktignok over 100 m høyere og mye lengere vest, men det er allikevel sannsynlig at Heidalsmuen har en årsmiddeltemperatur på -2 til -3°C.

1.3.3 Permafrost

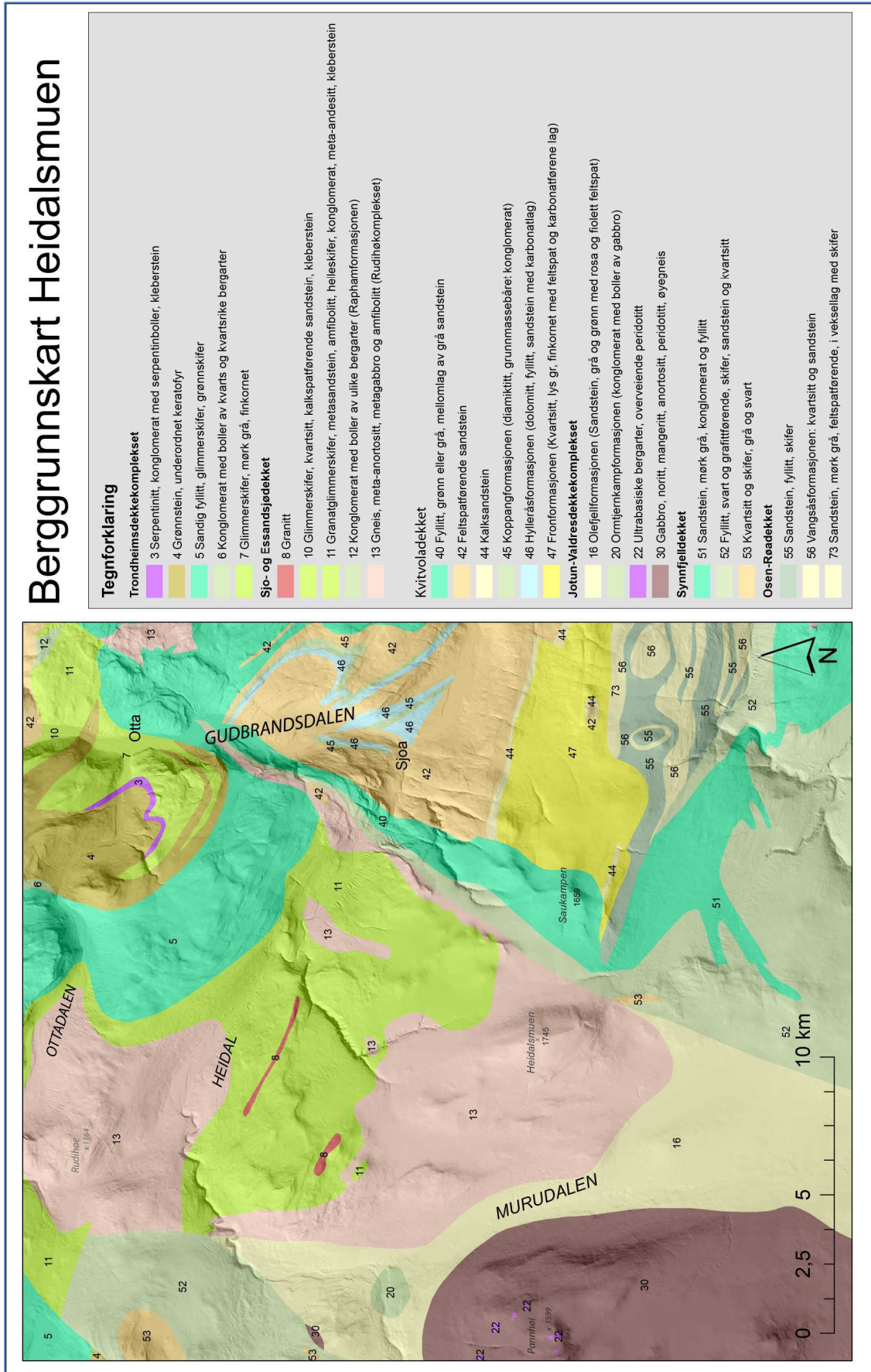
Den nedre grensen for permafrost i fjellområdene Jotunheimen og Dovrefjell er på henholdsvis 1460 m o.h. og 1490 m o.h. basert på BTS-målinger (Bottom temperature of snow) (Isaksen et al., 2002). Det er derfor naturlig å anta at Heidalsmuen også har permafrost. Den nedre grensen for permafrost i Sør-Norge går fra 1600 m o.h. på Vestlandet og beveger seg ned til ca. 1300 m o.h. på Østlandet, før den stiger når man beveger seg inn mot Sverige. Toppen av Heidalsmuen er dekket av forvittringsmateriale (NGU, 2013), Studier av blokkhav på Elgåhogna i Hedmark har vist en negativ temperaturanomali (1,3-2°C) med kaldere temperaturer sammenlignet med berggrunn og morener (Juliussen og Humlum, 2008). Hvis dette er tilfellet, kan permafrosten nå enda dypere i dette materialet. Foruten høyde, er det flere andre vesentlige faktorer slik som snødybde, topografisk skjerming og overflatekarakter som også påvirker utbredelsen av permafrost (Heggem et al., 2005). Det er derfor problematisk å tenke seg den nedre grensen som gjeldende over hele området.

1.3.4 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i Gudbrandsdalen er preget av ulike tektoniske dekker som utgjorde de østlige deler av den kaledonske fjellkjeden. Det geologiske kartbladet Lillehammer (Siedlecka et al., 1987), danner grunnlaget for følgende beskrivelser. Dekkeserien kan deles inn i fire enheter, som er fra bunn til topp: (1) det stedegne grunnfjellet av prekambriske magmatiske og metamorfe bergarter som er lite påvirket av kaledonske hendelser; (2) stedegen sedimentær lagrekke av senprekambrisk til underordovicisk alder; (3) en tjukk, skjøvet pakke av sedimentære bergarter med grunnfjellsflak tilhørende Osen-Rødekkekomplekset og (4) en tjukk sammensatt enhet bestående av sedimentære og omdannede bergarter. Den øverste pakken deles inn i fire tektonostratigrafiske enheter. Fra nederst til øverst; Synnfjellsdekket, dannet i tidligkambrium. Kvitvoladekkekomplekset deles inn i flere enheter, men er i Gudbrandsdalen dominert av fyllitt av ordovicisk alder. Jotun-Valdresdekkekomplekset består av (1) prekambriske dypbergarter, gangbergarter, og forgneisete sedimentære bergarter, og (2) lagpakker av sedimentære omdannede bergarter avsatt på det krystalline underlaget i sen-prekambrium til mellomordovicium. Rudihøkomplekset er en del av Sjodekket, og består av høymetamorfe granatholdige gneiser og amfibolitter og er underlaget til en tjukk lagpakke av omdannede vulkanske og sedimentære bergarter, Heidalsserien. Den øverste tektonostratigrafiske enheten er Trondheimsdekkekomplekset.

Pakken er kjennetegnet av grønnstein. Glimmerskifer, fyllitt og kalksilikatholdige skifre og gneiser er vanlige i grønnsteinsserien.

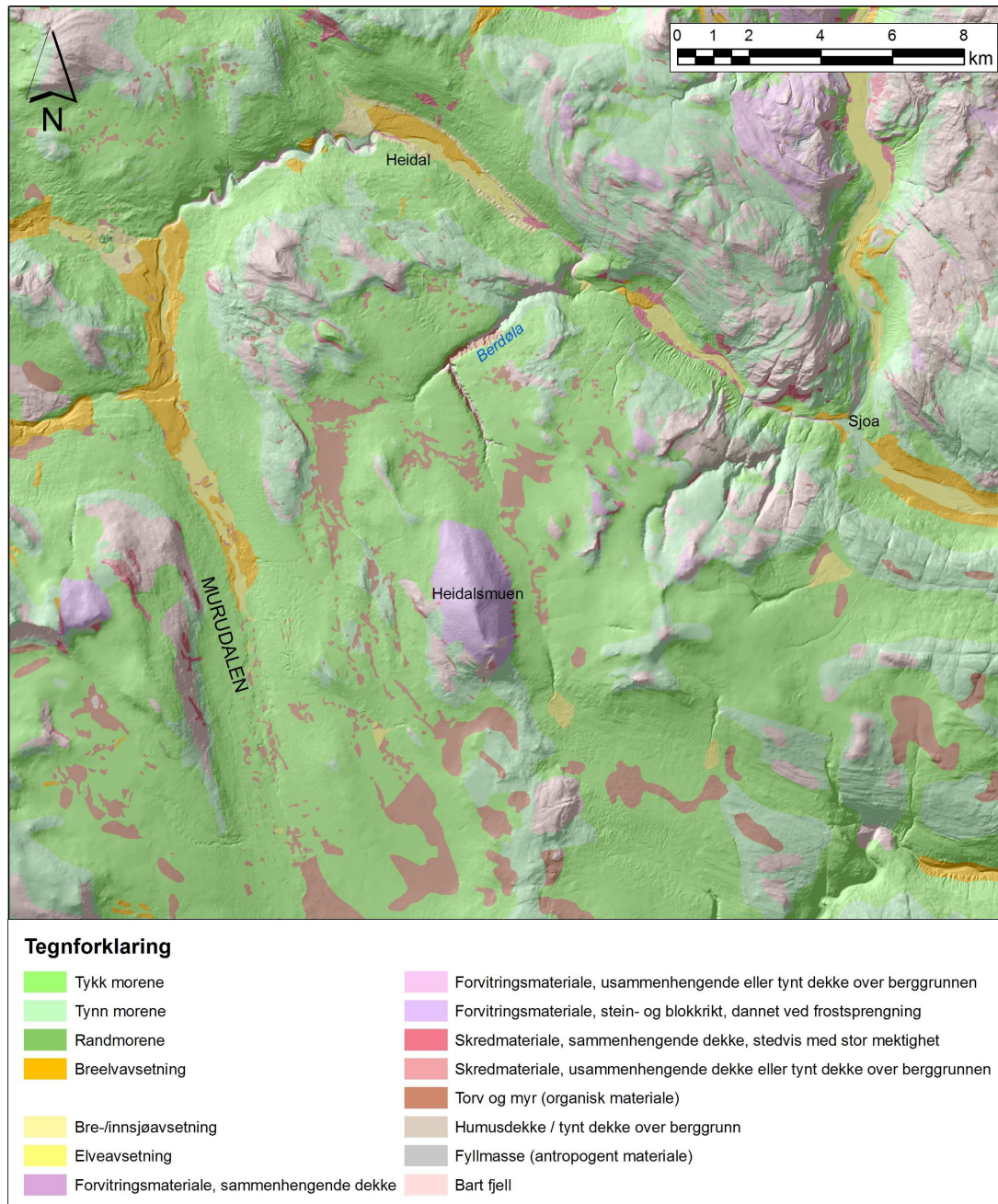
Heidalsmuen består av gneis, meta-anortositt, metagabbro og amfibolitt tilhørende Rudihøkomplekset (Siedlecka et al., 1987) (se figur 1.4). Den stedege berggrunnen består her av gneiser, lik de en finner flere steder i den kaledonske fjellkjeden. Rudihø er et fjellområde rundt 1100 moh, som ligger nord for Heidal. Området vest og sørvest for Murudalen ved Refjelli (1689 m o.h.), er preget av et større område med blant annet gabbro, anortositt, mangeritt og peridotitt, men er ifølge M.Heim (pers. med.) ikke kartlagt i detalj. Dette er en del av Jotunheimkomplekset med dypbergarter fra mellom-proterozoikum. Til tross for at Rudihø og Heidalsmuen er kartlagt til å tilhøre Rudihøkomplekset, er det forskjeller knyttet til deformasjon. Heidalsmuen er penetrativt forgneiset (nordøst-sørøst fallende foliasjon) under den øverste grønnskiferfasies. Rudihøkomplekset har bevart høygradsmetamorfose, som er vanlig for enheter like under trondheimsdekket (M.Heim, personlig med.). Rett sør for Heidalsmuen, sørøst for en regional normalforkastning, er fyllitt den dominerende bergarten i Kvitbergformasjonen som er fra kambrium og ordovicium. Storhø, rett nord om Heidalsmuen, består av granatglimmerskifer og meta-sandstein fra Heidalsserien (Siedlecka et al., 1987).



Figur 1.4: Berggrunnskart for området rundt Heidalsmuen. Beskrivelsene er basert på Siedlecka et al.(1987)

1.3.5 Geomorfologi og løsmasser

Det kvartærgeologiske kartet over Heidalsmuen (figur 1.5, NGU, 2013) viser at toppen er kartlagt som forvitningsmateriale. Fjellsidene viser spor etter ras i form av vifter. I de omkringliggende områdene Murudalen og Berdøldalen er det kartlagt tynt eller tykt morenedekke og sporadiske områder med torv og myr. I dalene er det stedvis store mektigheter med breelvavsetninger (figur 1.5).



Figur 1.5: Kvartærgeologisk kart for feltområdet. Heidalsmuen består for et meste av forvitningsmateriale med skredavsetninger, spesielt på østsiden. Det omkringliggende lavlandet består av morenedekke og torv.

1.4 Bakgrunn

1.4.1 Tidligere arbeider fra regionen

Heidalsmuen er ikke tidligere omtalt i kvartærgeologiske arbeider. Derfor vil jeg i dette avsnittet fremheve arbeider som har vært gjort i regionen. De sentrale deler av Østlandet har lenge vært et interessant område for kvartærgeologer (Mangerud, 1963). Kjerulf (1879) var av de første som tok i bruk glasiasjonsteorien. Endemorener nær kysten, som beskrevet av Esmark viste isdekkets utbredelse og under deglasiasjonen trakk ismarginen seg tilbake til fjellene. Dette var lenge den rådende teorien. Rekstad (1895) og Werenskiold (1911) mente å finne side- og endemorener i Gudbrandsdalen og så det som naturlig at breer hadde beveget seg ned fra fjellområdene. Debatten om setehøydene eller strandlinjene førte til teoriene hentet fra Agassiz om bredemte sjøer (Hansen, 1886; Schiøtz, 1895; Øyen, 1896; Reusch, 1900; Holmsen, 1915). Dette kunne ikke forklares ut ifra Kjerulfs teori og Reusch (1901a) tenkte seg derfor at mangelen på endemorener og eksistensen av bredemte sjøer støtter opp om at ismassen stagnerte og smeltet ned vertikalt. Arbeidene til Mannerfelt (1941, 1945, 1949) og Strøm (1945) støttet en vertikal nedsmelting etter at de studerte spylerekker i Rondane, enkelte opp til 1600 m o.h. Ramsli (1947) beskriver kort isutbredelsen og deglasiasjonen i Gudbrandsdalen. Holtedahl (1953) mener at grusmasser i Gudbrandsdalen kan ha vært oppfattet som endemorener ettersom Gudbrandsdalen har mindre løsmasser enn de østlige dalførene og posisjonen er nærmere Jotunheimen, et område som har hatt aktive breer i lengre tid. Gjessing (1955) mener heller at disse løsmasseavsetningene er glasifluviale avsetninger dannet ved iskanten. Han jobbet videre med deglasiasjonen av det sentrale Østlandet og mente at isdekkets kalving i havet førte til en hurtig drenering av isdekket før den vertikale nedsmeltingen fortsatte (Gjessing, 1965). Tollan (1963) beskrev isbevegelsesretningene i nordre delen av Gudbrandsdalen. Mangerud jobbet også i Gudbrandsdalen, blant annet med isavsmeltingen (1963), mammutfunn (1965), samt refugiedebatten (1973). Garnes og Bergersen (1980) undersøkte moreneravsetninger, skuringsstriper og laget en detaljert beskrivelse av hvordan deglasiasjonen forløp i Gudbrandsdalen. Bergersen et al. (1991) gjorde også funn av interstadiale sedimenter som ble datert til ca. 40 ± 7 ka. Sollid og Sørbel (1994) foreslår en soneinndeling av landformer som gjenspeiler hvilke deler av isdekket som var kald- og varmbaserte fra isoppbyggingen til deglasiasjonen. Dahl et al. (1997) presenterte nye data fra arbeider i Rondane som

konkluderte med en vesentlig tynnere innlandsis, helt ulikt den gjengse oppfatning om at siste istids maksimum (LGM) var et stort og tykt isdekk. Follestad (2001) rekonstruerte isdekkets tykkelse i Atndalen ved å studere smeltevannsformer. Follestad og Fredin (2007) jobbet også med isbevegelse i sen-weichsel for nordre Gudbrandsdalen og Trøndelag.

1.4.2 Bruken av provenance som geologisk arbeidsverktøy

Provenance er en metode hvor geografisk tilhørighet til mineraler eller bergarter bestemmes og brukes til noe. Et eksempel kan være å finne ut av hvor partiklene i sedimentære avsetninger stammer fra eller hvor istransporterte blokker har sitt kildeområde. Et annet eksempel er opphavet til IRD i dyphavskjerner. Tidlige arbeider innen glasiologi og geologi forsøkte å gi svar på hvordan store flyttblokker hadde nådd høyereliggende fjellområder eller fjelltopper. I 1787 beskrev sveitseren Bernhard Kuhn flyttblokker i Grindelwald-området som et resultat av at breens tidligere utbredelse. Hutton (1795) beskriver hvordan ikke-stedegne granittblokker er blitt fraktet til Jurafjellene av isen. (Se Nesje (2012) for en utfyllende diskusjon om utviklingen av istidsteorien).



Figur 1.6: Flyttblokken «Ruggå» i Valldal, Møre og Romsdal fylke. En blokk som har ligget der i minst 13 ka. Foto: Henriette Linge

Geikie (1873) var en av de første som prøvde å forstå flyttblokkenes vei med isen til endelig avsetning. Istidsteorien var på denne tiden mer etablert og akseptert av flere forskere (Nesje, 2012). Geikie beskriver i 1873 Darwins tidlige teorier om dette temaet. Darwin forholdt seg til Lyells oppfatning om at blokkenes posisjon på fjellene kunne forklares med at landet

var druknet på et tidspunkt og at det var isfjell som hadde avsatt blokkene. Geikie avviste dette og viste til at han og andre støttet opp om teorien om landbasert is. Observasjoner fra isbreer i alpene gav innsikt i hvordan blokker oppførte seg i isen. Noen blokker, skriver Geikie, er smeltet fram og ligger i en supraglasial posisjon nær breens terminus, men har ingen tydelige tilhørighet til fjellsidene høyere opp. Han tolket dette til å være blokker brutt av og

løftet opp fra bresålen. Forskerne var på denne tiden i startgropa av å forstå glasiologiske prosesser. Geikie kunne imidlertid ikke forklare blokkenes transportmåte til endelig avsetning, noe han overlot til fysikere.

Senere på 1800-tallet kom arbeider som knyttet blokker og avsetninger til et kildeområde, for deretter å anslå isbevegelsens retninger. Harmer (1928) reiste rundt i de sørlige delene av England på slutten av 1800-tallet for å kartlegge. Han så nærmere på flyttblokker og avsetninger som kunne knyttes direkte til et kildeområde av bestemt geologisk alder og geografisk område. Dette arbeidet førte senere frem til et kart som viste utbredelse av ulike flyttblokker i England og aktuelle isbevegelsesretninger. Kartet ble ikke utgitt før på 1940-tallet. Harmer foreslo i 1908 begrepet "North Sea drift" på avsetninger som inneholdt materiale av skandinavisk provenance. Dette ble senere undersøkt nærmere av Boswell (1916) som fant at sedimentene inneholdt bergarter som er vanlige i Norge slik som larvikitt, gneis, nordmarkitt og rombeporfyr.

I Norge var Hørbye (1855; 1857), Sars og Kjerulf (1860) og Kjærulf (1879) blant de første til å beskrive flyttblokker. Man var noenlunde enige om blokkenes provenance, men det var fortsatt uenighet om det var is eller vann som var den transporterende agensen. Av nyere arbeider som har brukt provenance som en sentral metode er det verdt å nevne Kjær et al. (2003). De beskriver flere isfremstøt i Danmark gjennom kvartærtiden. Forskerne mener avsetningenes innhold og form gir svar på hvor isen kom fra. Avsetningene inneholder ikke-stedegne bergarter som kan knyttes direkte til en region slik som Baltikum, Norge og Dalarna i Sverige. På Svalbard har provenance vært en sentral metode i arbeidet med å kaste lys over siste istid (30-11.7 ka) på Nordvest-Spitsbergen (Gjermundsen, 2012, 2013).

Et spektakulært eksempel er rekken av flyttblokker Foothills i Alberta i Canada, der det er funnet blokker hjemmehørende i Jasper nasjonalpark som er transportert mer enn 375 km sørover. En studie basert på eksponeringsdatering konkluderer med at alderen er sen wisconsin (weichsel) og at blokkenes transport er et resultat av Laurentide-isens møte med isbreer fra Rocky Mountains (Jackson et al., 1997).

1.4.3 Transport og avsetning av flyttblokker

Et aktuelt tema for denne oppgaven er hvorvidt ikke-stedegne blokker er å finne i feltområdet og hvordan og hvor fra disse er transportert før avsetning. Glasiologiske

prosesser kan forklare hvordan materialet tas opp og transporteres av isen samt hvilke betingelser som må være tilstede for at dette skal foregå. For bedre å forstå flyttblokkers rolle i et glasialt landskap må man ha fundamentale prinsipper for hvordan isen beveger seg og under hvilke forhold isbreer eroderer. I den følgende delen vil jeg derfor hovedsakelig fokusere på glasiologisk teori fra Benn og Evans (2010), men eksempler er hentet fra ulike forskere.

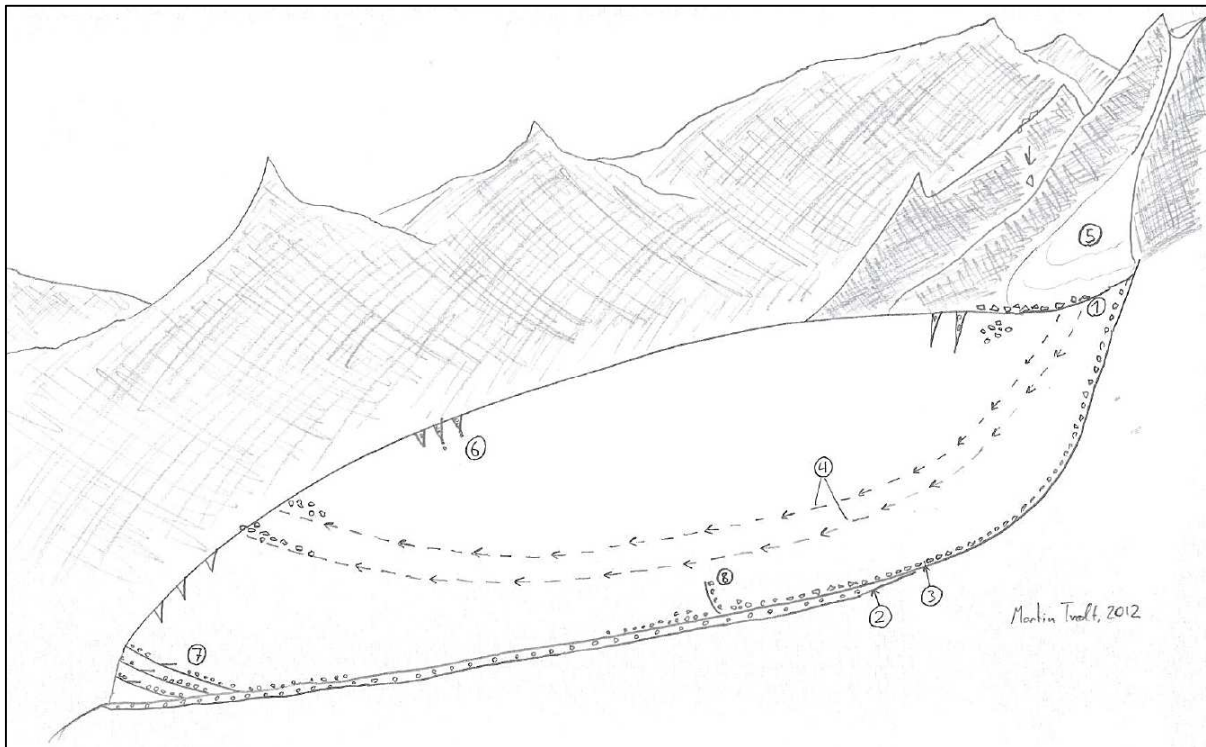
Isens evne til å erodere underlaget avhenger av blant annet istykkelse og tilstedeværelsen av vann ved bresålen. Dette er kjent som det effektive normaltrykket og er en funksjon av trykket fra vekten av den overliggende isen og det hydrostatiske trykket. Friksjonen ved sålen fungerer i praksis som en brems ved å regulere breens evne til å gli på underlaget. Isbreenes termale regime er en vesentlig faktor for bevegelse over tid. I isbreer der temperaturen ved bresålen er under trykksmeltepunktet, er breen i praksis frosset fast til underlaget. Friksjonen ved sålen kan således lettere holde igjen for press fra isen. Bevegelse foregår derfor som kryping lenger oppe i breen.

Hastigheter for isbevegelse i kaldbaserte breer har blitt målt både i Antarktis og i Asia, hvor breene har beveget seg noen få mm per år. I varmbaserte breer er det flere faktorer som påvirker isens bevegelse ettersom flytende vann eksisterer ved bresålen. Hindre, slik som topografiske høyder i berggrunnen eller større blokker, kan føre til økt trykk oppstrøms. Trykket fører til at bresålen smelter oppstrøms, og fryser på igjen nedstrøms av hinderet der trykket er lavere. Dette er kjent som regelasjon og foregår over små hinder. Grunnen er at latent varme utløses under gjenfrysingen nedstrøms og dette hjelper til med smelting av is oppstrøms. Store hinder er følgelig vanskeligere å varme opp. En annen måte isen kan passere disse hindrene på er ved å deformere seg rundt hindrene ved økt kryp. Dette skjer ved at det er økt strekk og stress oppstrøms av hinderet. Isen modifierer derfor sin form for lettere å kunne komme rundt. Økt kryp er mer vanlig der hindrene er store. Tilstedeværelsen av løsmasser eller oppløst materiale ved bresålen øker også friksjonen. Eksperimenter utført ved Svartisen (Iverson et al., 2007) viser at friksjonsmotstanden øker når det effektive normaltrykket er høyt og motsatt.

Subglasialt vann har også en funksjon i forhold til eksistensen av hulrom under breen. Disse hulrommene skapes der vanntrykket overgår presset fra den overliggende isen. Dette foregår gjerne nedstrøms av hindre der trykket er lavere. Hulrom er således avhengig av underlagets topografi. Ved at en større del av bresålen ikke er i kontakt med underlaget økes

belastningen på de delene som er i kontakt med underlaget. Dette vil igjen føre til regelasjon og isdeformasjon. Reduksjon av breens friksjonsmotstand er et resultat av dette. I områder der underlaget ikke består av fast berggrunn kan det underliggende materialet lettere deformeres under presset fra isen og friksjonen påført av breens bevegelse.

Subglasial erosjon foregår når breen eroderer underlaget når mindre partikler skurer mot



Figur 1.7: Tilførsel og transport av steinmateriale gjennom en dalbre. (1) Steinsprang og snøskred akkumuleres supraglasialt og blir del av ismassen ved akkumulasjon og via sprekker. (2) Bunnmorene. (3) Den basale trekksonen som er i kontakt med sålen. (4) Isbevegelse sørger for at materiale fra akkumulasjonssonen transporteres til ablasjonssonen. (5) Snøskred som inneholder bergfragmenter. (6) Sprekker i isen med materiale. (7) Materiale heves opp fra sålen av skjærkrefter i isen. (8) Sone der skitten is løftes opp grunnet konfluens i ismassen. Illustrasjon: Martin Tvedt

berggrunnen. Plukking skjer når breen river løs større bergfragmenter fra underlaget. Sprekker i berggrunnen danner naturlige svakhetspunkt. Også kaldbaserte breer utøver en mer begrenset form for erosjon av underlaget (Boulton, 1979; Fitzsimons et al., 1999; Fitzsimons, 2000).

Materiale tilføres isbreer enten subglasialt som erodert materiale eller supraglasialt fra dalsider og nunataker via snøskred og steinsprang fra mekanisk forvitring. Den videre transporten av dette materialet skjer subglasialt, englasialt eller supraglasialt. Materialets form antyder transportmåte gjennom isen. Aktiv transport foregår subglasialt og gir en mer kantrundet form ettersom materiale er utsatt for abrasjon i kontakt underlaget. Passiv transport av steinmateriale foregår lenger oppe i ismassen. Materialet utsettes for mindre

erosjon og har en kantet form. Glasifluvial transport foregår gjennom isens smeltevannnettverk og det er her sedimentene fraktes igjennom i ablasjonssesongen. Denne formen for transport kan frakte større mengder materiale enn transport ved isbevegelse. Det skal nevnes at selv om materiale gjennomgår passiv transport, kan partiklene reduseres i størrelse ved at (i) partikler knuses mot hverandre underveis, (ii) mekaniske og kjemiske forvitningsprosesser foregår underveis. Partiklenes form, rundingsgrad og overflatetekstur kan derfor brukes til å definere transportprosessen. Den endelige formen påvirkes ikke bare av transportmåte, men også av litologi. Materiale som har gjennomgått aktiv transport påvirkes av oppsprekking, men også av kantrunding ved abrasjon. Partiklene er derfor hverken godt rundet ei heller kantet (angulære).

1.4.4 Blokkhav

Fjelltoppen Heidalsmuen har et dekke av forvitningsmateriale. Dette er materiale som er dannet av kjemisk og mekanisk forvitring av lokal (autoktont) eller ikke-lokal (alloktont) bergart og består av kantet stein og blokk med finere materiale i mellom (Nesje et al., 1988). Blokkhav er et begrep som gjerne nyttes om disse forvitningsdekkene (Ballantyne, 2010) og knyttes oftest opp mot et tidligere eller nåværende periglasialt miljø eller neogen opprinnelse ved dypforvitring.

Autoktone blokkhav kan ha blitt bevart under kaldbaserte lav-erosive isdekker eller være et resultat av langvarig isfrie forhold. Ballantyne (2010) nevner tre ulike typer blokkhav; (I) åpent blokkhav, preget av store kantete blokker med lite finmateriale, gjerne gneis eller granitt, (II) sandrikt diamikton med større blokker i en matriks av finere materiale finnes oftest i sandstein og granitt, (III) siltrikt diamikton med større blokker i en matriks av finere materiale er mer vanlig i glimmerskifer og skifrige bergarter. Dannelse og alder til blokkhav er omdiskutert. Ballantyne (2010) oppsummerer to forklaringsmodeller, den neogene hypotesen og den periglasiale hypotesen, og forener de to.

Den neogene hypotesen hevder at blokkhav befinner seg på nedtærete platåer som er hevet tektonisk (Ballantyne, 2010). Et høyt innhold av leire og silt samt leirmineraler som kaolinit og gibbsitt kan være et resultat av kjemisk forvitring som har foregått før glasiale tider i et varmere miljø (Nesje et al., 1988; Paasche et al., 2006). Denne teorien har høstet kritikk av Ballantyne (2010) som mener en viss grad av kjemisk forvitring foregår under kalde klimatiske forhold og at høyt leirinnhold nødvendigvis ikke er analogt med et varmt klima.

Den periglasiale hypotesen vektlegger mekanisk forvitring og at forvitringen har foregått gjennom kvartær tid. Ballantyne (1998) fant både gibbsitt og kaolinit under undersøkelser i Skottland, men hevdet dette kunne være dannet under interglasiale forhold. Goodfellow et al. (2009) konkluderte med at et lavt leirinnhold, lite kjemisk forvitret materiale og dominans av kantete blokker er et resultat av mekanisk forvitring og kan følgelig ikke ha et neogent opphav. Ballantyne (2010) tar til orde for at begge hypoteser kan være riktige. Blokkhav kan ha hatt en annen sammensetning preget av kjemisk forvitring i pre-kvartær tid for deretter å bli utsatt for mekanisk forvitring gjennom kvartærperioden frem til nåtid. Landformer som tors, som er former i fast fjell som har motstått forvitring og som ofte står opp av blokkhav, har som nevnt vært antatt å være av pre-kvartær alder. Eksponeringsdatering av slike landformer har imidlertid gitt aldere fra tidlig pleistocen og mellom-pleistocen (Ballantyne 2010). Følgelig har overflatesenkningen foregått gjennom kvartær tid. En alternativ forklaring er at blokkhav er dannet under deglasiasjonen eller postglasialt (Dahl, 1966). Nye data fra fjelltopper i Skottland (Fabel et al., 2012) viser eksponeringsdateringer av flyttblokker som gir aldre på 14-16 ka, altså etter LGM. Kald is kan derfor ha bevart blokkhav gjennom siste istid og dette støtter offshoredata som viser at det britiske og det fennoskandiske isdekket møttes i Nordsjøen under MIS 2 (Bradwell et al., 2008; Sejrup et al., 2009).

Strømsøe og Paasche (2011) mener det generelt er utfordrende å anslå viktigheten av ulike forvitningsprosesser som virker inn på blokkhav på høyere breddegrader, ettersom parametere som nedbør og temperatur har endret seg mye gjennom dannelsesprosessen. Et felles forvitningsmønster er derfor vanskelig å identifisere og forskningens forståelse av forvitningsprosesser over lengre tidsskala er liten.

ICE hypotesen (is-klima-isostasi) (Nielsen et al., 2009) er en ny modell for å forklare tilstedeværelsen av fjell i vestlige Skandinavia. I stedet for tektonisk heving i kenozoikum, foreslås det at hevingen skyldtes intensivering av denudasjon drevet av klimaendringer. Blokkhav, som dekker flere av disse gamle flatene er et relevant tema i denne debatten, men som ikke er fokusert på i de nye modellene. Blokkhav kan derfor være et lett oversett element i landskapsutviklingen i Skandinavia.

1.4.5 Weichsel

Kvartær er den yngste geologiske tidsperioden og er karakterisert av hyppige klimaendringer. Perioden startet for ca. 2.58 Ma. Det er en periode preget av store kontraster i klima, fra svært kalde forhold med store nedisinger til varmere forhold enn det vi har i dag (Lowe og Walker, 1997). Kunnskap om denne perioden er basert på stratigrafiske bevis fra marine sedimentkjerner og iskjerner, og spredte, fragmenterte avsetninger på land, samt landformer som har overlevd kvartær (Mangerud, 2011).

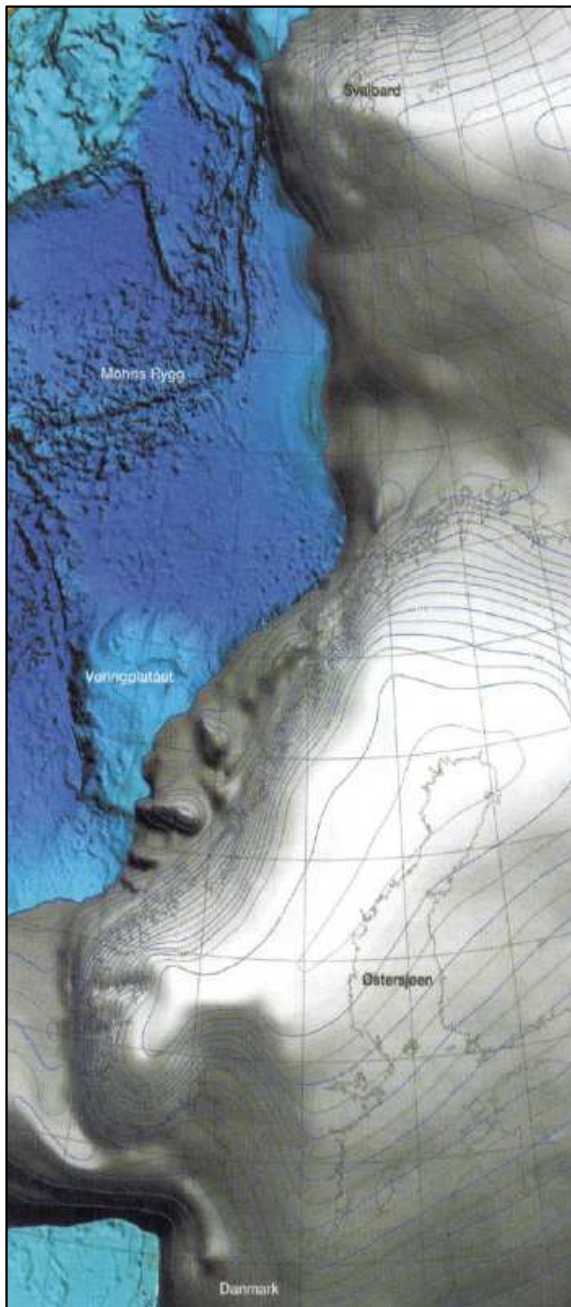
Dyphavskjerner gir det mest komplette og sammenhengende klimaarkivet gjennom Kvartærperioden, men det er svakheter knyttet til korrekte aldre når materiale er eldre enn rekkevidden til ^{14}C -metoden. Sammensetningen av oksygenisotoper analysert fra foraminifera i dyphavskjerner kan gi informasjon om det globale isvolumet og havnivåendringer. Lettere oksygenisotoper (^{16}O), vil lettere fordampe fra havvann enn tyngre oksygenisotoper (^{18}O) fra havet og deretter falle som nedbør. Breis har derfor et høyere innhold av ^{16}O . Forholdet mellom disse to isotopene kan gi informasjon om isvolum og havnivåendringer (Benn og Evans, 2010). Iskjerner er også en vesentlig kilde til informasjon om tidligere tiders klima. Breen akkumulerer et nytt snølag hver vinter. Luftbobler som befinner seg i dette snølaget reflekterer atmosfærens sammensetning under avsetning. På denne måten kan man analysere innholdet av drivhusgasser. Lagene i isen deformeres imidlertid under trykk og dette gjør at iskjerner ikke går tilbake like langt som marine sedimentkjerner. Iskjernen Epica fra Antarktis går allikevel tilbake 740 000 år og dekker åtte glasialsykluser (Nesje, 2012).

Arbeidet med å konstruere en kronologi og en forståelse av hvilke hendelser som skjer hvor og til hvilken tid i en glacial syklus er krevende, og flere forskere har utarbeidet sine egne glasiasjonskurver basert på egne data og sammenligninger med andre arbeider. Perioden weichsel korreleres med MIS (marine isotope stage) fra 1-5, der 5e er siste interglasiale periode, eem, en periode som ikke er en del av weichsel. Ismarginen hadde flere mindre fremrykk i tidlig weichsel, før isdekket nådde sin maksimale utbredelse i sen-weichsel ved LGM i MIS 2 (Mangerud et al., 2011; Nesje, 2012). Denne perioden består ikke bare av et enkelt brefremrykk, men kompliseres av flere fremrykk og tilbaketrekninger i tidsrommet 30-18 ka, der hendelsene er tidstransgressive i isdekkets forskjellige sektorer (Olsen et al., 2001; Vorren og Plassen, 2002; Sejrup et al., 2009; Mangerud et al., 2010). Det er allikevel bred enighet om isdekkets laterale utbredelse helt ut til kontinentalsokkelens

grense under denne perioden. Sejrup et al. (2009) mener også at det britiske og det fennoskandiske isdekket vokste sammen i Nordsjøen i tidsrommet 29-25 ka.

1.4.6 Isdekkets vertikale utbredelse

Et svært omdiskutert og debattert tema er tykkelsen på det fennoskandiske isdekket i weichsel og da kanskje spesielt under LGM. Temaet ble bragt på banen allerede på slutten av 1800-tallet (Blytt, 1881; Sernander, 1896) da botanikere hevdet at fjelltopper kunne ha vært nunataker og fungert som refugier for arter man trodde hadde overlevd istiden. Det oppsto en debatt om hvorvidt artene hadde immigrert etter siste istid, såkalt post-glasial immigrasjon, eller om artene overlevde på stedet gjennom siste istid. Det er blitt foreslått en rekke plante- og dyrearter som kan ha overlevd, deriblant karplanter på Grønland (Warming, 1888), fjellplanter i Skandinavia (Nordhagen, 1936; Dahl, 1955, 1963; Nordhagen, 1963), bjørk (Böcher, 1956), biller (Lindroth, 1963), lav (Lynge, 1939; Cernohorsky, 1963; Printzen et al., 2003), jordormer (Omodeo, 1963), marine alger (Oppen et al., 1995), marine virvelløse dyr (Wares og Cunningham, 2001), fugler (Holder et al., 1999), furu (Kullman, 2000) og lemmen (Fedorov og Stenseth, 2001). Et kontroversielt forslag var glasial overlevelse for de fleste plantearter på Svalbard, som et resultat av øygruppens isolerte posisjon (Hadac, 1960; Rønning, 1963). Fram til 1960-tallet var det bred enighet blant biogeografer om at de endemiske artenes spredte utbredelse bare kunne forklares med *in-situ* overlevelse gjennom siste istid. Dette var også konklusjonen etter Reykjavik-symposiet i 1962 (Löve og Löve, 1963). Det fantes imidlertid forskere som var skeptiske (Fægri, 1960; Danielsen, 1971). Argumentene for glasial overlevelse er at (I) svært mange endemiske taxa, deriblant karplanter, ble sett på som et klart bevis på overlevelse og (II) mangelen på utbredelsesmekanismer hos mange arter innenfor tidligere glasierte områder (Brochmann et al., 2003). Den såkalte sentriske distribusjon av arter i Skandinavia ble brukt som et tegn på at arter kunne overleve på nunataker (Nordhagen, 1936; Dahl, 1955). Denne hypotesen ble testet av Paus et al. (2006) som fant spor etter pionérvegetasjon i en innsjø 1100 m o.h. trolig så tidlig som 16 ka. Dette støtter et tynt, flerdomet isdekke med nunataker der arter kunne overleve under glasiasjonen. En tidlig migrasjon fra disse første isfrie områdene kan derfor forklare artenes sentriske utbredelse.



Figur 1.8: Maksimumsmodellen. (Ottesen og Riise, 2006)

Senere kom flere bidrag som nyanserte synet på glacial overvintring. Nordal (1987) mente at en spredning av artene sannsynligvis er forårsaket av sjøis, isfjell og fugler. Alsos (2001; 2002; 2003) har senere vist at arter som blåbær, bregner og fjellbjørk har spredd seg med fugler over store områder i Arktis. Birks (1994) mener pre-LGM fossiler, som kan være et definitivt bevis på glacial overlevelse er ennå ikke funnet. På Andøya ble det imidlertid funnet spor etter pollen fra karplanter tilbake til 22 ka i en innsjø (Vorren et al., 1988; Alm og Birks, 1991; Alm, 1993). Et tidligere isfremstøt gjør at en ikke kan spore en kontinuitet i disse plantenes tilstedeværelse. Allikevel er disse funnene er blitt brukt til å støtte nunatak-hypotesen (Brochmann et al., 2003). Nye data på furu-DNA på Andøya og i Trøndelag (Parducci et al., 2012) foreslår imidlertid at disse artene overlevde i refugier gjennom store deler av siste istid. Bennike (1999) mener arter som eventuelt kunne ha overlevd istiden må ha vært svært hardføre,

ettersom temperaturene på Grønland (rekonstruert fra iskjernerdata) var kaldere enn tidligere antatt. Nye metoder innen DNA og molekylære studier har gjort det mulig å analysere egenskaper i genene hos ulike arter. Studier av reinsdyr (Flagstad og Røed, 2003) viste at disse overlevde utenfor isdekkets grenser, for senere å kolonisere områder som Svalbard, Fennoskandia, arktisk Canada og Grønland. Det samme gjelder arktisk røye, en art som tidligere ble antatt å være endemisk på Svalbard (Brunner et al., 2001). Til tross for mange arters atskilte utbredelse og mangel på utbredelsesmekanismer i den nord-atlantiske

regionen, har molekylære studier vist at egenskapene i genene (genotyper) hos populasjonene er svært like. Molekylærdata kan imidlertid ikke si noe om lokaliseringen av eventuelle refugier så lenge en ikke har fossiler. Andelen endemiske arter i den nord-atlantiske regionen anses også for å være svært liten sammenlignet med alpine regioner utenfor isdekkets grenser. I motsetning til sentral- og Sør-Europa der de endemiske artene er innenfor et mer begrenset område (Schönswetter et al., 2005), er artene i Nord-Atlanteren spredt over mange isolerte områder som indikerer migrasjon (Brochmann et al., 2003).

Maksimumsmodellen hevder isen var høyere enn de høyeste fjellene i Skandinavia og at isdekket hadde en dome (figur 1.8) (Vorren, 1977; Andersen, 1981; Boulton et al., 1985; Holmlund og Fastook, 1995; Siegert et al., 1999; Boulton et al., 2001; Siegert et al., 2001; Mangerud, 2004). Flere av disse arbeidene har støttet seg til resultater fra glasiologiske modeller basert på klimadata, ofte basert på en eller flere antagelser. Videre fungerer modeller som en forenkling av virkeligheten og har begrensninger på en regional skala (Mangerud, 2004). Et annet argument er hvordan glasio-isostatiske modeller viser hvordan landoverflaten har hevet seg etter deglasiasjonen, en prosess som fortsatt pågår (Fjeldskaar et al., 2000; Stewart et al., 2000). Maksimumsmodellen utelukker derfor refugieteorien.

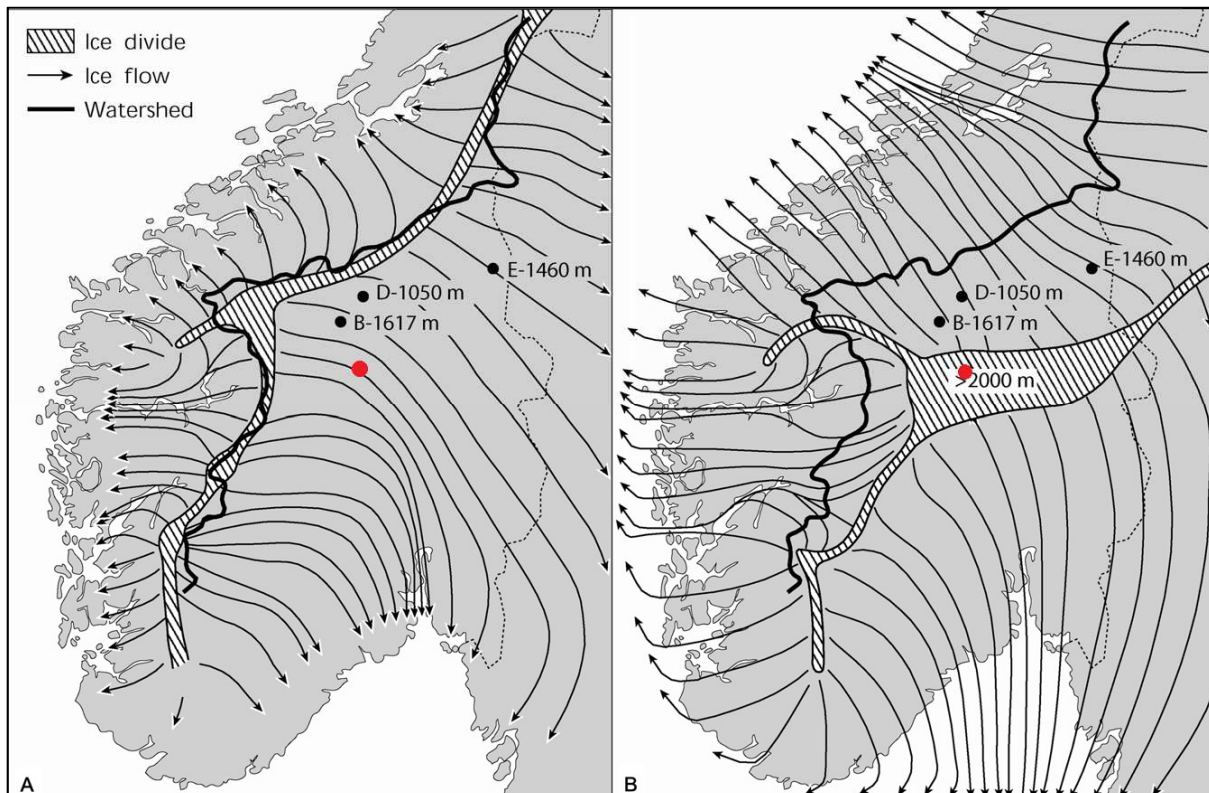
Minimumsmodellen (Nesje et al., 1988; Dahl et al., 1997; Follestad, 2003; Paus et al., 2006) hevder at isdekket under LGM var flerdomet. Dette støttes av funn av makrofossiler (Allen og Huntley, 1999; Kullman, 2001, 2002, 2004). Eksistens og bevaring av blokkhav i høyereliggende fjellområder, samt spor etter subaeril forvitring og endemorener i botner, er noen av argumentene for at isdekket ikke var tykt som modellene viser. Under blokkhavsgrensen er det funnet tydelige spor etter skurt berggrunn, og denne grensen er kjent som en trimlinje. Det kan være at isen nådde opp til denne grensen eller at linjen representerer en termisk grense i isdekket og at kaldbasert eller lav-erosiv is eksisterte over dette nivået. Nesje et al. (1994) mener allikevel at en slik termisk grense ikke er stabil nok til å opprettholdes inne i isdekket over lang tid og over lang avstand.

Eksponeringsaldre fra fjelltopper i Sør-Norge viser aldre som er eldre enn LGM i blokkhav og på fjelltopper, mens dateringer gjort på flyttblokker viser betydelig yngre aldre nær deglasiasjonen (Linge et al., 2006; Goehring et al., 2008). Resultatene foreslår enten (1) eksistensen av et tynnere isdekke øst for vannskillet, i strid med flere glasiologiske modeller, eller (2) lav-erosiv kaldbasert is i de øvre delene av isdekket, som bevarte blokkhavene

gjennom flere glasialer. Eksponeringsaldre fra fjelltopper i Skottland støtter det sistnevnte (Fabel et al., 2012). Dahl et al. (2004) argumenterer for at isdekket i de østlige, sentrale delene av Sør-Norge gradvis ble mindre gjennom weichsel, noe som kan sies å være i strid med den gjeldende oppfatningen om at den siste frontposisjonen (LGM, se figur 1.8), er det tykkeste isdekket.

1.4.7 Is skillet og spor etter ulike termiske regimer

I et isdekke vil isbevegelsen spre seg ut fra et eller flere spredningspunkt som danner et isskille. Under selve isskillet er det ingen bevegelse foruten den vertikale bevegelsen gjennom kompaktering av nye lag med snø og is. Ytterligere breoppbygging eller nedsmelting fører til at isskillet endrer posisjon og dermed endrer brebevegelsen (Benn og Evans, 2010). I et tidligere glasiert landskap vil derfor spor etter tidligere isbevegelse kunne



Figur 1.9: Is skilletets posisjon i tidlig-weichsel, nær vannskillet. B: Is skilletets beliggenhet under LGM. Lokalitetene Blåhø (B), Dørålen (D) og Elgåhogna (E) er tegnet inn (Vorren og Mangerud, 2008; Mangerud, 2011). Den sorte streken angir vannskillet. Den røde prikken viser lokaliseringen av Heidalsmuen.

reflektere flere ulike bevegelsesretninger. Kleman et al. (2008) hevder morenedekkerne i Skandinavia viser en indre sone, en intermediær sone og en ytre sone preget av skurt berggrunn med spredte moreneavsetninger. Den indre sonen, som dekker sentrale områder i Fennoskandia samt Østersjøen, er avsetningene etter et fjellsentrert isdekke som eksisterte tidlig i kvartær. Avsetningene har motstått erosjon fra de påfølgende store isdekkene ettersom de lå under isskillet.

Den romlige fordelingen av spor i form av avsetninger og erosjonsformer i et tidligere glasiert landskap, er en kilde til å forstå isdekkets termale regime. Nettopp dannelsen av glasiale landformer er et resultat av en periode med varmbasert is og økt erosjon, etterfulgt

av bevaring ved kaldbasert eller lav-erosiv is. Migrasjonen av isskillet gjennom en glacial syklus avgjør hvor varme og kalde soner i isen er (Benn og Evans, 2010). Flere studier fra Fennoskandia har påvist områder med kald- og varmbaserte soner og hvordan landformer kan vise bevegelsesretninger (Kleman, 1994; Kleman og Borgström, 1994; Kleman et al., 1999; Kleman og Hättestrand, 1999; Fabel et al., 2002)

Isskillet i det fennoskandiske isdekket har vært et diskusjonstema i lang tid. Sars og Kjerulf (1860) mente isskillet lå i de sentrale fjellområdene i Sør-Norge. Schiøtz (1892) mente isskillet først lå ved vannskillet, deretter migrerte mot sørøst, og så returnerte mot vannskillet da isdekket ble mindre. Hansen (1895) foreslo at isskillet beveget seg sørover og dermed demmet opp det vi kjenner som Nedre Glåmsjø, en stor bredemt sjø. Dette baserte han på strandlinjene i de øvre delene av Gudbrandsdalen og Nord-Østerdalen (1.4.1). Hansen mottok kritikk både av Schiøtz og Blytt, som begge mente at det naturlige var en tilbaketrekning til fjellområdene i Jotunheimen. Blytt skriver:

«Vore høieste fjeld er endnu de, som har mest sne og is», mens der på hine lavere fjeld østenfor vandskillet, hvor ifølge Hansen den sidste brærest skal ha ligget, findes kun lidet evig sne og is og ikke spor av jøkler» (gjengitt fra Hansen, 1895)

Hansen fikk støtte av Holmsen (1915) og det var senere ideen om de bredemte sjøer som ble gjeldende i debatten om isskillet. Strandlinjene ble brukt som bevis for et glasieringssenter i Rondane (Holmsen, 1915; Mannerfelt, 1940), og at isskillet hadde migrert mot sør og dannet en linje fra Femunden i øst via Atndalen til Jotunheimen i vest. Vorren (1977) tenker seg isskillet nært vannskillet i midt-weichsel, deretter har det migrert mot sørøst ved Femunden under LGM, før det beveget seg mot vest og isdekket delte seg opp i flere domer i preboreal. Bergersen og Garnes (1980) mener siste istid består av fire faser. Den første fasen, A, er preget av dalbreer. I fase B, hovedfasen, er isskillet lokalisert nært vannskillet. Under LGM i fase C, når innlandsisen sitt maksimum, og isskillet ligger nå lengre S og er lokalisert fra Jotunheimen og over midtre deler av Gudbrandsdalen. I den yngste fasen, D, deglasiasjonen, drenerer smeltevannet over vannskillene, styrt av isbevegelsen.

Mangerud (2011) beskriver iskillets bevegelse fra en tidlig posisjon nær vannskillet, til en posisjon lengre sør. Heidalsmuen er i denne tolkningen lokalisert rett under isskillet i sen-weichsel (figur 1.9).

2 Metode

2.1 Feltforberedende arbeid

Under forberedelsene til feltarbeidet ble 3D-plattformen *Norge i 3D* brukt. Dette er en digital terrengmodell drapert med flyfoto. Dette gir brukeren anledning til og «fly» rundt i landskapet slik at en kan studere fenomener som er nyttige å se i 3D slik som fjell eller andre topografiske objekter i et landskap. Berggrunnskartet for området (Siedlecka et al., 1987) var en viktig ressurs med tanke på hvor aktuelle kildeområder er og hvilke bergarter en kan finne i feltområdet. NGUs løsmassekart på nett (NGU, 2013) ble brukt i mindre grad ettersom toppen ikke er kartlagt i større detalj.

2.2 Prøveinnsamling

Feltarbeidet ble gjennomført i juli og september 2012. På grunn av vanskelig værforhold i juli, ble det meste av materialet samlet inn i september. Feltarbeidet ble gjennomført på fem dager.

2.2.1 Utstyr, programvare og kart

GPS-mottakeren Garmin Oregon 450® ble nyttet i felt med den kompatible programvaren Garmin Basecamp® der en kan se på data i etterkant og se punkter i et topografisk kart. Det topografiske papirkartet i Norge-serien® fra Nordeca, Otta (1:50000), ble brukt til orientering. Det ble tatt bilder med et Canon® digitalt kompaktkamera. ESRI ArcGIS® ble benyttet til å lage egne kart.

2.2.2 Blokkinnsamling

Prøvetaking av blokker ble gjort ved å gå bestemte transekter eller linjer over fjellet eller i terrenget. Hovedtransektet går fra sør til nord. Flere kortere transekt ble gått på tvers og i ulike høyder. Enkelte områder ble utelatt fra prøvetaking grunnet rasfare. Ulike blokker ble samlet inn basert på utseende, form og farge. Det ble også prøvetatt materiale fra områdene rundt fjellet for å få bedre kjennskap til berggrunnen i området. Hver prøve ble merket med navn, UTM-koordinater og avbildet. Håndstykker ble brutt løs fra større blokker. Enkelte blokker er kun avbildet da prøvetaking var problematisk. Prøvene ble deretter oppbevart i poser som forhindrer fuktighet og mugg.

2.2.3 Dybdeprofil

To hull ble gravd på toppen, et på nordsiden og et på sørsiden. Det ble det samlet inn prøver av materiale fra bunnen og toppen fra hullet på nordsiden. Dette ble tatt videre til XRD-analyse (2.2.5).

2.3 Laboratorieanalyser

Prøvemateriale fra blokkhavet ble tatt videre til XRD-analyse og enkelte blokker av peridotitt ble prøvetatt for videre XRF-analyse av forvittringshud.

2.3.1 XRF

XRF står for x-ray fluorescence eller røntgenfluorescens. Atomene i en prøve blir eksitert av røntgenradiasjon. Karakteristisk fluoreserende røntgenstråling fra grunnstoffene blir deretter fanget opp av et spektrometer. Energien eller bølgelengden til røntgenstrålene blir brukt til å identifisere elementene i prøven. Elementene i prøven kan identifiseres ved hjelp av lokaliseringen av energitoppene langs et horisontalplan. I teorien er antallet produserte røntgenstråler proporsjonalt med antallet atomer i en prøve (Mosleys lov). Dermed kan kvantitative elementkonsentrasjoner fastsettes fra intensiteten i energitoppene (Santiago, 2012). Utstrålingsintensiteten i røntgenstrålene angir konsentrasjonen av elementene. Elementer som kan spores ved denne analysen er hovedelementene Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe og visse sporelementer som Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Ba, Pb, Th og U.

De eksiterende røntgenstrålene kan påvirkes av prosesser som *absorpsjon* og *spredning*. Dette kan svekke de eksiterende og fluoreserende røntgenstrålene (Janssens et al., 2004). Augereffekten er en strålingsløs overgang i atomene der et elektron bytter plass fremfor at en utstråling av energi som røntgen forekommer, kan også redusere strålingen tilbake til detektoren, en prosess som er vanlig i elementer med et lavt atomnummer.

Prøvepreparering foregikk ved at blokkprøvene ble delt opp til passende størrelse med en hammer eller diamantsag, før en steinknuser ble nyttet for å få materiale ned i grusstørrelse. Deretter ble 100 ml prøvemateriale pulverisert i en Tesch Siebteschnik agatmølle i ca. 8 minutter. Prøvematerialet ble veid, før det ble glødet i 2 timer på 1000°C. Deretter ble prøven veiet igjen. 6,76 g spectromelt A-10 di-lithiumtetraborat ble blandet med 0,96 g prøvemateriale før det ble glødet i en Claissy fluxer til små tabletter.

2.3.2 XRD

I likhet med XRF-metoden er XRD en metode som gjør bruk av røntgenstråler. XRD, X-ray powder diffraction eller røntgen pulverdiffraksjon som forkortelsen står for er en metode som benyttes i analyse av leirmineraler. Leirmineraler består av små krystaller som igjen består av atomer organisert i en repeterende struktur. Når en røntgenstråle treffer denne atomoppstillingen foregår spredning og stråler kan slå ut hverandre. I enkelte retninger kan imidlertid stråler være parallelle og kan danne nye bølgefronter. Dette er kjent som diffraksjon. Enhetene i krystallen og deres form og størrelse påvirker i hvilken retning diffraksjonen går. Atomenes oppstilling eller struktur angir intensiteten i diffraksjonen (Wilson, 1987). Prinsippet bak refleksjon er gitt ved Braggs lov:

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

Der n er et heltall, λ er bølgelengden til røntgen, θ er innfallsvinkelen for røntgenstrålen og d er gitteravstanden i krystallet. Denne loven relaterer bølgelengden i den elektromagnetiske strålingen til diffraksjonsvinkelen og avstanden i krystallgitteret. Røntgenstrålene som reflekteres ved diffraksjon blir prosessert og telt. Etersom prøvematerialet er pulverisert og innehar et tilfeldig orienteringsmønster kan en ved å skanne prøven via forskjellige 2θ -vinkler, oppdage alle de mulige diffraksjonsvinklene. Toppene i diffraktogrammet kan konverteres til d -avstander, det vil si avstanden mellom lagene i strukturen. Etersom hvert enkelt mineral har sitt unike antall d -avstander, kan en ved å sammenligne med et standardisert referansemønster, bestemme hvilke mineraler som er i prøven (Dutrow og Clark, 2012).

Før videre prøvepreparering ble prøvematerialet tørket på ca. 40°C over natten. Ca. 100 ml prøvemateriale ble først pulverisert før det ble helt over i en glasskolbe. For å skille leir fra grovere materiale ble kolben stående i ca. tre timer slik at det grove sank, mens leir ble igjen i suspensjon. Det leirholdige vannet ble så forsiktig helt over i en kolbe som var festet til et filter. Vannet ble sugd igjennom kolben mens leiren ble liggende igjen på filteret og kunne overføres til en glassplate. Denne ble tørket før den var klar til analyse. Prøven gikk så igjennom fire ulike analysetrinn. Først ble prøven analysert ubehandlet, deretter ble prøven fuktet med glykol og lå i dette i 20 timer. Glykol trenger inn mellom lagene i 2:1 leirmineralene og ekspanderer lagene (i smektitt en økning fra 15 til 16.9 Å). En ny analyse

ble foretatt før materialet ble varmet opp slik at lagene skulle kollapse. Dette ble først gjort på 350°C og deretter på 500°C. Etter at analysen ble gjennomført fikk vi vite at det å knuse prøvene ikke er den rett måten å preparere prøvene. Materiale skal siktes før det behandles videre. På denne måten unngår man å knuse leirmineralene. Det kan derfor være at disse analysene ikke detekterer fullstendig hvilke mineraler som faktisk er i prøvene.

2.3.3 Tolking av d-avstander

Forvittringsmateriale på Heidalsmuen er potensielt utviklet fra en rekke ulike bergarter. En gjennomgang av hvilke mineraler en kan forvente å finne i disse bergartene er derfor nyttig. Granitt inneholder mineraler som kvarts, glimmer og feltspat samt mørke mineraler som amfibol, hornblende eller biotitt. Forvitring av granitt kan være differensiell. Kvartsen forblir uforandret, mens feltspat forvitrer gjerne til kaolinit, og det ekstreme sluttproduktet kan være kaolin med kvartskorn (Ollier, 1984). Gabbro inneholder pyroksener som augitt og plagioklas, men olivin kan også forekomme. Disse mineralene har godt kløv som sørger for hurtig forvitring. Ettersom gabbro vanligvis ikke inneholder kvarts, er bergarten utsatt for kjemisk forvitring og en endring til leirmineralet montmorillonitt er vanlig (Ollier, 1984). Amfibolitt inneholder hornblende, amfibol samt litt plagioklas. Amfiboler har også godt kløv og endres ved ionebytting og endringer i krystallstruktur til leirmineral som kloritt. Forvitring av plagioklas kan danne leirmineralene kaolinit, halloysitt og gibbsitt. Gneisene kan inneholde kvarts, biotitt, hornblende og feltspat. Kvarts har ingen kløv eller sprekker og er veldig resistent mot kjemisk forvitring. Feltspat er nesten like hardt som kvarts, men kløvet sørger for at vann kan trenge inn. Det gjør at feltspat forvitrer lett. Biotitt er et glimmermineral og krystallstrukturen bryter lett ned i flak. Kløvet gjør at vann lett kan angripe. Hornblende er mer resistent enn andre amfiboler. Olivin kan komme fra peridotitten, men finnes også i gabbro. Leirmineraler fra olivin kan være smektitt, gøtitt/hematitt og kloritt (Siever og Woodford, 1979).

De viktigste leirmineralgruppene er kaolinitgruppen (7 Å), illittgruppen (10 Å), smektittgruppen (15 Å) og vermikulitt (14.5 Å). Avstanden mellom lagene kan imidlertid variere grunnet svelling (Deer et al., 1992). Det er vanlig å gjøre en inndeling av leirmineralgruppene basert på strukturen i lagene (Nesse, 2000). 1:1 leirmineraler består repeterende lag av en tetraeder-oktaeder struktur. Disse inkluderer kaolinitgruppen som består av kaolinit, dickitt, nacritt, halloysitt. Den vanlige avstanden mellom lagene er på 7 Å.

Halloysitt har gjerne en avstand mellom lagene tilsvarende 10 Å grunnet et lag med vannmolekyler i strukturen. 2:1 leirmineraller består av repeterende lag av tetraeder-oktaeder-tetraeder (TOT). I mellom disse lagene er det kationer for å balansere den negative ladningen til TOT-lagene. Disse har en d-avstand rundt 10 eller 14 Å. Smektittgruppen er den mest vanlige mineralgruppen og kan enten være dioktaeder eller trioktaedere. Gruppen inkluderer montmorillonitt, beidelitt, saponitt, hectoritt og sauconitt (Deer et al., 1992). Kationer i enkelte av mellomlagene samt den lave ladningen til smektitt gjør at vann lett kan komme mellom lagene og strukturen ekspanderer. Derfor varierer d-avstanden fra for eksempel 12.5 Å med et lag av vannmolekyler til 15.2 Å, hvis det er to lag vannmolekyler. Ved fullstendig tørking vil d-avstanden kollapse til 10 Å. Illittgruppen ligner glimmer i strukturen, men består av mer silikat og mindre kalium. Illitt har høy negativ ladning og balanserer med kationer. Lagene er derfor knyttet tett til hverandre. Ettersom kationer opptar plassen mellom lagene, er det vanskelig for vann å trenge inn og mineralet sveller ikke, med mindre det eksisterer som en blandingsform. Vermikulitt er et ekspanderende leirmineral som vanligvis er produsert ved endring av biotitt. Oksidering av Fe^{2+} til Fe^{3+} fører til lav negativ ladning. For å kompensere for dette byttes enkelte K^+ ioner ut med Mg^{2+} eller Ca^{2+} og vann kan dermed trenge inn. D-avstanden er derfor 14.4 Å. Ved oppvarming kolliderer lagene og d-avstanden er 10 Å. Kloritt har en d-avstand på 14 Å og består av TOT-lag med et oktaeder lag i mellom (TOT+O). Dette laget har en positiv ladning. Den siste gruppen av leirmineraller omfatter leirmineraller i blandete lag. Ettersom leire ikke alltid eksisterer i en idealisert struktur, er det vanlig at det er kombinasjoner mellom ulike leirmineraller i strukturen. En kan for eksempel ha en kombinasjon mellom illitt og smektitt der en finner lag av begge (Nesse, 2000). Et problem med identifiseringen av mineraler i diffraktogrammene er at leirmineraller gir brede refleksjoner ettersom de sjelden er velkrystalliserte og ofte har en uryddig lagstruktur. Samtidig er det skarpe refleksjoner fra andre mineraler som feltspat og kvarts. Derfor er det gjerne mange og tildels overlappende refleksjoner. Det gjør at mange mineraler faller inn under samme d-avstand og det er dermed vanskelig å identifisere (Brindley og Brown, 1980). For å kunne identifisere mineralene er det brukt referanseverdier hentet fra litteraturen (Brindley og Brown, 1980; Ollier, 1984; Deer et al., 1992; Nesse, 2000).

3 Datapresentasjon

3.1 Feltobservasjoner



Figur 3.1: Heidalsmuens form og gjennomsnittlige helningsgrader for fjellsidene. A: østsiden. B: vestsiden. Foto: Martin Tvedt (B) Lukas Becker (A).

3.1.1 Fjellets morfologi

Heidalsmuen er karakteristisk med sin avlange form med en slak nordside (10°) og en betydelig brattere og ulendt sørside ($<26^\circ$). Både vest- og østsiden er også relativt bratte på henholdsvis 17° og 24.5° (fig 3.1). Toppområdet er relativt flatt og består av to topper, Heidalsmuen på 1745 m o.h. og Mukampen på 1736 m o.h. Disse navnene brukes begge om fjellet som helhet. På sørvestsiden er det et gjel omsluttet av en et halvsirkelformet skår ved 1575 m o.h. (til høyre i figur 3.1). Enkelte steder er det også blotninger av eksponert berggrunn. Dette er for det meste i sør og sørøst (se 3.1.3.3).

3.1.2 Blokkhav



Figur 3.2: Platået over 1700 m o.h. sett mot sør. Her dominerer det autoktone blokkhavet. Foto: Martin Tvedt

Heidalsmuen er nesten helt dekket av forvittringsmateriale i form av autoktont og alloktont blokkhav. Det er vanskelig å bestemme grensen mellom disse to, selv på avstand, fordi en slak toppflate gir en gradvis overgang i helningsgrad. Generelt eksisterer et autoktont (stedeget) blokkhav øverst på fjellplatået over 1600-1700 m o.h., mens det alloktone blokkhavet eksisterer i brattere, lavereliggende områder.

3.1.2.1 Autoktont blokkhav

Det autoktone blokkhavet befinner seg på et platå over 1600-1700 m o.h. (figur 3.2). Her er det periglasiale overflateformer som frostsorterte sirkler, oppsprukket berggrunn og kantete blokker i overflaten med ulik størrelse. Frostsirklene varierer fra 1,5 til 2 m i diameter. Det vokser også mose, lav og andre små vekster i flate og de mindre værekspanerte områdene. Stor kartlav (*Rhizocarpon geographicum*) finner en stort sett på alle blokkene og er et resultat av stabile forhold. Diameteren varierer fra 5 til 20 cm. Enkelte er også sammenvokste som dekker større flater. Blokkhavet består av en stor del amfibolitt som er oppsprukket langs bergartens naturlige foliasjon. Blokkene er avlange og som oftest kantet. Blokker som innehar ulike former, både kantete og godt rundede, er oftest granittiske og

gabbroide samt gneiser og sedimentære bergarter. Generelt består blokkhavet av svært mange ulike litologier og en kompleks berggrunnsgeologi som ikke er kartlagt detaljert tidligere. Størrelsen på materialet varierer fra veldig små steiner (<10 cm), til store blokker (>1,5 m), selv om de fleste blokkene er av betydelig mindre størrelse. To hull ble gravd i denne delen av blokkhavet og profilene beskrevet (se 3.1.6)

3.1.2.2 Alloktont blokkhav

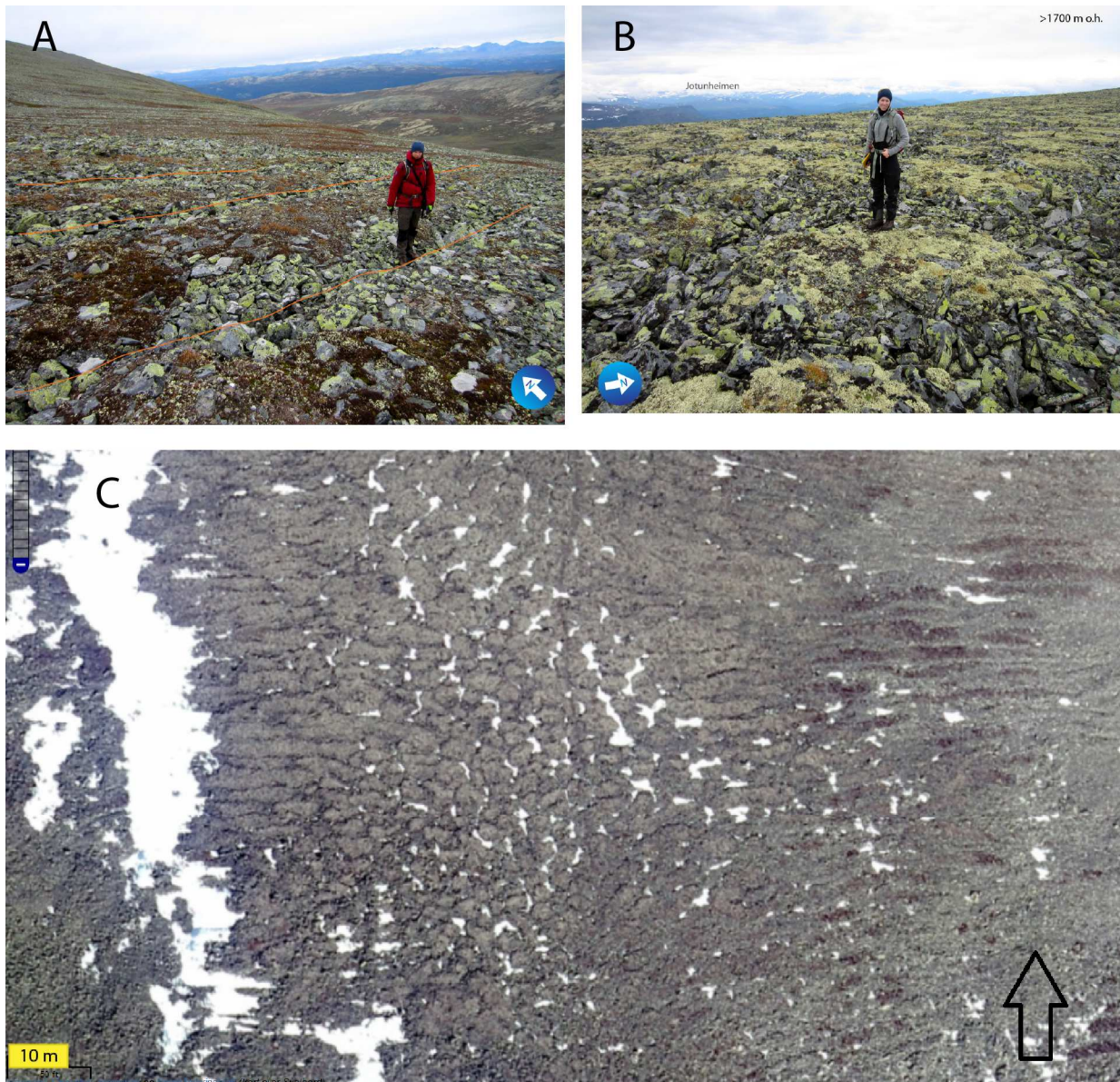
Den *alloktone* delen av blokkhavet (ikke-stedeget materiale) finner en under 1600 m o.h. (figur 3.3). I slakere områder er froststriper utviklet i blokkhavet (se 3.1.3.1). Store kartlav dekker også de fleste blokkene i den alloktone delen.



Figur 3.3: I brattere skråninger er det alloktone blokkhavet. Her ligger blokkene i kaotiske hauger og enkelte områder er svært rasfarlige. Foto: Lukas Becker

3.1.3 Periglasielle forvittringsformer

Disse forvittringsformene ser ut til å dominere over store deler av Heidalsmuen og er primært et resultat av mekaniske forvittringsprosesser.



Figur 3.4: A: sorterte striper på østsiden av toppen på 1680-1690 m o.h. B: Polygonmark eller sorterte sirkler på platået over 1700 m o.h. C: Flyfoto som viser polygonmark på toppen og sorterte striper både på øst- og vestsiden der skråningen er brattere. Foto: Martin Tvedt (øverst), Statens kartverk/Norge i bilder (flyfoto)

3.1.3.1 Sorterte striper

Lange sorterte striper (>10 m) er et vanlig syn i det alloktone blokkhavet, på østsiden og på nordsiden av Heidalsmuen (figur 3.4). Ifølge French (2007) er froststriper mest vanlig i helninger mellom 5° og 15°, men de eksisterer også i brattere helninger på Heidalsmuen.

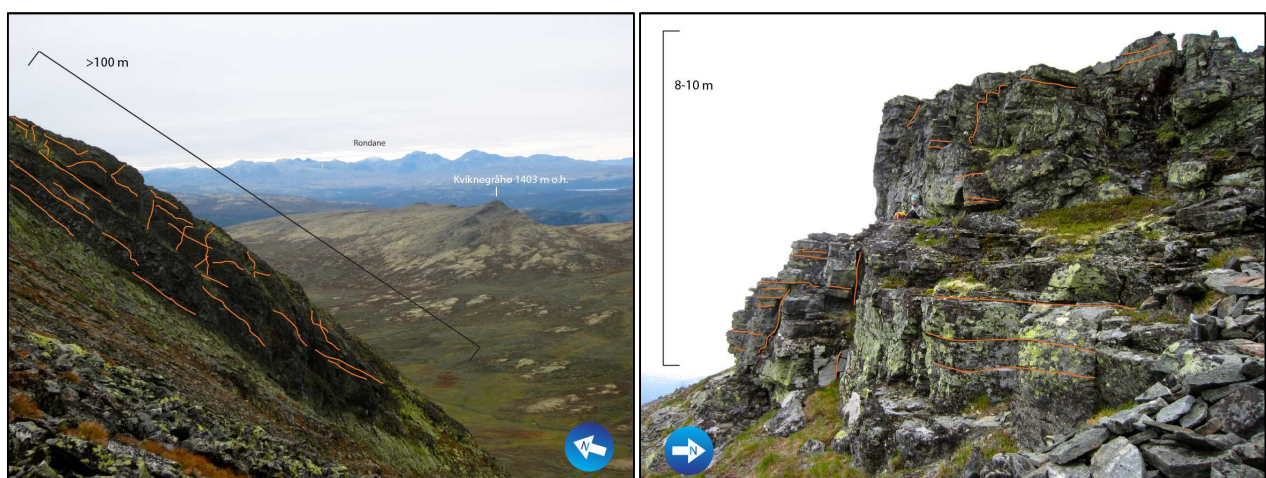
Mellom stripene vokser det mose. Stripene inneholder ulik blokkstørrelse trolig som følge av at større blokker er flyttet på grunnnet skråningsprosesser.

3.1.3.2 Sorterte sirkler

I det autoktone blokkhavet, beliggende på det flate plataået over 1700 m o.h. er det tydelige sorterte sirkler med en diameter fra 1,5 til 3 m. Slike sirkler eller polygonmark som det også kalles, er forbundet med periglasiale miljø og er gjerne et resultat av termal kontraksjon som danner vertikale sprekker. Den horisontale sammentrekningen av overflatelaget gjør at grovere materiale flyttes ned i sprekken. Det vil derfor være finere materiale igjen i midten av sirklene. Størrelsen på polygonene avhenger som regel av størrelsen på blokkene (Williams og Smith, 1989).

3.1.3.3 Sprekkedannelser

Blotninger av bart fjell er fremtredende på sørsiden av fjellet (figur 3.5), der de er >4 m høye. Her er det to lokaliteter som er fremtredende. Den første er på 1350 m o.h. vendt mot sør. En kan diskutere om dette er forårsaket av samme dannelsesprosess som landformen tor (se 1.4.4.). Materialet er imidlertid kun tæret ned på den skrånende siden av blotningen. Det som er igjen er rester av fjellets opprinnelige berggrunn, i dette tilfellet amfibolitt. Blotningene viser sprekkedannelsene i fjellet. Disse går horisontalt langs bergartens naturlige foliasjon og vertikalt. Dette er også tilfellet på sørøstsiden der en vesentlig større blotning (>100 m lengde, 1300-1400 m o.h.) er sprukket opp parallelt med fjellets helning. Denne ble ikke studert i nærmere detalj grunnet rasfare. Sprekkene er tolket til å være et resultat av

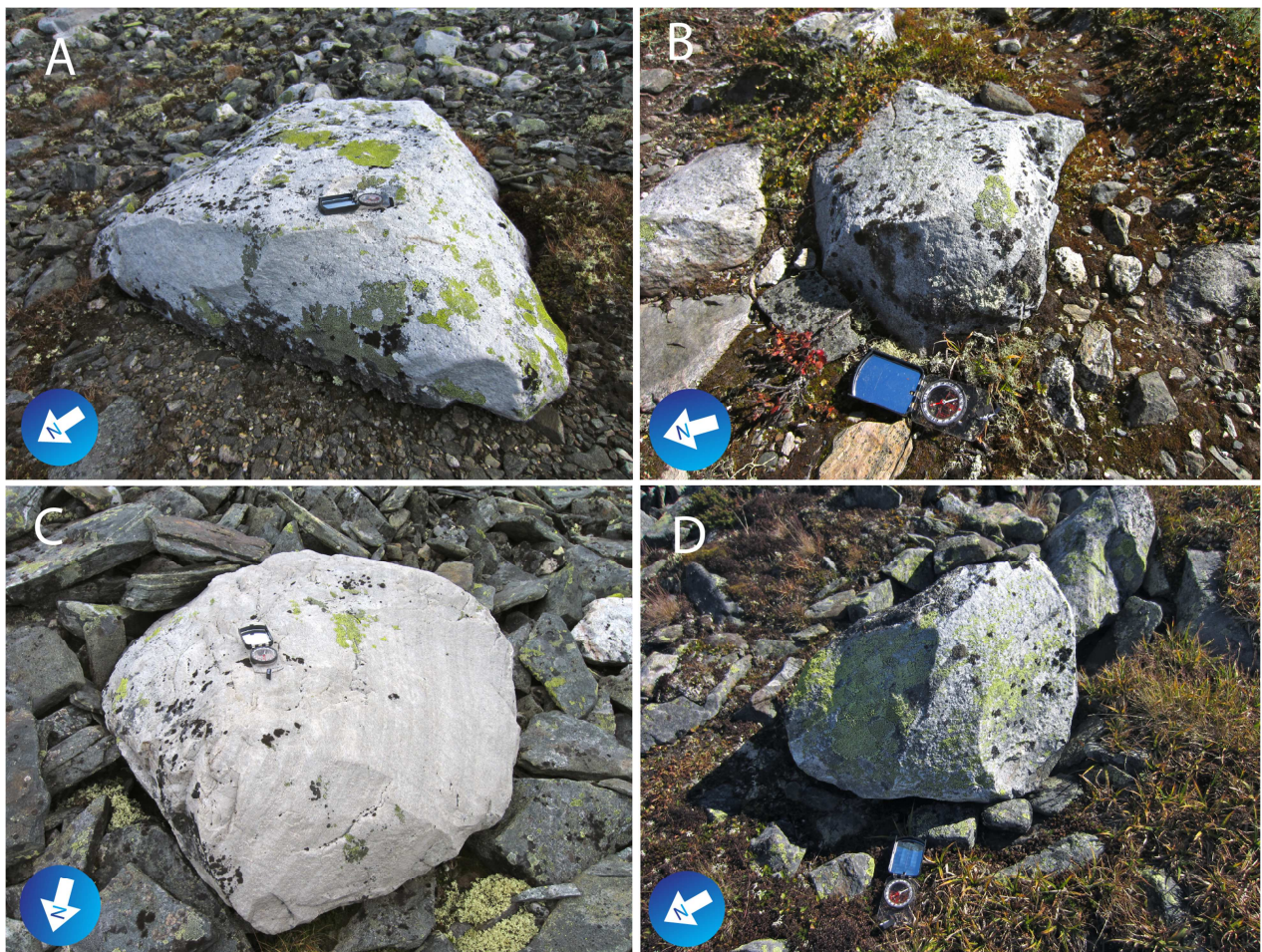


Figur 3.5: Til venstre: Sprekkedannelser på sørøstsiden av Heidalsmuen (1300-1400 m o.h.). Til høyre: blotning på sørsiden (1350 m o.h.). Tydelige sprekker er tegnet inn. Foto: Martin Tvedt

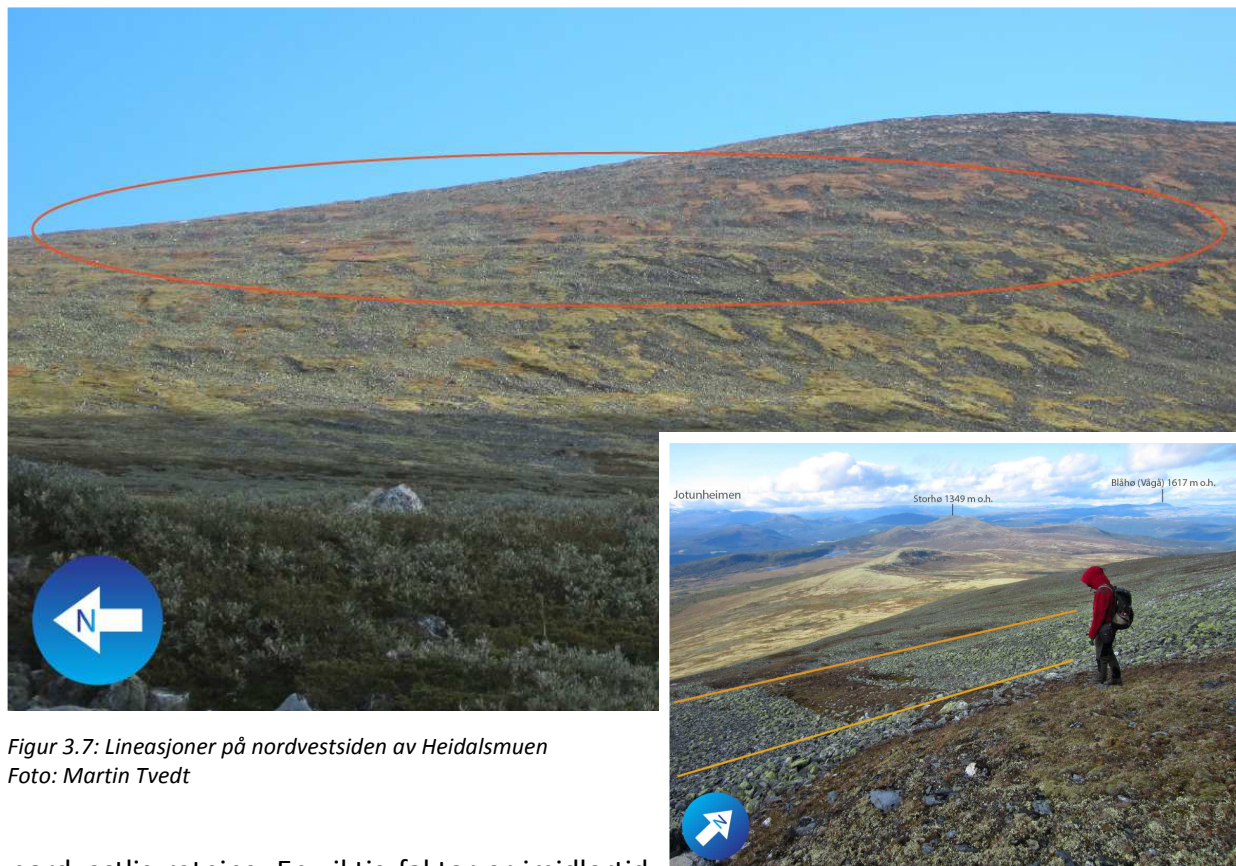
fryse og tineprosesser, men kan også være forbundet med lang tids forvitring i et kaldt klima. De to lokalitetene er av de få stedene på fjellet der en kan observere lagdelingen og den opprinnelige berggrunnen som utgjør Heidalsmuen.

3.1.3.4 Ventifakter

Blokker på nordsiden av Heidalsmuen viser at disse har vært utsatt for vinderosjon på flere av sidene. Dette er særlig tydelig på metasedimentære bergarter som kvartsitt. Begrepet ventifakt referer til prosessen der en overflate er utsatt for erosjon av vind-bårne partikler som har dannet en glatt overflate som kan ha en plan-konkav eller plan-konveks form (Greeley og Iversen, 1985; Knight, 2008). På nordsiden ble det observert fire ventifakter, alle i ulik høyde, alle sedimentære omdanningsbergarter. Både størrelse og form varierer. Det er ikke observert ventifakter over 1600 m o.h. Vindretningen ser ut til å være fra en vestlig-



Figur 3.6: Ventifakter på Heidalsmuen. A: blokk på 1400 m o.h. B: blokk på 1200 m o.h. C: blokk på 1550 m o.h. D: blokk på 1200 m o.h.



Figur 3.7: Lineasjoner på nordvestsiden av Heidalsmuen
Foto: Martin Tvedt

nordvestlig retning. En viktig faktor er imidlertid avsetning. To av blokkene er riktignok $>1,5$ m i diameter, ligger i slake helninger og muligheten for sig eller rotasjon kan være lav. Kartlav vokser på de eksponerte sidene og dette er et tegn på at abrasjonen ikke er av nyere tid (figur 3.6).

3.1.4 Glasiale overflateformer

Svært få spor etter glasiale erosjonsformer ble funnet på selve toppen. Det er for det meste forvittringsmateriale som dominerer. Det ble imidlertid funnet noen spesielle former som beskrevet under.

3.1.4.1 Lineasjoner

Spor etter hva som ser ut til å være lineasjoner i fjellsiden ble observert på nordvestsiden av fjellet ved ca. 1500 m o.h. (figur 3.7). Det er imidlertid en del materiale som har rast over disse formene, eller det har foregått solifluksjon, som gjør det vanskelig å følge linjene. Linjene ser ut til å helle svakt mot nord. Dette kan være spor etter laterale smeltevannskanaler som er landformer avsatt av kaldbaserte breer. Slike laterale

smeltevannskanaler er også observert i fjellområder andre steder i sentrale deler av Sør-Norge (Sollid og Sørbel, 1994).

3.1.4.2 Flyttblokker

Store blokker er observert flere steder på 1100-1200 m o.h. på sør og øst-siden av Heidalsmuen (figur 3.8). De fleste blokkene er granitt eller består av granitt. Dette er gjerne



Figur 3.8: Granittblokk på sørsiden av Heidalsmuen på ca 1100 m o.h. Foto: Martin Tvedt

store blokker med diameter på >2 m. Også på nordsiden er det observert lyse blokker av kvartsitt/helleskifer som og er svært store ($>1,5$ m). Det er ikke observert blokker av denne størrelsen over 1600 m o.h. Denne oppgaven tar for seg provenance av blokkmateriale og jeg vil utdype dette senere i oppgaven.

3.1.5 Skråningsprosesser

På alle kanter av fjellet er det mange spor etter skråningsprosesser som massestrømmer og store mengder talusmateriale. Enkelte av massestrømmene er >500 m lange og er mest tydelig på vest- og østsiden.



Figur 3.9: Gjelet på sørsiden av Heidalsmuen. Dette kan være spor etter det som ser ut til å være et gammelt ras eller fjellskred. (Norge i bilder).

Massestrømmer forekommer når usorterte vannmettede løsmasser renner ned fjellsiden i en pulserende strøm av fast og flytende materiale. Dette er et fenomen som er forbundet med nedbør som regn. Talusviftene er gjerne sammenvokste og disse er best bevart på østsiden (se figur 3.1).

På sørsiden av fjellet er det et stort gjel i fjellsiden som kan være sporene etter et gammelt skred eller utglidning (figur 3.10). Bredden er på >190 m og bakkanten er på ca. 1575 m o.h. Skråningen har en gjennomsnittlig helning på 27°. I fjellsiden er det noe synlig talus som kan være restene av avsetningen. Det er imidlertid vanskelig å identifisere en vifte, en avsetning eller andre form for spor som kan bekrefte at dette er et ras. Det har en tydelig v-form som kan indikere at det har pågått fluvial erosjon i etterkant slik at prosesser som snøskred har blitt kanalisert ned for så å avsette det materiale en i dag kan se ligger i



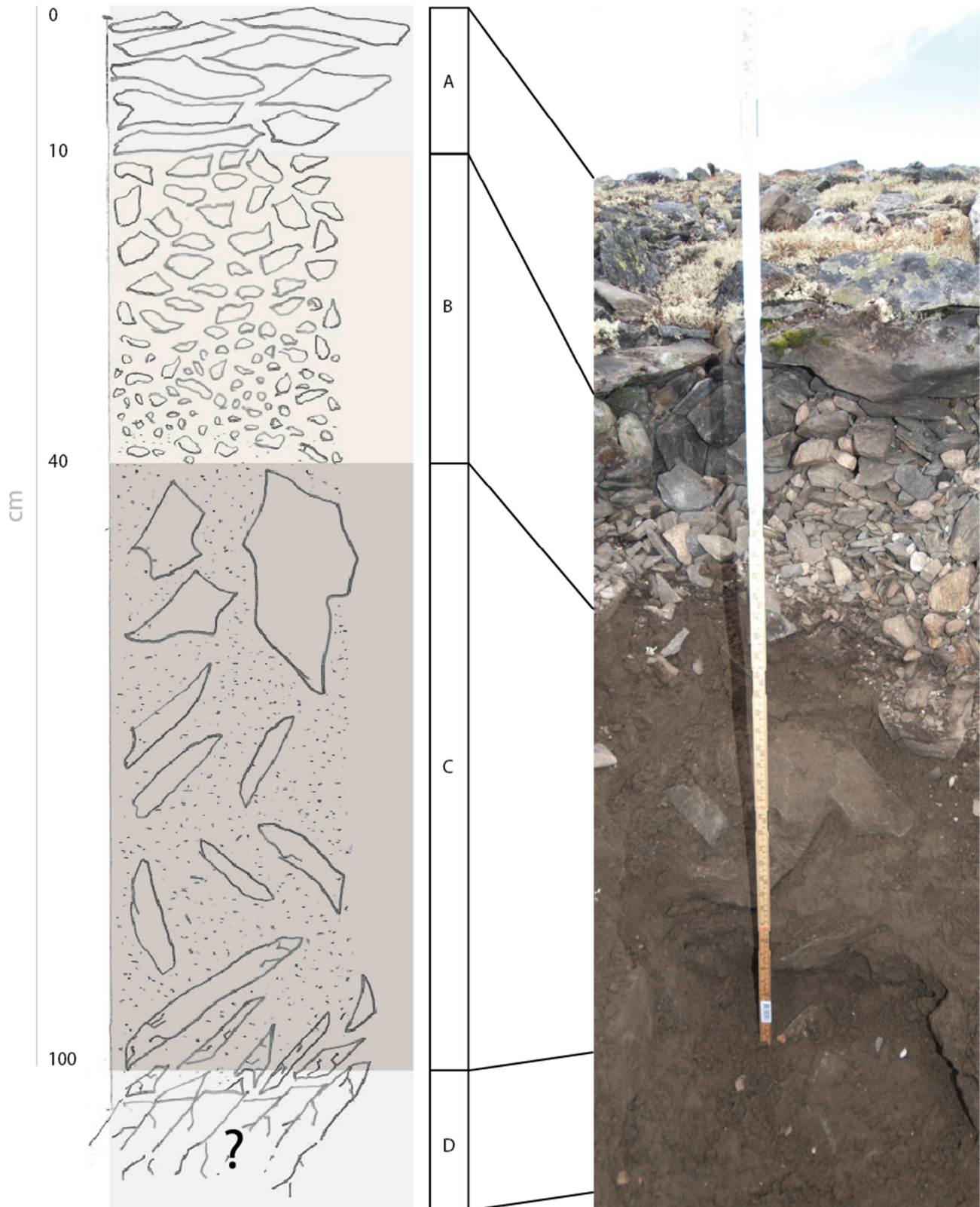
Figur 3.10: Gjelet sett fra toppen av bakkanten. En linje er tegnet rundt det som kan se ut som en avsetning Foto: Martin Tvedt

skråningen (figur 3.9). Den opprinnelige avsetningen kan være erodert vekk av et senere isdekke eller av fluvial erosjon. Hvis det er tilfelle kan dette være et svært gammelt ras. Ettersom helningen ikke er veldig bratt er dette forenelig med den type skred Braathen et al. (2004) klassifiserer som et fjellutglidningsområde.

Dette er typisk i områder som har slake gradienter og foliasjon, forkastninger eller en lagdeling som går sub-parallelt med skråningen. Nordmannvik i Lyngen i Troms er et eksempel på et område som er klassifisert som et fjellutglidningsområde der det er en fare for at fjellsiden kan rase ut.

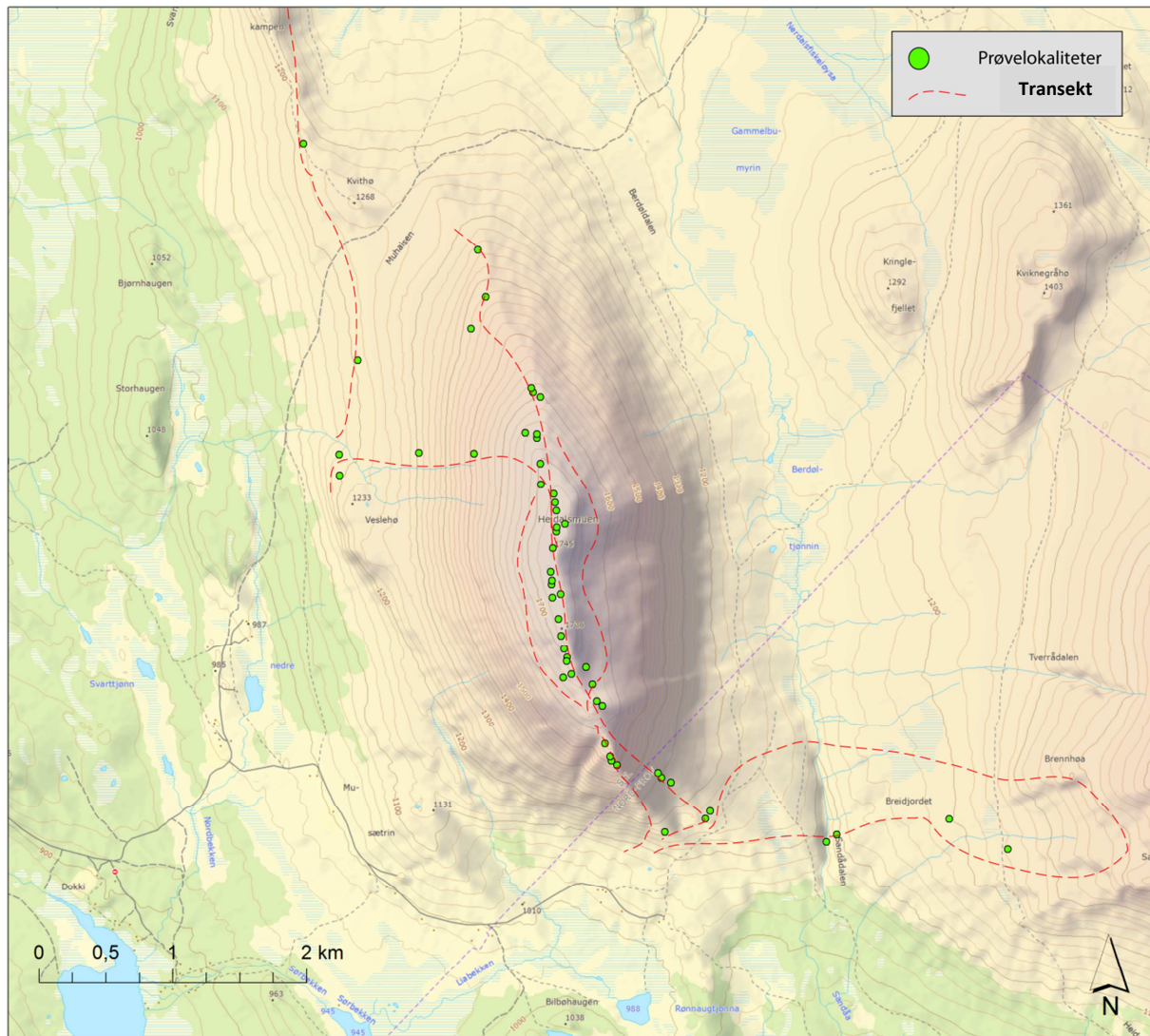
3.1.6 Forvittringsprofiler

Det ble gravd to hull i det autoktone blokkhavet, begge ved 1700 m o.h. Det første hullet ble gravd ut sør for toppen og er ned til ca. 90 cm dyp, mens det andre på nordvestsiden av toppen er ca. 1 m dyp. Hullene gjorde det mulig å studere blokkhavet i tversnitt slik at det kunne beskrives langs et profil. Undersøkelsene av profilene viste at blokkhavet har store (>40 cm), oftest avlange, noe kantrundede, angulære blokker i overflaten (lag A, figur 3.11). Dette laget består oftest av to eller tre blokker som overlapper hverandre, før en kan se det finere underliggende materiale. Tykkelsen varierer, men er minst 10 cm tykt, avhengig av størrelsen på blokkene. Det neste laget (B i figur 3.11) endrer brått til finere materiale med små blokker på 7-10 cm i diameter som er kantrundet. Laget blir gradvis finere dypere nede og størrelsen er ca. 2-4 cm. Det er en relativ brå overgang til brunfarget matriks av blokker og finmateriale med en varierende størrelse på >20 cm (C i figur 3.11). Blokkene har en mer angulær form lik blokkene i overflaten, men har skarpere kanter. I det nederste laget endres fargen fra brun til grå (D i figur 3.11). Her er det fine materialet nede i silt og leirstørrelse omgitt av store blokker. Det var vanskelig og krevende å grave helt ned til fast berggrunn grunnet mange store blokker som var vanskelig å få opp uten å ødelegge profilet. Det er sannsynlig at det nederste laget representerer overgangen mellom blokkhavet og fast fjell. Det ble tatt prøver fra finmaterialet og blokker i det øverste laget (A) og fra matriksen i det nederste laget (D).



Figur 3.11: Profil av det autoktone blokkhavet på Heidalsmuen (1700 m o.h.). Det nederste laget er ikke synlig på dette bilde ettersom en del finmateriale fra gravingen dekker over den grå fargen. I loggen er det tentativt tegnet inn blokkhavets kontakt til berggrunn. Foto og illustrasjon: Martin Tvedt

3.2 Analyseresultat



Figur 3.12: Kartet viser hvor det er prøvetatt blokker i feltområdet. De røde linjene viser transektene som er gått. Transektet mot nord fortsetter lenger enn kartet viser. Prøvepunktet i nordvest er fra fast fjell.

3.2.1 Innsamling av bergartsprøver

Innsamlingen av blokkprøver foregikk langs ulike transekter over fjellet for på denne måten å få en hensiktsmessig oversikt over området. De fleste blokkene ble prøvetatt på toppområdet, men det ble også prøvetatt blokker i dalene rundt fjellet (figur 3.12). Det ble ikke prøvetatt mange prøver fra den alloktone delen av blokkhavet grunnet at dette materiale kan være påvirket av skråningsprosesser og at enkelte områder er rasfarlige.

3.2.2 Bergartsidentifikasjon

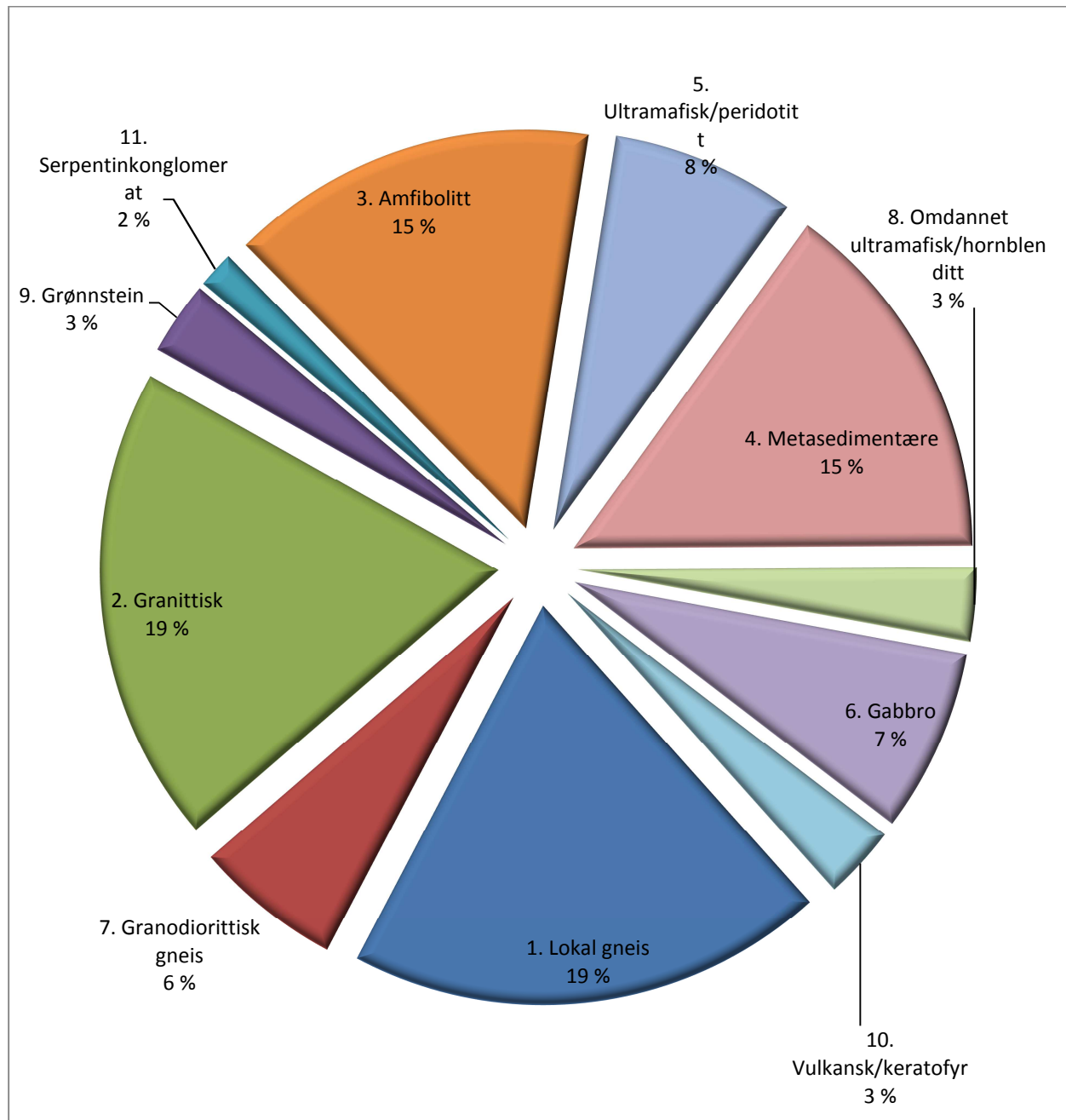
Identifiseringen av bergarter ble gjort sammen med berggrunnsgeolog Michael Heim som tidligere har kartlagt berggrunnen sør og vest for feltområdet. Tolkningene av berggrunnen som er beskrevet i kartbladet Lillehammer (Siedlecka et al., 1987) er i stor grad basert på det tidligere arbeidet av Gjelsvik (1946) og Strand (1951). Som nevnt tidligere er berggrunnen ikke kartlagt i tilfredsstillende detalj. Våre analyser ble derfor gjort for å identifisere hvilke blokker som utgjør de stedege bergartene. Det var tydelig allerede under feltarbeidet at det var lite ikke-lokale blokker på Heidalsmuen. De fleste av bergartsgruppene kan knyttes til den lokale berggrunnen, som kan sies å være svært kompleks med flere ulike bergarter (1.3.4). I kartbladet er det for eksempel kartlagt granittintrusjoner nordøst for Heidalsmuen (figur 3.17 E). Etter feltarbeidet viste det seg at disse intrusjonene er å finne flere steder rundt Heidalsmuen (M.Heim, pers. med.). Det ble gjort flere funn av granittblotninger og store blokker. Dette har gjort det vanskelig å skille forskjellige blokker i granittgruppen fra hverandre.

Tabell 3.1: Bergartsgrupper identifisert på grunnlag av innsamlet prøvemateriale. Bergartsgruppe 5, 7, 8, 9 og 10 er ikke-lokale bergarter.

Gruppe	Litologi	Opprinnelse	Merknad
1	Lokal gneis	Metamorf	Biotitt-hornblende-gneis
7	Granodiorittisk gneis	Magmatisk	
2	Granitt	Magmatisk	Varierende kornstørrelse
3	Amfibolitt	Metamorf	
4	Metasedimentære	Sedimentær/metamorf	Heidalsserien
5	Ultramafisk/peridotitt	Magmatisk	Godt rundet
6	Gabbro	Magmatisk	
9	Grønnstein	Metamorf	
8	Ultramafisk/hornblenditt	Metamorf	
10	Vulkanske/keratofyr	Magmatisk	
11	Serpentinkonglomerat	Metamorf	Serpentinboller

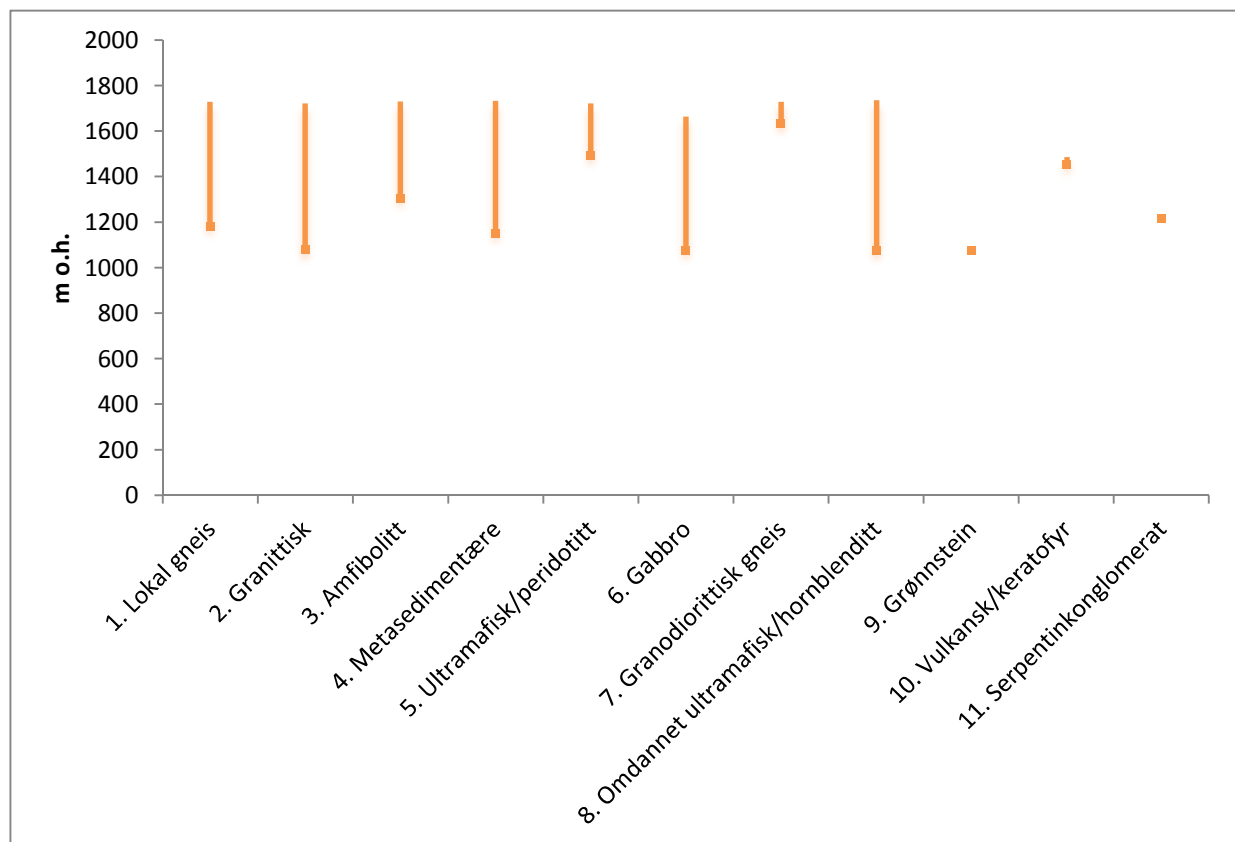
Bergartene ble delt inn i 11 grupper basert på litologi og opprinnelse (tabell 3.1). Enkelte grupper er mer heterogene enn andre og inneholder flere ulike bergarter. De metasedimentære bergartene består for eksempel av glimmerskifer og helleskifer, bergarter som tilhører Heidalgruppen. Totalt ble det samlet inn 67 blokker hvorav 24 trolig er av ikke-lokal opprinnelse. Dette viser at det generelt er relativt få ekte flyttblokker på Heidalsmuen.

Sektordiagrammet i figur 3.13 viser fordelingen av bergarter på Heidalsmuen. Det er stor variasjon og det er ingen enkelbergart som dominerer. Selv om denne typen innsamling ikke kan brukes til statistiske formål, er det ut ifra feltobservasjoner grunn til å tro at dette er et noenlunde representativt utvalg. Det er generelt få flyttblokker på Heidalsmuen. Dette er også tydelig når en ser på hvor de ikke-lokale blokkene er observert. Store blokker finner en i lavere høyde (figur 3.8). Det er kun enkelte få blokker som er observert på nordsiden >1500 m o.h. Dette er også den slakeste fjellsiden.



Figur 3.13: Prosentvis fordeling av observerte bergarter på Heidalsmuen (n=67), avrundet til nærmeste hele prosent. Bergartsgruppe 1,2,3,4,6 er lokale bergarter, mens gruppe 5,7,8,9 og 10 er ikke-lokale bergarter.

Hvis en ser på den vertikale fordelingen av de ikke-lokale blokkene er det en interessant observasjon at svært få av bergartsgruppene er å finne på toppen. Kun peridotitt er funnet over 1700 m o.h. De resterende gruppene befinner seg <1600 m o.h. Serpentinkonglomeratblokken ble funnet i 1215 m o.h. Dette er helt nede ved foten av fjellet. Det samme gjelder koronittisk gabbro og grønnstein som begge ble prøvetatt ved elven Sandåa sørøst for Heidalsmuen. Årsaken til at disse stedene ble undersøkt var å se om bergartene i lavereliggende områder kunne sammenlignes med blokkene samlet inn fra toppen av fjellet.

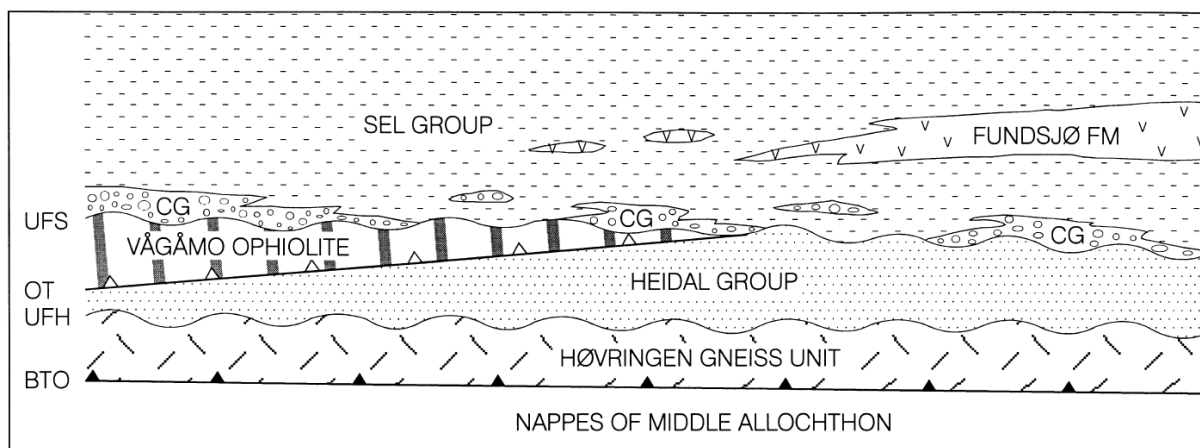


Figur 3.14: Den vertikale utbredelsen av innsamlet blokkmateriale på Heidalsmuen. Gruppene inneholder ikke samme antall prøver.

Den vertikale fordelingen av blokkene på fjellet viser at de fleste bergartsgruppene forekommer i brede høydeintervaller. Etersom dette er kvalitative data er det problematisk å kunne bestemme en vertikal utbredelse av disse blokkene. Det er imidlertid interessant å notere at flyttblokken som gir den mest nøyaktige provenansen er funnet på 1215 m o.h. Av blokkene som er knyttet til en nordlig eller nordvestlig provenance er det kun gruppe 7 og gruppe 4 som er funnet over 1600 m o.h.

3.2.3 Bestemmelse av mulige kildeområder

Heidalsmuen er omgitt av mange ulike bergartsregioner (figur 3.16). I vest finner vi Jotundekket, i øst er sparagmittregionen i Rondane og store deler av Hedmark. Nord for Heidalsmuen er de metasedimentære gruppene Heidal og Sel samt Vågåmo-ofiolitten. Skifre, fyllitt, amfibolitt, grønnstein og meta-vulkanske bergarter er derfor utbredt. Peridotitten (gruppe 5) ble under feltarbeidet antatt å tilhøre Jotundekket. Bergartens forekommer i små blotninger i en sone fra helt nord i Jotunheimen, til Espedalen sør for Heidalsmuen. Sistnevnte område er godt kartlagt av Heim og blokkene som er prøvetatt skiller seg fra disse. En sørlig provenance kan derfor utelukkes. Peridotittblokkene er derfor sannsynligvis del av Jotundekket (bergartsnummer 22, figur 3.16). Ettersom bergarten er å finne flere steder i



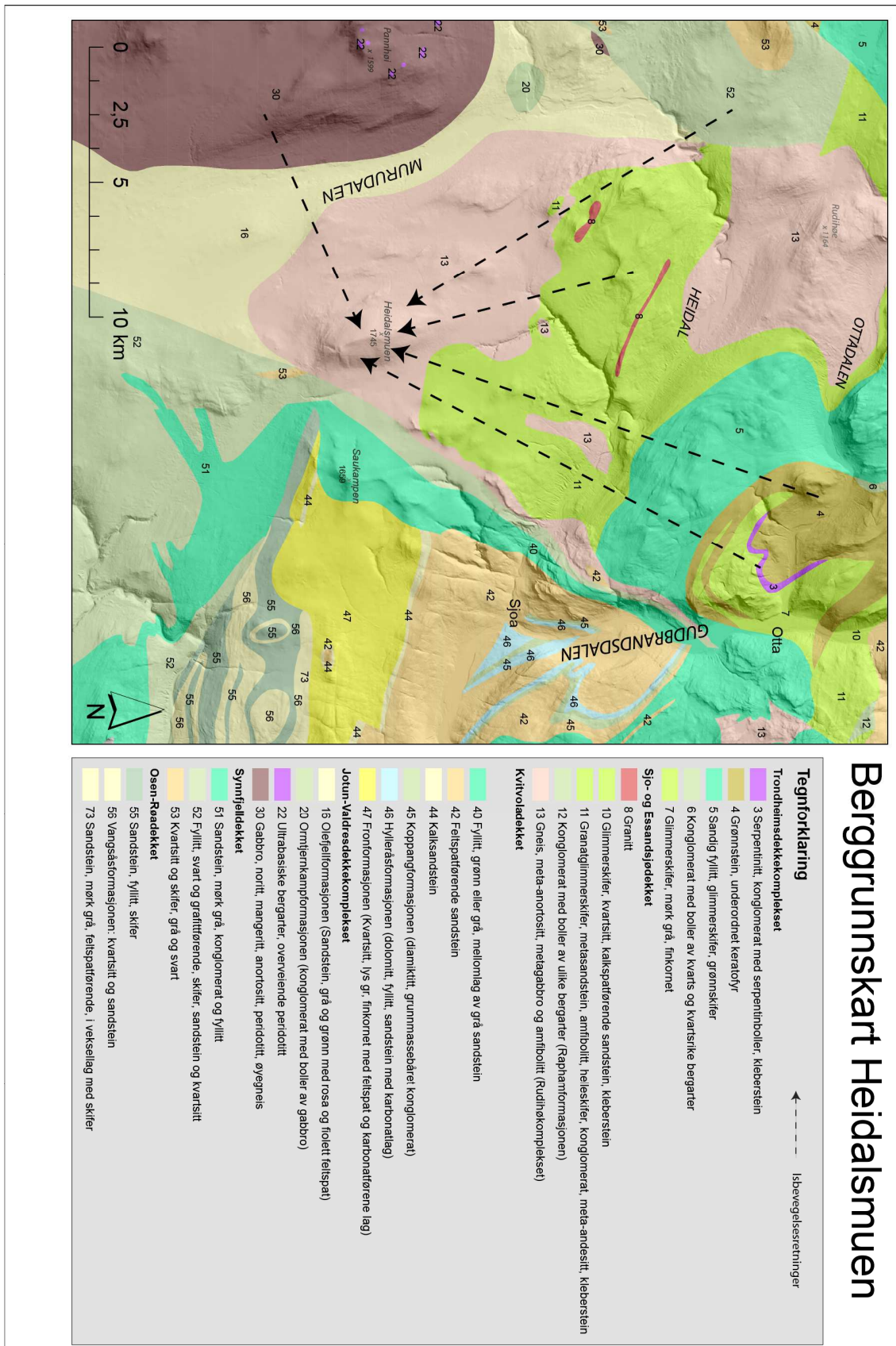
Figur 3.15: Serpentinkonglomeratets tektonostratigrafiske posisjon (angitt som CG) mellom den underliggende Heidalgruppen og den overliggende Selgruppen. Vågåmo ofiolittkompleks til venstre. CG=konglomerat, OT=Ottadalen thrust, UFH=unconformity heidalgruppen, UFS=unconformity selgruppen, (Figur fra Sturt og Ramsay, 1999).

Jotunheimen gir dette en bred sektor mot vest som disse bergartene kan stamme fra. Selv om dette ikke gir en nøyaktig provenance, er jotunbergartene karakteristiske og skiller seg klart fra andre bergarter øst og nord og sør for Heidalsmuen. Serpentinkonglomeratet (gruppe 10) er uten tvil et spektakulært funn. Dette er en særegen bergart som kan knyttes til Selgruppen. Konglomeratet er i en stratigrafisk posisjon mellom Heidal- og Selgruppen (figur 3.15) (Sturt og Ramsay, 1999). Dannelsen av konglomeratet knyttes til subaeril erosjon i tidlig ordovicium. Det er identifisert flere ulike varianter av konglomeratet. *Ottakonglomeratet* er et monomikt konglomerat med serpentinboller, og i noen tilfeller små blokker av grønnsteiner og metagabbro. *To-konglomeratet* består av blokker fra ofiolittkomplekset og Heidalgruppen, mens *Skardshøikonglomeratet* består av kvartsittboller og eller årer i en matriks av massiv glimmeraktig kvartsitt (Bøe et al., 1993). Blokken som ble

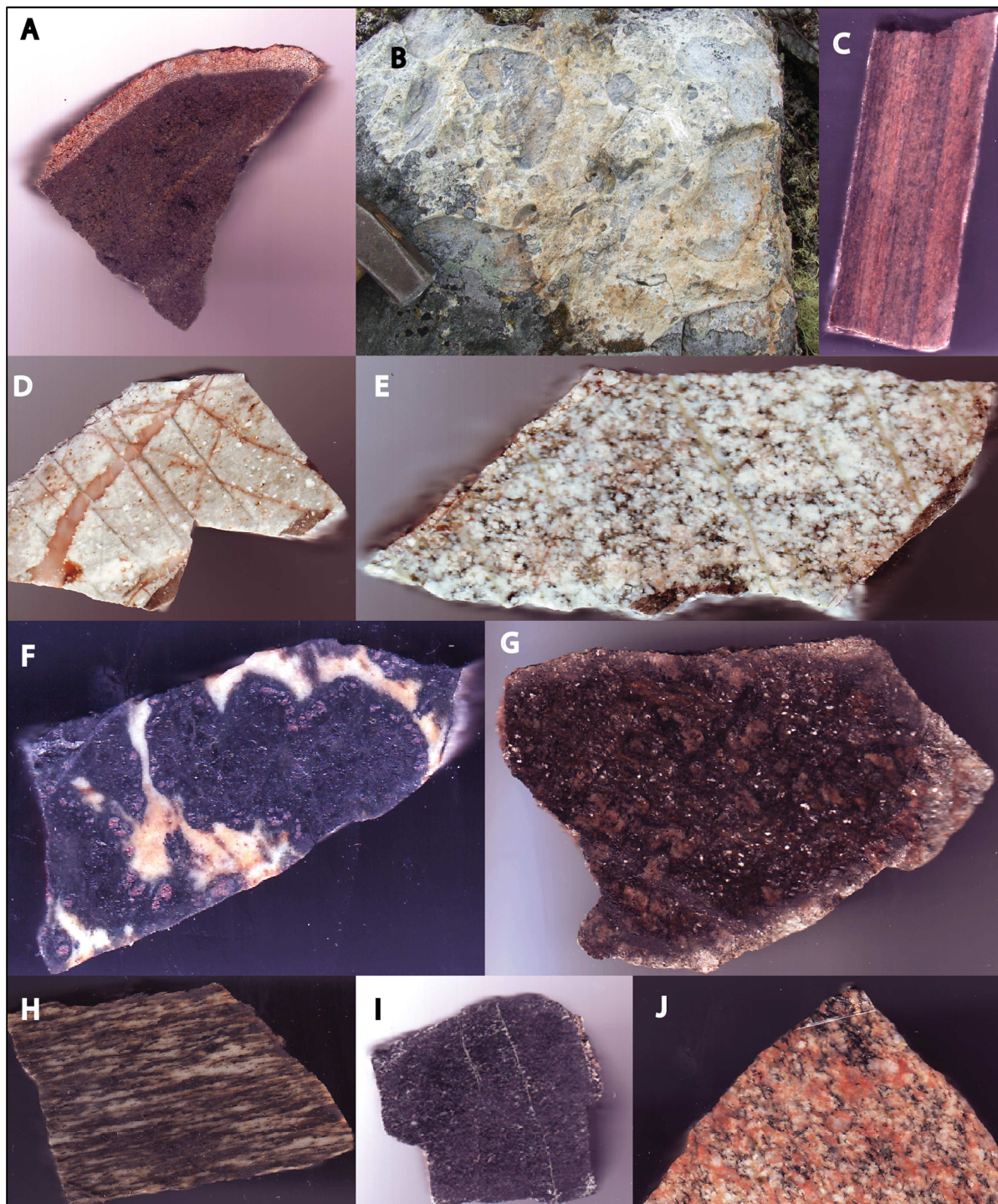
funnet ved Heidalsmuen inneholdt serpentinboller og det er derfor sannsynlig at denne kan tilhøre Ottakonglomeratet. Kildeområdet for denne bergarten er i området rundt Flatningen, i nærheten av Lemonsjøen og Tesse, men den finnes også nord for Vågåvatnet og vest for Otta (figur 3.16). Det er derfor naturlig å foreslå en nordlig provenance. Andre bergarter som kan komme fra nord er også de sedimentære bergartene i Heidal- og Selgruppen. De to skiller seg ved at førstnevnte består av middelsmetamorfe sandsteiner og glimmerskifer, mens Selgruppen består av lavmetamorfe bergarter som fylitt. Det er funnet helleskifer og andre metasedimentære bergarter som kan knyttes til Heidalgruppen. Den geografiske plasseringen er imidlertid relativt nær Heidalsmuen og vi snakker derfor ikke om langtransporterte blokker. Funnet av blokker fra Heidalgruppen støtter allikevel opp om en isbevegelse fra nord. Bergartsgruppe 10, keratofyr, er også knyttet til en nordlig provenance. Den er kartlagt sammen med grønnstein (nr 4, figur 3.16). Ettersom det er en metavulkansk bergart kan den være knyttet til ofiolittkomplekset. Innenfor gabbrogruppen (6) ble det prøvetatt en spesiell blokk som skiller seg ut ved at den har koronastrukturer. Den kan ved første øyekast se ut som en metagabbro og kan derfor være lokal, men metamorfosegraden på Heidalsmuen er for lav til at dette kan dannes (M. Heim, pers. med.). Gjelsvik (1946) beskriver forekomster i Rudihøkomplekset der granat er blandet med pyroksen og feltspat, men han nevner ikke koronateksturer i sine beskrivelser. Det nærmeste område der det er kartlagt koronittisk gabbro er i grunnfjellsvinduet i nordvest i Sjøk ved Leirungsvatnet og Aursjøen. Kildeområdet er ca. 60 km i luftlinje fra Heidalsmuen. Dette gir en nordvestlig provenance. Gruppen av granodiorittiske gneisser (gruppe 7, tabell 3.2), skiller seg fra det som er antatt å være de lokale gneisene. De er foreslått å være en del av den nordvestre gneisregion, i likhet med den koronittiske gabbroen. Det er funnet to hornblendittblokker (gruppe 8). Disse bergartene er kartlagt øst for Heidalsmuen, ved Lauvåsen. Det er kartlagt som en del av Sjø- og Essandsjødekket der de er beskrevet som kropper av kromførende serpentinkropper delvis omvandlet til kleberstein (Siedlecka et al., 1987). De er også å finne i Jotundekket (nummer 22 i kartbladet). Ettersom bergarten er å finne på mange ulike steder, er det problematisk å bruke denne bergarten som en indikator for isbevegelsesretning. Tabell 3.2 viser antatte kildeområder for de enkelte bergartsgruppene. Av de ulike kildeområdene er det kun gruppe 5 som er å finne helt opp til samme høyde som Heidalsmuen.

Tabell 3.2: Bergartsgrupper funnet på Heidalsmuen. Kildeområdenes lokalisering, avstand og høyde over havet er angitt.

Gruppe	Litologi (bergartsnummer tilknyttet figur 3.16)	Kildeområde	Høyde (m o.h.)	Avstand (km)
1	Gneiss (13)	Lokal	1000-1745	
2	Granitt (8)	Lokal	1000-1745	
3	Amfibolitt (11,13)	Lokal	1000-1745	
4	Metasedimentære (11,5,16,52)	Heidal. Nordlig		20
5	Ultramafisk/peridotitt (22)	Jotundekket. Vestlig	>1000	>10
6	Gabbro (koronittisk)	Aursjøen/Leirungsvatnet(Sjåk). Nordvest	1300-1400	60
7	Granodiorittisk gneis	Nordvestre gneisregion	1000-2000	>50
8	Grønnstein (4)	Ottadalen/Svartkampen/Skardshø. Nordlig		>10
9	Ultramafisk/hornblenditt (22)	Lauvåsen. Østlig	>900	20
10	Vulkanske/keratofyr (4)	Vågå. Nordlig		>10
11	Serpentinkonglomerat (3)	Flatningen. Vågå. Nordlig	700-900	20



Figur 3.16: Oversikt over aktuelle kildeområder for flyttblokker på Heidalsmuen. Bergartsnummer 3, som inkluderer Ottakonglomeratet har kildeområder utenfor kartbladets grenser og kan også knyttes til området Flatningen ved Lemonsjøen rett nord for Heidalsmuen, mellom Vågå og Heidal. Bergartsnummer 11 representerer Heidalsserien.



Figur 3.17: Et utvalg av bergartene som er funnet på Heidalsmuen. A: Peridotitt med forvittringshud. B: Serpentin-konglomerat (Ottakonglomerat). C: Hellekifer (Heidalsserien). D: Keratofyr. E: Trondhjemittisk intrusiv. F: Koronittisk gabbro/metagabbro. G: Glimmerskifer. H: Intermediær biotitt-hornblende gneis. I: Amfibolitt. J: Middelskornet biotittgranitt/granodioritt, lett forgneiset.

3.2.4 Vurdering av bergartsobservasjoner

Resultatene fra arbeidet på Heidalsmuen har vist at dette fjellet har en komplisert berggrunnsgeologi med et bredt spekter av ulike lokale bergarter som har gjort det problematisk å identifisere ekte flyttblokker. De tilgjengelige geologiske kartbladene og

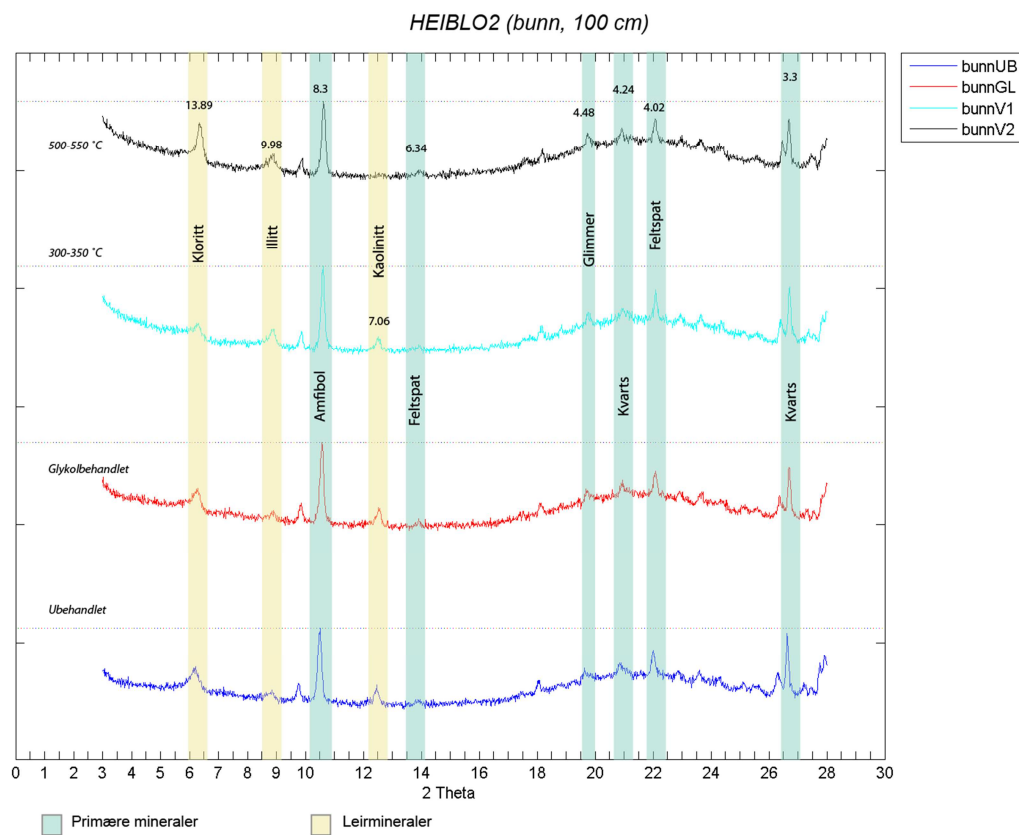
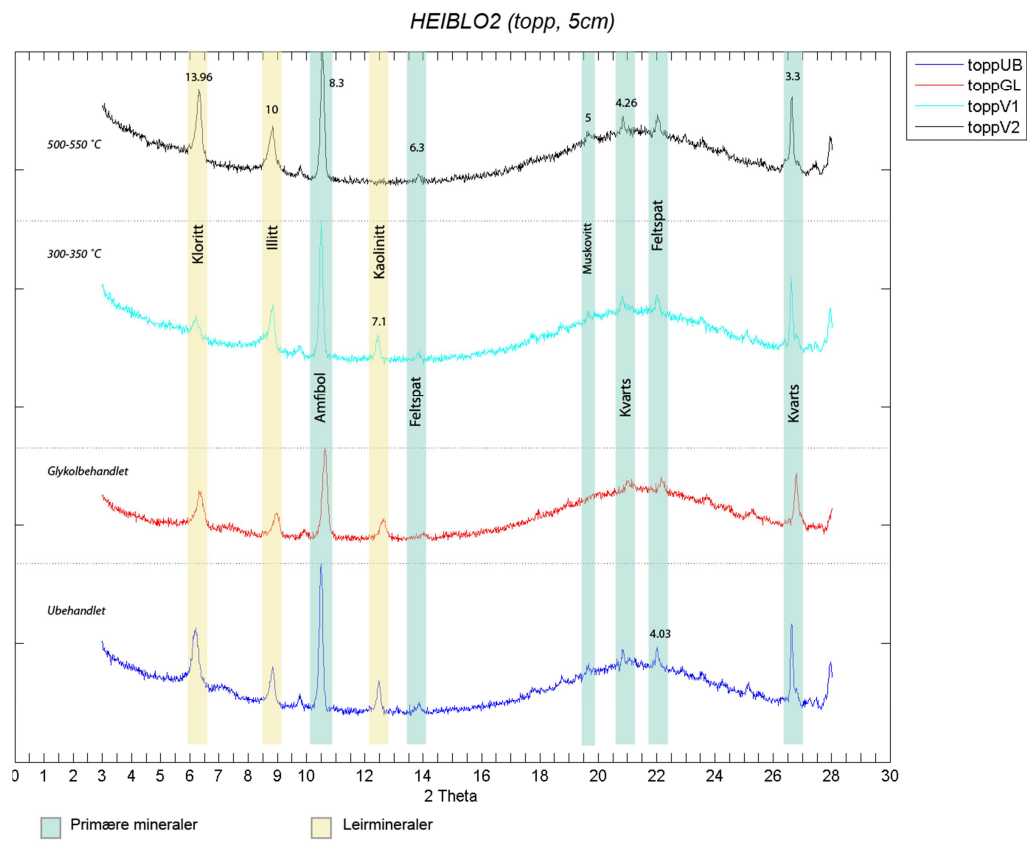
beskrivelsene av bergartene er mangelfulle og det gjør at det er problematisk å skille mellom lokal og ikke-lokal berggrunn. Enkelte av tolkningene fra tidligere arbeid kan også sies å være foreldet (M.Heim, pers. med.). Det er også en overvekt av lokale blokker som er observert og samlet inn. Feltområdet skiller seg fra andre fjelltopper i regionen som for eksempel Sjølen og Tron der berggrunnsgeologien er adskillig mer homogen, nøyere kartlagt og hvor det er gjort tidligere provenancestudier (Hult, 2011; Kvamme, 2012). Områdets plassering under det som en rekke studier foreslår som iskillets posisjon i post-LGM tid kan også være en kompliserende faktor.

Det er en rekke utfordringer knyttet til bruken av flyttblokker. I dette datasettet stammer få av flyttblokkene innenfor et spesifikt kildeområde, som gjør at en ikke kan bestemme isbevegelse med en tilfredsstillende presisjon. Blokkene kan knyttes til flere geografiske områder, noe som gir brede sektorer og reduserer nøyaktigheten av metoden. Dette gjør at en ikke kan gi tilfredsstillende klare svar på hvordan blokkene er transportert fra kilde til endelig avsetning. Andre feilkilder oppstår ettersom en flyttblokkanalyse kun kan forklare netto transport. Det vil si at flyttblokkene kan ha blitt transportert i ulike etapper, med ulike agenser og til andre områder før endelig avsetning, en transporthistorie som kan være langt mer kompleks enn det som antydes her. Dette er et problem ettersom blokker fra fjerntliggende områder kan være transportert over lang tid, og isbevegelsesretningen som er antydnet er et resultat av transporten gjennom en hel glasiering. Prøveinnsamlingen som er gjort kan ha vært ufullstendig og eller forutinntatt. Viktige funn kan derfor blitt utelatt. Den litologiske analysen kan også ha unnlatt viktige detaljer eller det kan være feiltolkninger knyttet til hvor blokkene egentlig har sitt opphav. Som nevnt viste det seg vanskelig å konkret bestemme kildeområdene for disse bergartene, noe som reduserer presisjonen til datasettet. Ettersom det ikke er gjort dateringer i denne studien er det også vanskelig å si noe om begravelseshistorien til flyttblokkene eller berggrunnen og når dette området ble isfritt. Funnene vil derfor bli knyttet opp til tidligere dateringer og sammenlignes med andre arbeider for på denne måten å kunne si noe om den relative tidsrammen og hvordan disse funnene relaterer seg til debatten om isdekkets konfigurering.

3.2.5 Resultat XRD-analyse

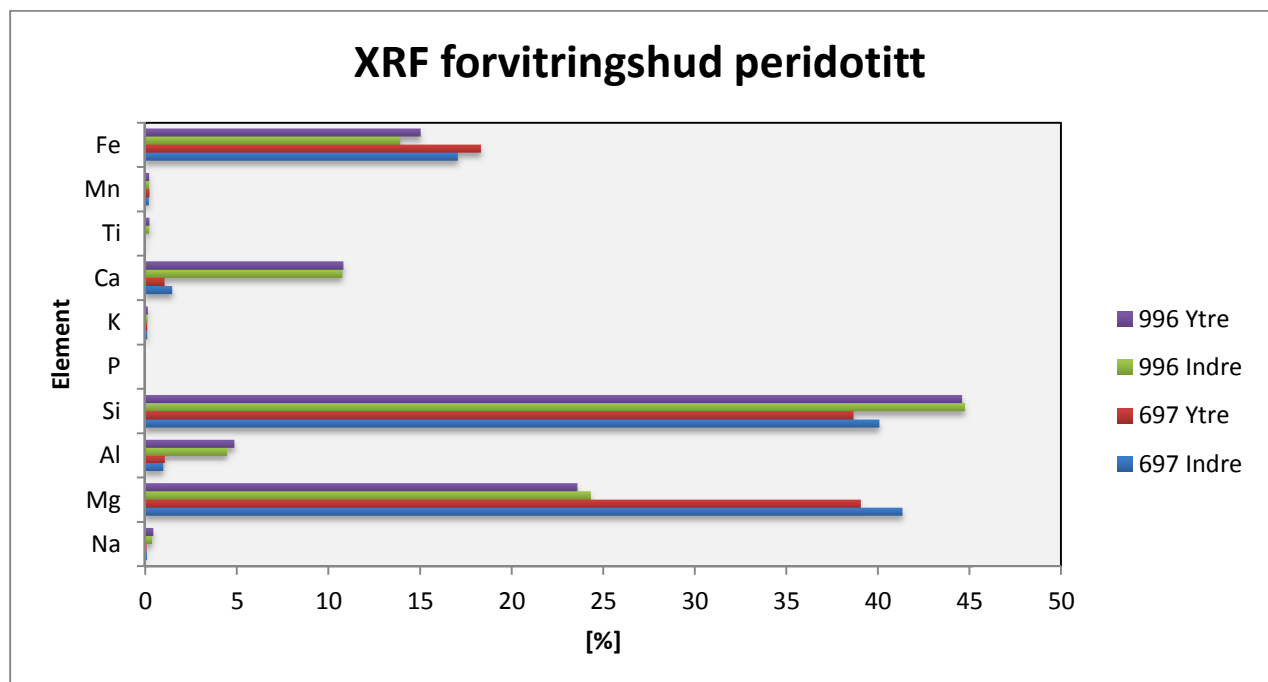
Det er en dominans av primære mineraler slik som amfibol (8.3 Å), kvarts (4.26 Å, 3.3 Å), glimmer (5 Å) og feltspat, som er forenelig med mineralsammensetningen i berggrunnen (figur 3.18). En stor del av de observerte bergartene på Heidalsmuen er amfibolitt (figur 3.13), så dette kan sies å være forventet. Identifiserte leirmineraler er kloritt, illitt og kaolinitt (figur 3.18). Toppene i kloritt ser en vanligvis med en refleksjon på 14 Å. For sikkert å kunne identifisere kloritt bør en også se topper ved 7.1, 4.73 og 3.55 Å. Her er det registrert en tydelig topp ved 14 Å, men de to andre refleksjonene er ikke tydelige. Illitt er tydelig når en ser refleksjonen ved 10 Å. Den blir også bredere etter varmebehandling, ettersom det forekommer noe svelling. Ren illitt ekspanderer ikke, og vil derfor alltid ha en refleksjon ved 10 Å. Dette kan imidlertid også være glimmere som muskovitt og biotitt. Sekundærrefleksjonen i kaolinitt og primærrefleksjonen i kloritt sammenfaller. Dette gjør det problematisk å identifisere om det er kaolinitt i prøvene. Riktignok kolliderer kaolinitt etter varmebehandling ved 550 °C. Ideelt sett bør man utføre tilleggsanalyser for sikkert å kunne identifisere kaolinitt. Ved bruk av dimetylsulfoksid (García og Camazano, 1968) oppnås en ny refleksjon ved 11.18 Å, gitt at mengden kaolinitt er mer enn 5 %. På denne måten kan man vite mengden av kaolinitt i prøven. Dimetylsulfoksid er imidlertid ikke brukt i denne analysen.

Det er ikke gjort funn av andre leirmineraler slik som gibbsitt, gøttitt eller smektitt i disse analysene, som for eksempel på Tron (Halleraker, 2010) der gibbsitt og smektitt er funnet. Her er det imidlertid kun gjort analyser fra et profil, og det blir derfor vanskelig å kunne si om disse funnene er representative for hele blokkhavet. Det kan også være problemer knyttet til prøveprepareringen som nevnt i 2.3.2. I tillegg kan det være store forskjeller mellom profiler i blokkhavet. Mineraler kan være utvasket hvis dreneringen er god. I en studie av et blokkhav i Sverige var det forskjell på profil fra fjellplatået og et profil gravd i sadelen mellom to høydedrag. (Goodfellow et al., 2009). Derfor er ikke resultatene fra dette ene profilet representativt for fjellet i sin helhet.



Figur 3.18: Røntgendiffraktogrammer som viser resultatene fra XRD-analysen fra gropen HEIBLO2 i blokkhavet på Heidalsmuen (1700 m o.h.). Fargekoden på grafene henviser til de ulike behandlingstrinnene.

3.2.6 Resultat XRF forvittringshud



Figur 3.19: XRF-analyse av forvittringshud på peridotitt. To blokker ble prøvetatt, 697 og 996. Tall i prosent.

To blokker ble prøvetatt for en XRF-analyse av forvittringshuden i peridotitt. Bergarten har en typisk velutviklet forvittringshud som er ca. 5 mm tykk (A, figur 3.17). Forvittringshuden ble forsøkt skåret løs fra blokkene, men ettersom det var svært vanskelig å prøveta materiale fra forvittringshuden, vet vi ikke om resultatene kan være påvirket av kontaminasjon fra materiale innenfor. Prøve 697 viser at det er tap av magnesium og silisium, mens det er økning i jern i begge prøver (figur 3.19). Begge prøver har en økning i aluminium, fra 1 til 4 %. Peridotitt er en jernrik bergart og får en typisk rustfarget forvittringshud. Matthews og Owen (2011) undersøkte peridotitt i Leirdalen og Gravidalen i Jotunheimen. De fant at forvittringshuden hadde en gjennomsnittlig tykkelse på 5.6 ± 0.9 mm. Dette gir en gjennomsnittlig vokserate på 0.58 ± 0.09 mm ka^{-1} . De konkluderer at dette er et resultat av kjemisk forvitring. Generelt er dette en dypere forvitret bergart sammenlignet med andre krystallinske bergarter.

4 Diskusjon

I den følgende delen vil resultatene fra analysene og feltarbeidet diskutert, vurdert og sammenlignet med andre studier for å kunne besvare problemstillingene som er tatt opp tidligere.

4.1 Blokkhavet – dannelse og opprinnelse

Det er noen interessante spørsmål knyttet til blokkhav. For det første vet man generelt lite om hvor gamle disse forvitningsformene er, det andre er hvordan disse blokkhavene er dannet og det tredje er hvilke prosesser som foregår i blokkhav i dag. I 1.4.4. ble de ulike hypotesene knyttet til blokkhavs opprinnelse trukket frem. Hvorvidt blokkhavet på Heidalsmuen er eldre enn kvartær, er vanskelig å besvare. Det er ikke gjort eksponeringsdateringer her, noe som kunne bidratt til å vite mer om hvor lenge berggrunnen eller blokkhavet har vært eksponert. Dateringer gjort på andre fjelltopper i det sentrale Sør-Norge viser at blokkhav er en gammel landform, med en modellert eksponeringshistorie som i enkelte tilfeller går tilbake en million år (Linge et al., 2006). XRD-analysene kan heller ikke gi svar på om blokkhavet inneholder leirmineraler synonymt med kjemisk forvitring i et varmere klima (3.2.5). Til det er det ikke samlet inn nok data fra flere forvitningsprofil, så derfor kan ikke dette bekreftes eller utelukkes. Leirmineralene kloritt og kaolinit, som er funnet i prøvene (figur 3.18), kan begge være dannet i et kaldt klima (Elliott et al., 1997; Allen et al., 2001), selv om kaolinit ofte er relatert til et varmere klima (for eksempel Whalley et al., 1997). Studier fra Tron (Halleraker, 2011), Vest-Norge (Roaldset et al., 1982), Nord-Norge (Rea et al., 1996; Whalley et al., 2004), og fra Canada (Marquette et al., 2004), foreslår et neogent opphav, mens blokkhav i Nord-Sverige er foreslått dannet i kvartær (Goodfellow et al., 2009). Torformer, som i mange blokkhav vitner om betydelig erosjon over lang tid (Phillips et al., 2006), er ikke observert på Heidalsmuen. Det er riktignok en rekke blotninger (figur 3.5), men disse befinner seg ikke høyere enn overflaten på blokkhavet, og er kun i brattere skråninger. Fabel et al. (2012) argumenterer for at ettersom det generelt er lite spor etter glisialerosjon i høyereliggende områder etter sen-weichsel eller holocene, er det akseptert at blokkhav er gamle landformer. Ballantynes (2010) modell for blokkhav foreslår en dannelsesteori som tilsier at overflatesenkningen som har pågått, i

kombinasjon med periglasiale prosesser, har påvirket blokkhavet slik at i enkelte blokkhav kan det finnes rester av neogent forvittringsmateriale, mens andre ikke har disse restene. Begge kan allikevel være dannet over en lang tid. Dette utelukker ikke at isen kan ha erodert ned til berggrunn enkelte steder, slik at blokkhav her kan ha blitt dannet i sen-pleistocen.

Profilene fra hullene som ble gravd på Heidalsmuen viser at det er en oppgrovende kornfordeling med store blokker øverst, med gradvis finere materiale dypere nede. Dette er relatert til frostprosesser. De relativt store og tydelige sorterte sirklene på det øverste platået (figur 3.4) viser at det har vært aktiv permafrost her. Fra kartlegging av permafrost i Sør-Norge (Heggem et al., 2005) vet vi at Heidalsmuen fortsatt har permafrost, men utbredelsen kan være sporadisk og være tilknyttet strålingsforhold, mikroklima og fjellsidens beliggenhet. At blokkhav har en negativ temperaturanomali favoriserer også permafrost i slike områder (Juliussen og Humlum, 2008). Frostforvitring eller mekanisk forvitring er derfor sannsynligvis en av forvittringsprosessene i blokkhavet, kanskje spesielt i et klima der temperaturer fluktuierer rundt 0 og frostsprengning kan være en effektiv prosess. Det er imidlertid lett å overse kjemisk forvitring som en viktig prosess. Ifølge Dixon og Thorn (2005) har mekanisk forvitring tradisjonelt blitt sett på som hovedprosessen under nedbryting i alpine miljø. Det er fuktighet som er den begrensede faktoren når det gjelder kjemisk forvitring, i motsetning til lave temperaturer. Forvittringsraten er imidlertid tregere enn i varme tropiske miljø (Dixon og Thorn, 2005). En rekke spor av eller indikasjoner på kjemisk forvitring er tydelig på Heidalsmuen ved å se på forvittringshud hos enkelte bergarter (figur 3.17 A), samt primære mineraler i XRD-analysen. Hvilken av disse forvittringsprosessene som er den dominerende i dag er vanskelig å avgjøre. En stor del av blokkhavet inneholder finmateriale som ikke uten videre kan forklares med mekanisk forvitring. Ifølge Lautridou og Seppälä (1986) produseres det lite finmateriale ved fryse-tineprosesser av magmatiske bergarter i dagens klima. Derfor kan dette være dannet av kjemisk forvitring over en lengre tidsperiode.

Blokkhavs alder og dannelse er relevant, ettersom det nå finnes to ulike modeller for landskapsutviklingen i Skandinavia. De paleiske flatene (Reusch, 1901b) har en sentral plass i den klassiske modellen for fjellkjededannelse, der de representerer flater som ble tæret ned til havnivå etter den kaledonske fjellkjedefoldingen for ca. 400 Ma. Flatene, som er referert til som et lavland, ble hevet i kenozoikum, før de ble erodert og formet av isbreer til det landskapet vi kjenner i dag. Teorien er imidlertid endret de senere årene ved at det er

observert flater i ulike høyder (Lidmar-Bergström et al., 2013), som er et tegn på flere landhevingsepisoder av forskjellig alder.

Denne modellen er utfordret av en ny hypotese kjent som ICE-modellen (Nielsen et al., 2009). Isostasi, klima og erosjon, som ICE står for, er de sentrale komponentene for hvordan fjellkjeden fremstår i dag. Ifølge ICE foregikk det aldri noen heving av disse flatene. Erosjon har fjernet masse fra fjellene og avsatt disse i bassenger i Nordsjøen. Dette har sørget for en isostatisk nedbøyingszone i Nordsjøen, mens fjellkjedens rotsone er isostatisk hevet. Volumet av breerosjonen som pågikk gjennom kvartærtiden (2.8 Ma) er beregnet til å være for lite i forhold til sedimentene enn finner på sokkelen. De paleiske flatene har bidratt til dette underskuddet ved at isbreer har formet flatene jevne ved et stabilt likevektsnivå gjennom flere istider, for deretter å påvirkes av periglasiale prosesser. Dette er kjent som the glacial buzzaw (Mitchell og Montgomery, 2006), eller den glasiale sirkelsagen. En prosess som kutter fjellkjeder ved bestemte høyder, spesielt der nedbør er rikelig. Reusch (1910) beskrev denne ideen allerede tidlig på 1900-tallet, og mente at prosessen ikke var utenkelig tidlig i en glasiasjon. Lidmar-Bergström et al. (2013) mener at teorien om den glasiale sirkelsagen ikke fungerer for den norske fjellkjeden ettersom flatene er å finne i ulike trinn dannet ved ulik erosjonsbasis, og at de intakte paleiske flatene er på østsiden av fjellkjeden, og ikke i områdene i vest og nordvest, der det er mest nedbør. Her er sporene etter de paleiske flatene fjernet ved nettopp breerosjon. Et peneplan blir brukt om et fjellområde som statistisk sett er erodert ned til en viss høyde (Mitchell og Montgomery, 2006; Egholm et al., 2009), og om flater som er utjevnet til erosjonsbasis (Lidmar-Bergström et al., 2013). Begrepsbruken er derfor et problem i debatten, ettersom de ulike fagmiljøene har ulike definisjoner av landskapstrekk.

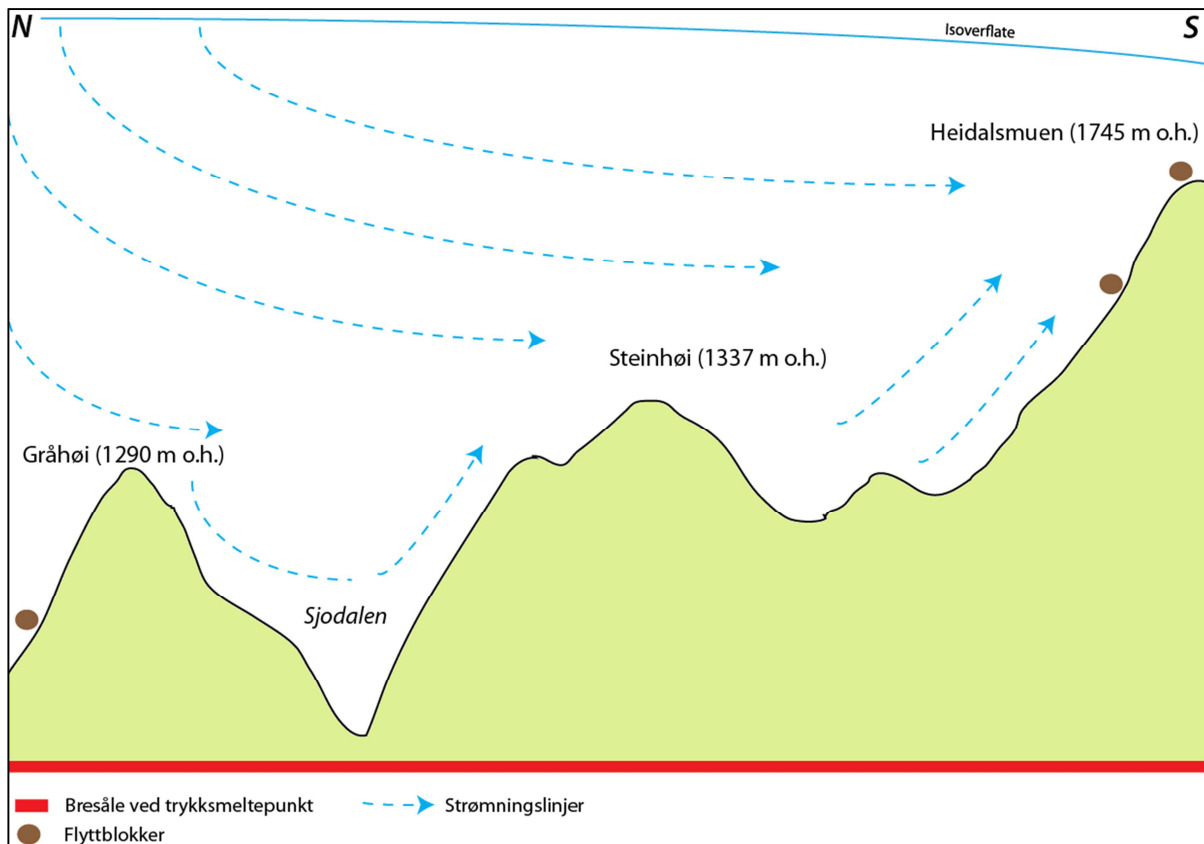
ICE er en kontroversiell teori som har høstet kritikk. Blokkhav dekker flere av disse gamle paleiske flatene, og er et tema som ikke diskuteres i ICE-hypotesen. At disse flatene er erodert og formet i løpet av kvartærtiden er derfor problematisk ettersom forskning på blokkhav antyder at disse landformene er gamle nettopp fordi de er bevart av lav-erosiv is. Pedersen og Egholm (2013) mener at den glasiale sirkelsagen var aktiv tidlig i kvartær, da breene var små og påvirket av 41 ka sykluser. Etter 0.9 Ma var isdekkene større, og fulgte 100 ka syklus. Plataene var derfor dekket av kaldbasert is. Det er imidlertid vanskelig å forklare de forskjellige trinnene i landskapet med den glasiale sirkelsagen (Lidmar-Bergström et al., 2013).

4.2 Transport av flyttblokker

Den vertikale fordelingen av blokkene viser at flere av flyttblokkgruppene har en utbredelse helt opp til toppen av fjellet. Spesielt tydelig er utbredelsen av peridotitt som er observert flere steder over 1600 m o.h. Dette tilsier at Heidalsmuen minst en gang har vært dekket av is helt opp til toppen. Samtidig er blokken med den mest nøyaktige provenance, serpentinkonglomeratet eller Ottakonglomeratet, funnet i lav høyde, 1215 m o.h., ved foten av fjellet. Dette antyder at isen kanskje ikke hadde evne til å løfte materiale høyere opp i isen, eller at transportavstanden har vært for kort til å bli løftet høyere opp i isen. Dette er også tydelig ved å se på utbredelsen av store blokker (>1x1m, figur 3.6). Det er ikke observert blokker av denne størrelsen over >1600 m o.h. De er kun avsatt på nordsiden, den slakeste av fjellsidene. Det er imidlertid også gjort funn av flyttblokker med en nordlig provenance høyere opp (figur 3.2), men av betydelig mindre størrelse.

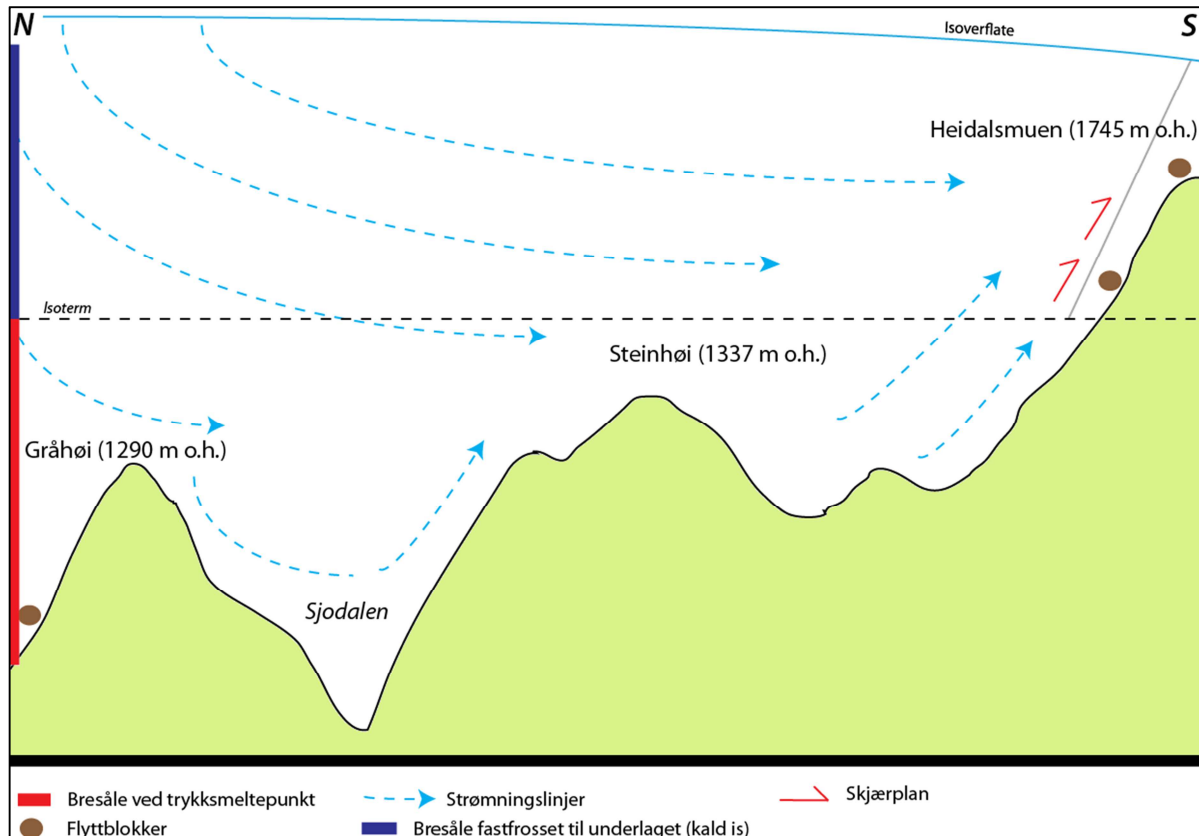
I 1.4.3 ble det presentert teoretiske prinsipper for hvordan bergfragmenter kan løftes opp og bli en del av ismassen og hvordan disse transporteres videre i ismassen. Det er kjent at materiale kan transporteres i motbakke i et isdekke ved at overflategradienten er bratt og sørger for rask isbevegelse (Benn og Evans, 2010). I tillegg kan materiale flyttes vertikalt i ismassen gjennom ulike prosesser slik som: (I) sammenpressing, der to ismasser flyter sammen, kan presse materiale oppover i isen, (II) hastighetsforskjeller der rask varm is møter kald is og bremses opp, (III) økt trykk ved isbevegelse mot en topografisk barriere. Dette kan sørge for såkalt overskyvning og det dannes skjærplan i isen. Faktorene som er nevnt ovenfor er basert på glasiologisk forskning knyttet til fjell- og dalbreer, samt landformer. Dette er prosesser i en mye mindre skala enn i et isdekke. Det kan nevnes her at nye radardata fra Antarktis (Bell et al., 2011) foreslår betydelig akkumulering av is nedenfra ved påfrysning i stor skala. Her er det snakk om flere hundre meter med is og dette kan påvirke isbevegelsen og overflategradienten. Hvilke konsekvenser dette har gjennom en glasiering er imidlertid uvisst, men det viser litt av utfordringene knyttet til å forstå dynamikken i isdekker. Mangerud et al. (2011) mener at flyttblokker transportert fra lavereliggende terreng vitner om at isen som har avsatt blokkene må ha vært tilstrekkelig tykk. Hvis en illustrerer eksempler av dette i feltområdet, er det fornuftig å vise til ulike scenarier for hvordan blokkene er transportert fra kilde til endelig avsetning. I disse

eksemplene er brukt et forenklet topografisk profil fra et mulig kildeområde ved Flatningen ved Lemonsjøen til toppen av Heidalsmuen.



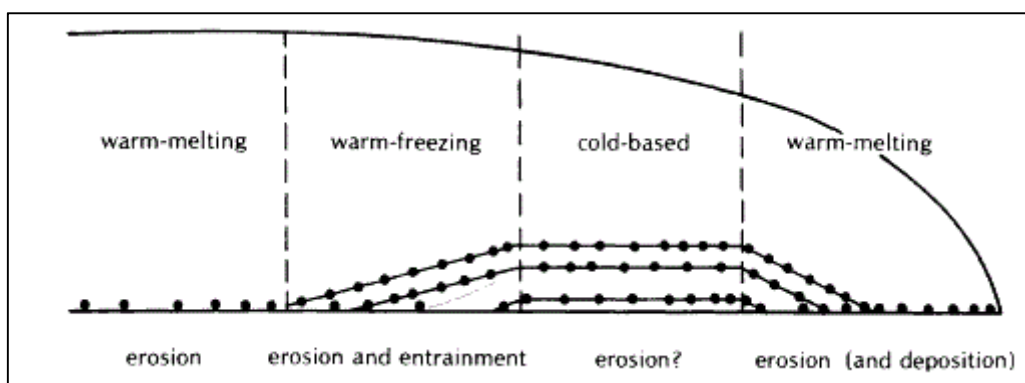
Figur 4.1: Forenklet modell (ikke gjengitt i korrekt skala) som viser temperaturregime i et varmbasert isdekke og hvordan blokker kan ha blitt transportert før endelig avsetning. Istykkelsen må her ha vært av en betydelig tykkelse, og må kanskje være betydelig tykkere enn denne figuren antyder (Mangerud et al. 2011)

Hvis vi så ser for oss en enkel modell der isdekket kun er varmbasert, må isdekket ha vært av en betydelig tykkelse, trolig tykkere enn figur 4.1 antyder. På denne måten kan materiale transporteres oppover med strømningslinjer i isen og isdekket må således ha beveget seg uavhengig av den subglasiale topografien. Modellen gjør det imidlertid problematisk å forklare tilstedeværelsen av blokkhav på toppen av Heidalsmuen, noe som ofte er forklart med at disse områdene kan ha vært isfrie (Ballantyne, 1998), eller dekket av kald is som har utøvet en begrenset erosjon (Fabel et al., 2012).



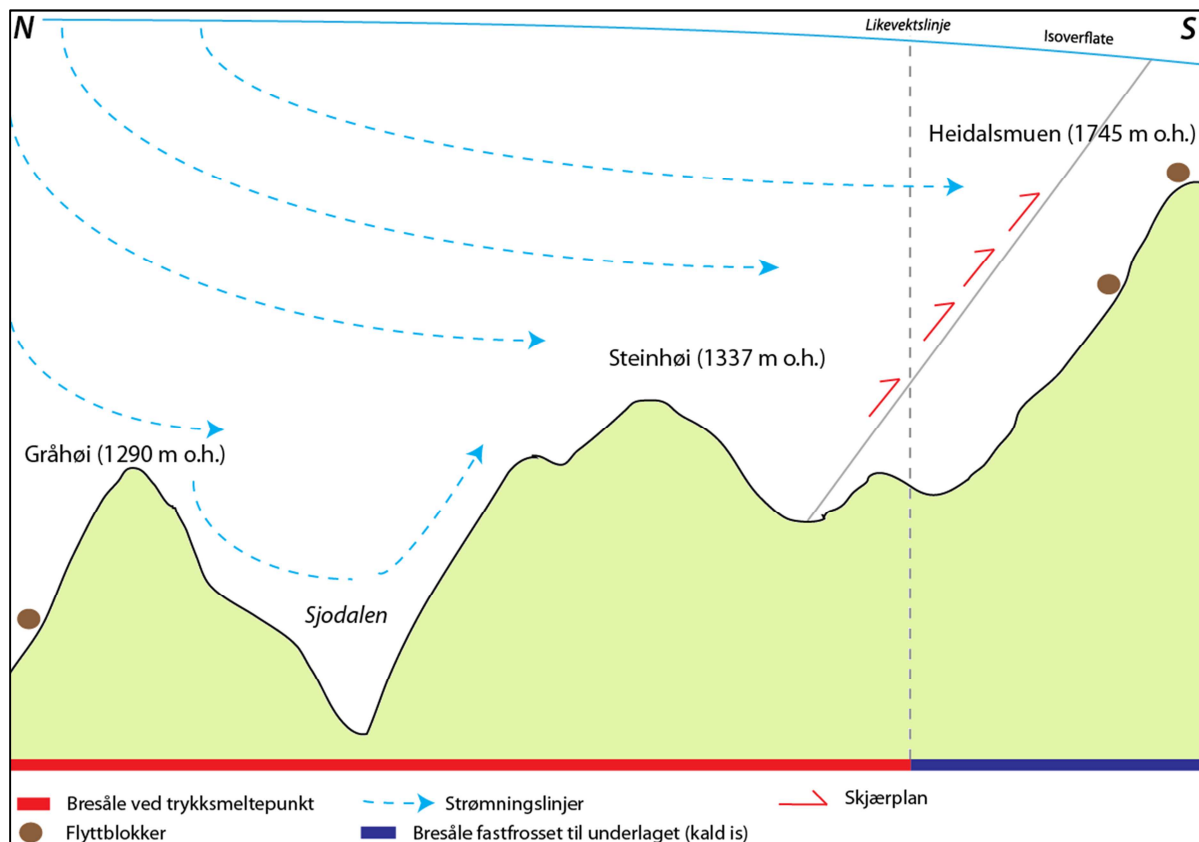
Figur 4.3: Modell der isdekket er kaldbasert i de øvre delene som foreslått av Sollid og Sørbel (1994). En skjærsone er tentativt tegnet inn som en forklaring på transporten av flyttblokker til toppen av Heidalsmuen.

Sollid og Sørbel (1994) mener det er en vertikal fordeling av ulike typer landformer i landskapet (figur 4.2). I høyereliggende områder er det få erosjonsformer, men heller flyttblokker, blokkhav og laterale smeltevannskanaler som dominerer. Drumliner og rogenmorener er utbredt i lavereliggende strøk. Dette er ifølge forfatterne et resultat av at de øvre delene sentralt i isdekket har vært kaldbasert. Denne modellen forklarer hvordan blokkhavet kan bli bevart, men den gjør det vanskelig å forklare transporten av flyttblokkene til toppen av Heidalsmuen.



Figur 4.2: Ulike termiske soner i det nordamerikanske isdekket (Laurentide). (Sugden, 1977)

Flere studier foreslår at det fennoskandiske og det nordamerikanske isdekket har vært polytermalt (Sugden, 1977; Dahl et al., 1997; Kleman et al., 2008). Eldre landformer og ikke-glasiale relikte landskap er bevart i de sentrale delene av isdekket, mens det har foregått kraftig skuring i de ytre delene slik som i fjordene (Fabel et al., 2002; Stroeven et al., 2006; Kleman et al., 2008). Dette viser at de termiske sonene har flyttet seg gjennom en glacial syklus slik at tidligere varmbaserte soner er bevart. Når en tar disse faktorene i betraktning,



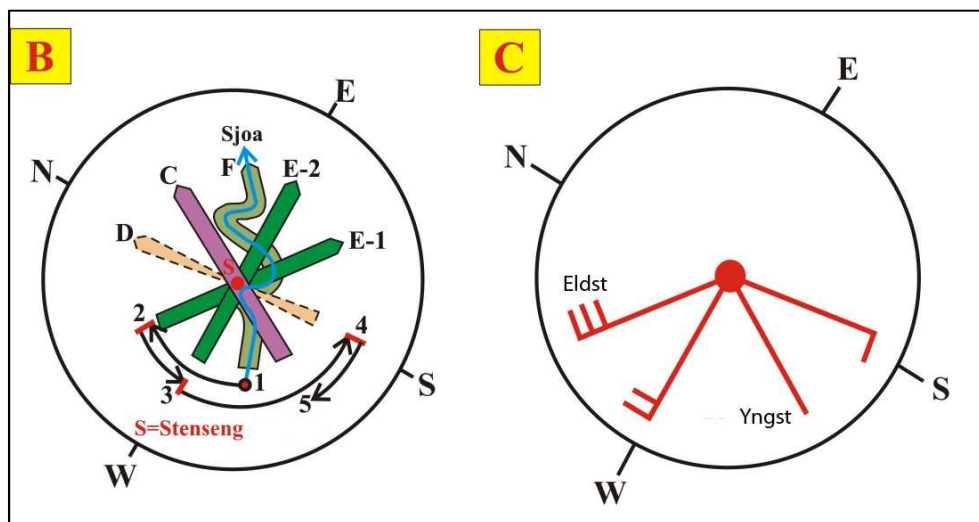
Figur 4.4: Varmbasert is møter kaldbasert is og materiale kan løftes opp subglasialt langs et skjærplan grunnet hastighetsforskjeller mellom varm og kald is.

blir modellen annerledes. Materiale kan bli løftet opp når relativt rask varmbasert is møter en kaldbasert sone, slik som antydnet av Sugden (1977) (figur 4.3). Denne modellen vil tilfredsstillende bevare av blokkhav og kan forklare hvordan blokker kan løftes opp over kortere avstander (figur 4.4). Etersom kildeområdene ikke kan stedfestes med en bedre presisjon, blir disse modellene tentative, og er kun brukt som eksempler på hvordan isen kan ha transportert blokkene.

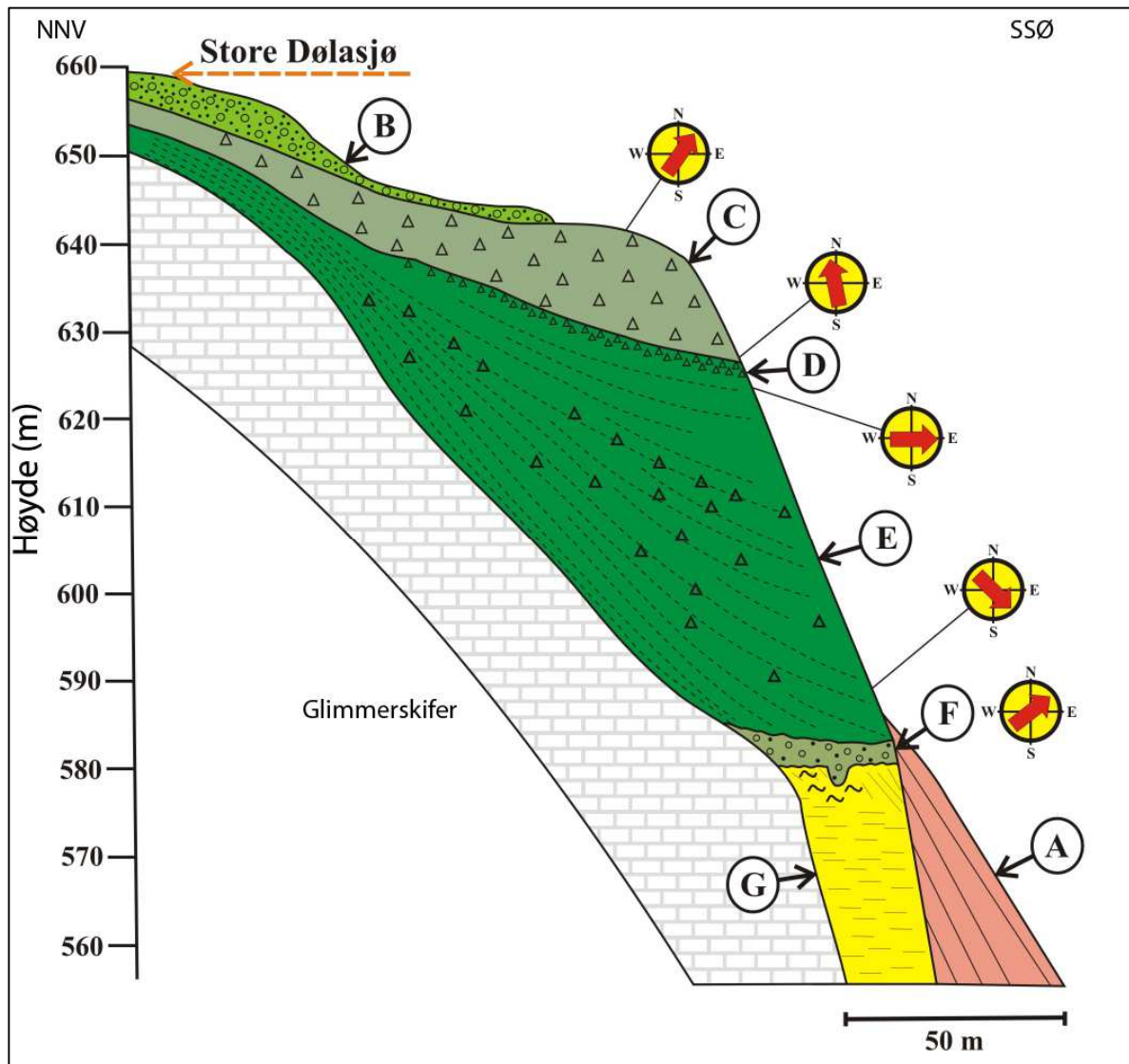
4.3 Isbevegelsesretninger og iskillets posisjon

Resultatene fra flyttblokkanalysen viser at to isbevegelsesretninger kan antydes (figur 3.16). (I) En nord-nordvestlig og eller nordøstlig isbevegelse angitt ved bergarter som sannsynlig er tilhørende Heidalsserien, Selgruppen og Vågåmo ofiolittkompleks. (II) En sørvestlig eller vestlig retning angitt ved funn av peridotitt fra Jotundekket.

Morenestratigrafien ved Stenseng (Garnes og Bergersen, 1977), ca. 14 km nordvest for Heidalsmuen, muliggjør en interessant sammenligning med resultatene fra flyttblokkanalysen. Innholdet av blokkmateriale endrer seg gjennom morenesnittet. Et blokklag (lag D i Garnes og Bergersen, 1977) representerer et skille i stratigrafien (D i figur 4.6). Under dette laget dominerer bergarter fra Heidalsserien (nr 11 i figur 1.4). Over dette laget er det økende andel bergarter fra Jotundekket (nr 30 og 22 i figur 1.4). Dette støttes av mineralanalysen der en ser en økning av mineraler som assosieres med krystalline bergarter. Ifølge forfatterne representerer blokklaget en endring i isbevegelsen fra en nordlig-nordøstlig retning (E i 4.6) til en retning fra sør-sørvestlig eller vestlig retning (C i 4.6). Dette støttes av skuringsstriper (2 km fra Stenseng, figur 4.5) og av fabricanalyse i morenestratigrafien. Isbevegelsen fra nord eller nordøst er således den eldste isbevegelsen, isbevegelsen fra sør eller sørvestlig retning representerer en yngre isbevegelse. Bergartene funnet i morenesnittet er således forenelige med bergartene funnet på Heidalsmuen og støtter opp om tolkningene fra flyttblokkanalysen.



Figur 4.5: B viser de ulike isbevegelsesretningene over Stenseng (Garnes og Bergersen, 1977). Bokstavkodene korresponderer med figur 4.6. C viser skuringsstriperne (2km vest for Stenseng) og deres relative alder. (figur modifisert fra S.O. Dahl).



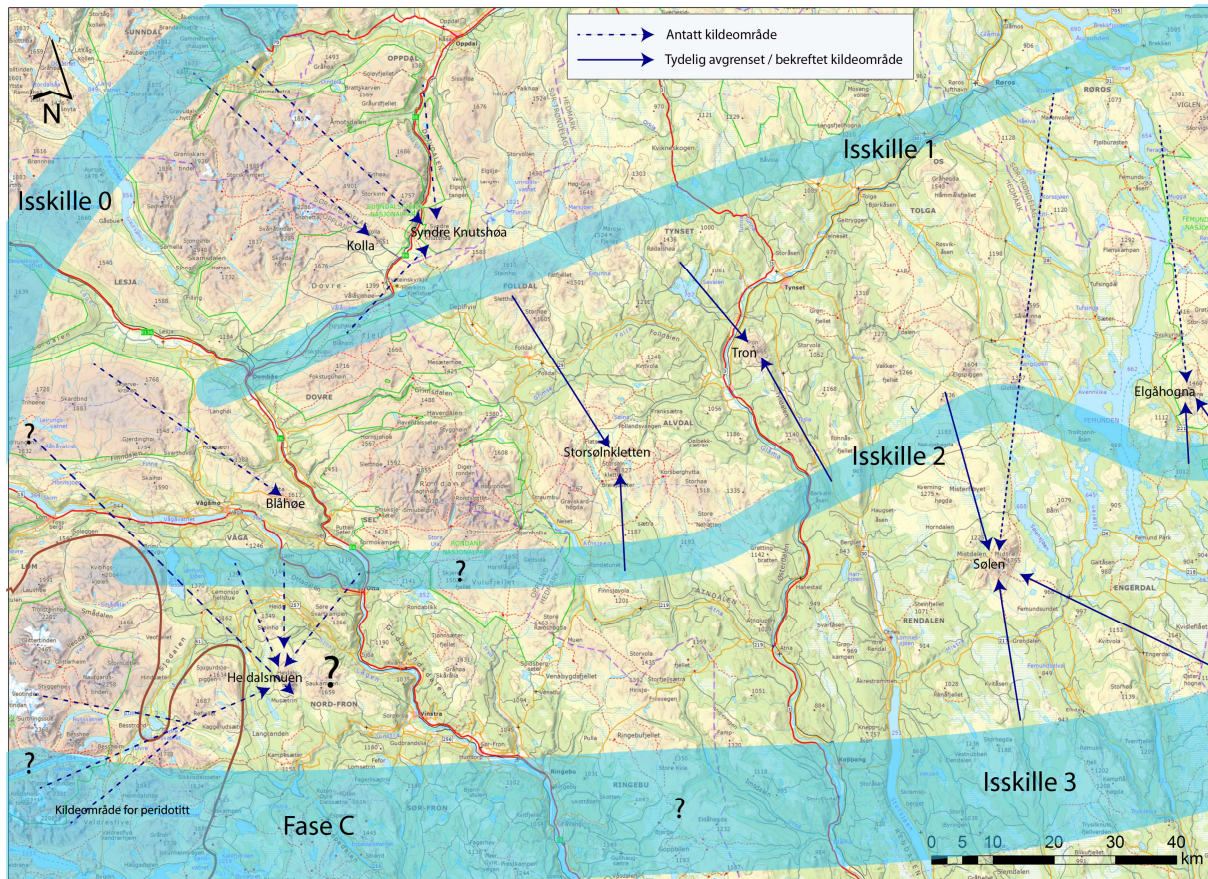
Figur 4.6: Stratigrafien fra Stenseng i nedre Sjødalen. A: nedrast materiale. B: ablasjonsmorene. C: bunnmorene etter isdekke fra sør eller sørvest. D: blokkrik morene, mulig ablasjonsmorene. E: bunnmorene etter et isdekke fra nordvest eller vest. F: bunnmorene etter dalbre fra sørvest. G: glasiolakustrine sedimenter som er foreslått til å være Saale-alder (130 ka), basert på to TL-dateringer (O.F. Bergersen, upubliserte data). Store Dølasjø, en bredemt sjø, er lokalt datert til 39 ± 3 ka, basert på et gjennomsnitt fra tre OSL-dateringer fra Murudalen. Høyden til Store Dølasjø er ca. 658 m o.h. Over halvparten av bergartene under lag D tilhører Heidalsserien (nordlig provenance), mens det over dette laget er en økning i bergarter tilhørende Jotundekket (figur modifisert fra S.O. Dahl). Provenance og fabric beskrevet av Garnes og Bergersen (1977).

Det er foreslått en østlig til sørøstlig forflytning av isskillet (figur 1.8) i løpet av sen-weichsel fra en posisjon nær vannskillet til en sen-glacial posisjon fra vest til øst som krysser Midt-Gudbrandsdalen (Mannerfelt, 1941, 1945; Vorren, 1977; Bergersen og Garnes, 1980; Mangerud et al., 2011). Det er imidlertid problematisk å fastsette isskilletts posisjon ettersom en ikke vet hvor skarpt eller smalt et isskille er subglasialt, og at kildeområdene ikke kan avgrenses bedre, men det er naturlig å anta at isskillet har hatt en posisjon nord for

Heidalsmuen for å kunne plukke og transportere flyttblokkene. Hovedvekten av bergartene som er fra en nord er ikke transportert langt og kommer i all hovedsak fra området mellom Heidal og Vågå, samt Ottadalen (figur 3.16, tabell 3.2). Flyttblokkresultater fra Tron (Hult, 2011), Storsølnkletten (Eidsvåg, 2013), Elgåhogna (Juliussen og Humlum, 2007) og Sølen antyder et isskille nord for Tron (isskille nr 1 i figur 4.7). Et isskille (nr 2 i figur 4.7) antydes av Kvamme (2012) ved en posisjon nord for Sølen, men sør for Storsølnkletten. Dette bekreftes også av Eidsvåg (2013). Kobles dette resultatet opp mot funnene fra Tron (Hult, 2011), Elgåhogna (Juliussen og Humlum, 2008) og Storsølnkletten (Eidsvåg, 2013) er posisjonen til dette isskillet i tråd med antydningen fra flere forskere (Vorren, 1977; Mangerud et al., 2011) som mener isskillet gikk fra Femunden i øst, via Atndalen i sen-weichsel. Det er derfor ikke utenkelig at isskillet har ligget over eller rett nord for Heidalsmuen. Dette kan også forklare hvorfor de fleste av blokkene er fra nærliggende kildeområder som ligger nært.

Kildeområdet i nordvest angitt ved funn av granodiorittisk gneis og koronittisk gabbro er betraktelig lengere unna. Flyttblokker på Blåhø og Kolla (Becker, 2013) antyder også en nordvestlig isbevegelse, noe som støtter opp om funnene fra Heidalsmuen. Det kan allikevel ikke utelukkes at dette tilhører samme isbevegelse som flyttblokkene av nordlig provenance, eller at blokkene er transportert i to ulike faser. Dette er spekulativt å besvare, men kan ikke utelukkes. Her foreslås isskille 0 i figur 4.7, som en forklaring på disse flyttblokkene. Dette kan ha vært isskilletts posisjon i en tidlig fase, nær dagens vannskille.

Isbevegelsesretningene som antyder en sørlig eller sørøstlig isbevegelsesretning kan kobles mot fase II og fase b som foreslått av Vorren (1977) og Garnes og Bergersen (1980). I denne fasen var isskillet nær vannskillet og isbevegelsen var mot sørøst. I følge denne modellen er denne fasen eldre enn LGM. Nesje et al. (1988) mener fase B/fase II (Vorren, 1977; Garnes og Bergersen, 1980) heller representerer LGM. For at isskillet kunne migrere til en ny posisjon i sørøst, må det foregående isskillet ha blitt betraktelig lavere, for eksempel ved en tilbaketrekning av ismarginen fra sokkelen med hurtig kalving. Dette vil ha sørget for tynning og muliggjort en forflytning av isskillet til en sørøstlig posisjon.



Figur 4.7: Kartet viser funnene fra ulike provenancestudier gjennomført på Blåhø, Kolla, Søndre Knutshø (Becker, 2013 pågått), Tron (Hult, 2011), Sølén (Kvamme, 2012) og Elgåhogna (Juliussen og Humlum, 2008), Heidalsmuen (denne oppgaven). Isskilleenes posisjon er tentativt tegnet inn. Pilene er trukket fra det antatte eller bekreftede kildeområde til fjellet der funnene er gjort.

Funnet av peridotitt støtter en nordøstlig eller nordlig isbevegelse, som antageligvis tilhører en sen fase, støttet av morenestratigrafi og skuringstriper ved Stenseng. Dette kan enten være fase C (figur 4.7) eller fase D, da isskillet lå i området over Vinstra og isbevegelsen var mot nordvest (Garnes og Bergersen, 1980). På Blåhø er det også funnet stripete bunnmorener (fluting) som antyder en nordlig isbevegelse (Becker, 2013). På Sølén i Hedmark er det funnet en blokk fra Osdalskonglomeratet i lav høyde som kan knyttes til en nordlig isbevegelse (Kvamme, 2012). Et isskille (nr 3 i figur 4.7) kan derfor ha eksistert sør for Sølén. Fraværet av blokker med en sørlig provenance høyere oppe kan indikere at isen ikke har hatt samme evne til å løfte materiale, strømningslinjene i isen kan ha vært annerledes, eller det kan skyldes manglende funn. I figur 4.7 er isskille 3 og fase C tentativt koblet sammen.

Et morenesnitt i Sandådalen (Garnes, 1973) sørøst for Heidalsmuen viser at det i en sen fase var isbevegelse mot nord. Det er imidlertid ikke funnet bergarter med en sørlig provenance på Heidalsmuen. Trolig har ikke denne nordlige isbevegelsen hatt samme evne

til å transportere materiale, har vært betydelig tynnere eller at det var en renere ismasse uten særlig materiale i ismassen. En topografisk styrt isbevegelse kan også forklare at isdekket ikke beveget seg over fjellene, men at isen fulgte dalene. Istykkelsen kan også ha avtatt når isskillet migrerte sørover (Vorren, 1977; Mangerud et al., 2011), på grunn av en nærere posisjon til kysten og isstrømmers effektive drenering av isdekket, kanskje spesielt under LGM da isstrømmen norskerenna var aktiv (Sejrup et al. 2009). Som vist i 3.1.4 er det spor etter det som kan antydes å være glasiale laterale landformer avsatt på den nordvestre siden av Heidalsmuen. Kanskje er disse laterale smeltevannsløp avsatt under denne sene fasen.

Tre OSL-dateringer fra Murudalen gir en gjennomsnittlig alder på 39 ± 3 ka (upubliserte data, S.O. Dahl pers med., figur 4.6). Dette gir en indirekte datering av høyden på stratigrafien ved Stenseng. Hvis sammenligningen mellom Stenseng og Heidalsmuen er korrekt, antyder dette at flyttblokkene ble transportert og avsatt tidligere i weichsel, altså før LGM. Dette impliserer et mye tykkere isdekke enn tidligere antatt for denne perioden. LGM-isdekket kan derfor ha vært en mye renere ismasse, eller at det har vært et tynnere, multidomet isdekke som foreslått av minimumsmodellen.

4.4 Implikasjoner for istykkelsen

Ettersom blokkene som er knyttet til de aktuelle isbevegelsesretningene er funnet opp til toppen av fjellet har det trolig eksistert et isdekke som har vært minst like tykt som høyden på fjellet i de fasene da blokkene ble avsatt. At Heidalsmuen har eksistert som nunatak i disse periodene er derfor lite trolig. Blokkhavet som befinner seg på Heidalsmuen gir en interessant diskusjon om isdekkets vertikale utbredelse. Rendalssølen (1755 m o.h.), Elgåhogna (1460 m o.h.) Gaustatoppen (1883 m o.h.) og Blåhø (1618 m o.h.) gir aldre fra før LGM på berggrunn i blokkhavet, mens en finner yngre aldre under blokkhavsgrensen (Linge et al., 2006). Eksponeringsalderen på berggrunnen stiger med høyde, slik at de yngste aldrene er i lav høyde, mens de eldste aldrene er fra toppene. Dette er også tilfellet i Skottland (Fabel et al., 2012) og på Baffin Island, arktisk Canada (Briner et al., 2006). Det har derfor foregått mer effektiv erosjon i lavere høyde, og mindre effektiv erosjon på toppene. Disse studiene utelukker derfor blokkhav som en postglasial landform (for eksempel Dredge, 1992), men viser at disse er dannet under lang tids forvitring. Flyttblokker med unge aldre

hvilende på berggrunn med eldre eksponeringsalder foreslår kaldbasert lav-erosiv is over Blåhø (ca. 30 km nord for Heidalsmuen) (Goehring et al., 2008) under LGM. Forvitringsgrensen mellom blokkhav og skurt berggrunn som er tydelige mange steder kan derfor være en subglasial termisk grense, og ikke nødvendigvis et tegn på istykkelse som tidligere foreslått av en rekke studier (Dahl, 1966; Ives, 1966; Nesje og Dahl, 1990; Ballantyne et al., 1997; Rae et al., 2004). Ut ifra flyttblokkanalysen kan isdekkets tykkelse derfor være nærmere maksimumsmodellen (1.4.6), men det er fortsatt usikkerhet knyttet til når flyttblokkene ble transportert (jf. 4.3), og en vet derfor ikke hvorvidt disse fasene representerer pre-LGM eller om dette er LGM-tykkelsen.

4.5 Fremtidig arbeid

Av økonomiske og tidsmessige årsaker kan ikke denne oppgaven dekke over alle aspekter. Problemer som dette arbeidet tar opp, spesielt kompleks berggrunnsgeologi samt korrekt prøvepreparering, bør tas hensyn til under nye undersøkelser med lignende metoder. Viktige spørsmål står fortsatt ubesvart i denne oppgaven, som for eksempel når flyttblokkene ble avsatt og blokkhavets alder og dannelse. Eksponeringsdatering bør utføres i blokkhavet, og på de aktuelle flyttblokkene som er identifisert i denne studien, etter fremgangsmåten fra Fabel et al. (2012), Linge et al. (2006) og Goehring et al. (2006). Dermed kan en sammenligne disse resultatene med andre fjelltopper i regionen. Heidalsmuens eksponeringshistorie vil bidra til å si noe mer om når fjellet ble isfritt, og hvilke isforhold det kan ha vært på toppen. Undersøkelser av blokkhavet bør baseres på flere profiler, slik at en tar høyde for forskjeller mellom ulike deler av blokkhavet (Goodfellow et al., 2009). Flere analyser, slik som kornfordeling (Goodfellow, 2012) vil også kunne si noe om forholdet mellom kjemisk og mekanisk forvitring.

5 Konklusjon

Flyttblokkanalysen antyder to isbevegelsesretninger over Heidalsmuen, (I) en sørlig til sørøstlig isbevegelse og (II) en nordøstlig til østlig isbevegelse. Flyttblokkene kan korreleres med stratigrafien på Stenseng (Garnes og Bergersen, 1980) og dette gir en mulighet for relativ tidsbestemmelse. Isbevegelsen fra nord mot sør er således den eldste, mens isbevegelsen fra sør mot nord representerer en yngre isbevegelse. Flyttblokkenes vertikale fordeling antyder at Heidalsmuen har vært dekket av is helt til toppen av fjellet under disse to fasene. Trolig har dette vært kald, ikke-erosiv is, grunnet bevaringen av forvittringsmaterialet som dekker store deler av fjellet. Isskillets plassering i forhold til Heidalsmuen, kan ikke gjengis mer nøyaktig, ettersom kildeområdene ikke kan avgrenses bedre. Flyttblokkanalysen ser imidlertid ut til å bekrefte den rådende oppfatningen om isskillets sørøstlige migrasjon gjennom weichsel fra en posisjon nær vannskillet til en posisjon ved Midt-Gudbrandsdalen. Dette er støttet av flere provenancestudier gjort i Hedmark og Oppland. Berggrunnen på Heidalsmuen fremstår som kompleks og er ikke kartlagt i tilfredsstillende detalj tidligere. Den relativt heterogene berggrunnen bestående av flere bergarter har gjort identifiseringen av flyttblokker utfordrende, samt at kildeområdenes utbredelse gjør at resultatenes nøyaktighet er redusert sammenlignet med provenancestudier gjennomført på andre fjelltopper. Toppen av fjellet er dekket av forvittringsmateriale bestående av en stor andel finmateriale. Analyser fra et forvittringsprofil antyder leirmineraler som kaolinitt og kloritt, samt en rekke primære mineraler fra forvittringen av bergartene. Disse funnene anses ikke å være representative ettersom de kun er fra et profil samt problemer tilknyttet prepareringen. Dermed kan ikke denne studien bekrefte eller avkrefte om det har foregått forvitring i et varmt klima og aktuelle spørsmål tilknyttet dannelsen av slike forvittringsformer.

Referanser

- Allen, C. E., Darmody, R. G., Thorn, C. E., Dixon, J. C. og Schlyter, P. 2001: Clay mineralogy, chemical weathering and landscape evolution in Arctic–Alpine Sweden. *Geoderma*, 99, 277-294.
- Allen, J. R. M. og Huntley, B. 1999: Estimating past floristic diversity in montane regions from macrofossil assemblages. *Journal of Biogeography*, 26, 55-73.
- Alm, T. 1993: Øvre Æråsvatn-palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 BP lacustrine record on Andøya, northern Norway. *Boreas*, 22, 171-188.
- Alm, T. og Birks, H. H. 1991: Late Weichselian flora and vegetation of Andøya, Northern Norway - macrofossil (seed and fruit) evidence from Nedre Æråsvatn. *Nordic Journal of Botany*, 11, 465-476.
- Alsos, I. G. 2003: *Conservation biology of the most thermophilous plant species in the Arctic: genetic variation, recruitment and phylogeography in a changing climate*. Phd-oppgave. Universitetet i Tromsø
- Alsos, I. G., Engelskjøn, T. og Brochmann, C. 2002: Conservation genetics and population history of *Betula nana*, *Vaccinium uliginosum*, and *Campanula rotundifolia* in the arctic archipelago of Svalbard. *Arctic, antarctic, and alpine research*, 408-418.
- Alsos, I. G., Engelskjøn, T., Taberlet, P. og Brochmann, C. 2001: Circumpolar phylogeography of *Vaccinium uliginosum* inferred from cpDNA sequences. *Bauhinia*, 15, 74.
- Andersen, B. G. 1981: Late Weichselian ice sheets in Eurasia and Greenland. *The last great ice sheets*, 3, 35.
- Ballantyne, C. K. 1998: Age and significance of mountain-top detritus. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 327-345.
- Ballantyne, C. K. 2010: A General Model of Autochthonous Blockfield Evolution. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 289-300.
- Ballantyne, C. K., McCarroll, D., Nesje, A. og Dahl, S. O. 1997: Periglacial trimlines, former nunataks and the altitude of the last ice sheet in Wester Ross, northwest Scotland. *Journal of Quaternary Science*, 12, 225-238.
- Becker, L. 2013: *Reconstruction of Regional Ice-flow Directions in Central Southern Norway based on the Analysis of Provenance of Erratic Boulders* Masteroppgave. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen
- Bell, R. E., Ferraccioli, F., Creyts, T. T., Braaten, D., Corr, H., Das, I., Damaske, D., Frearson, N., Jordan, T. og Rose, K. 2011: Widespread persistent thickening of the East Antarctic Ice Sheet by freezing from the base. *Science*, 331, 1592-1595.
- Benn, D. I. og Evans, D. J. A. 2010: *Glaciers & glaciation*. Hodder Education, London. 802 s.
- Bennike, O. 1999: Colonisation of Greenland by plants and animals after the last ice age: a review. *Polar Record*, 35, 323-336.
- Bergersen, O. F. og Garnes, K. 1980: Weichsel in central South Norway: a general view of the deposits from the Gudbrandsdalen Interstadial and from the following glaciation.
- Bergersen, O. F., Thoresen, M. og Hougsnaes, R. 1991: Evidence for a newly discovered Weichselian Interstadial in Gudbrandsdalen, Central South Norway. *Striae*, 34, 103-108.
- Birks, H. H. 1994: Plant macrofossils and the nunatak theory of pre-glacial survival. *Dissertationes botanicae*, 234, 129-143.

- Blytt, A. 1881: Die Theorie der wechselnden kontinentalen und insularen Klimate. *Englers Botanische Jahrbücher*, 2, 1-50.
- Boswell, P. 1916: The petrology of the North Sea Drift and upper glacial brick-earths in East Anglia. *Proceedings of the Geologists' Association*, 27, 79-98.
- Boulton, G. S. 1979: Processes of glacial erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*, 23, 15-38.
- Boulton, G. S., Dongelmans, P., Punkari, M. og Broadgate, M. 2001: Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews*, 20, 591-625.
- Boulton, G. S., Smith, G. D., Jones, A. S. og Newsome, J. 1985: Glacial Geology and Glaciology of the Last Mid-Latitude Ice Sheets. *Journal of the Geological Society*, 142, 447-474.
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. og Karlsen, F. 2004: Rock-slope failures of Norway, type, geometry deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84, 67-88.
- Bradwell, T., Stoker, M. S., Golledge, N. R., Wilson, C. K., Merritt, J. W., Long, D., Everest, J. D., Hestvik, O. B., Stevenson, A. G. og Hubbard, A. L. 2008: The northern sector of the last British Ice Sheet: maximum extent and demise. *Earth-Science Reviews*, 88, 207-226.
- Brindley, G. W. og Brown, G. 1980: *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Mineralogical Society.
- Briner, J. P., Miller, G. H., Davis, P. T. og Finkel, R. C. 2006: Cosmogenic radionuclides from fiord landscapes support differential erosion by overriding ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 118, 406-420.
- Brochmann, C., Gabrielsen, T. M., Nordal, I., Landvik, J. Y. og Elven, R. 2003: Glacial survival or tabula rasa? The history of North Atlantic biota revisited. *Taxon*, 52, 417-450.
- Brunner, P. C., Douglas, M. R., Osinov, A., Wilson, C. C. og Bernatchez, L. 2001: Holarctic phylogeography of Arctic charr (*Salvelinus alpinus* L.) inferred from mitochondrial DNA sequences. *Evolution*, 55, 573-586.
- Böcher, T. W. 1956: Area-limits and isolations of plants in relation to the physiography of the southern parts of Greenland. *Meddelelser om Grønland*, 124, 1-40.
- Bøe, R., Sturt, B. A. og Ramsay, D. M. 1993: The conglomerates of the Sel Group, Otta-Vågå area, Central Norway: an example of a terrane-linking succession. *NGU Bulletin*, 425, 1-24.
- Cernohorsky, Z. 1963: Survival of lichens during the glacial age in the North Atlantic Basin. North Atlantic biota and their history: a symposium held at the University of Iceland, Reykjavík, July, 1962, under the auspices of the University of Iceland and the Museum of Natural History. 233-240. Pergamon Press
- Dahl, E. 1955: Biogeographic and geologic indications of unglaciated areas in Scandinavia during the glacial ages. *Geological Society of America Bulletin*, 66, 1499-1520.
- Dahl, E. 1963: Plant migrations across the North Atlantic Ocean and their importance for the palaeogeography of the region. *North Atlantic biota and their history*, 173-188.
- Dahl, R. 1966: Block fields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 55-85.
- Dahl, S. O., Lie, Ø., Pytte, A. G. B., Murray, A., Tveranger, J., Håvik, O., Kvisvik, B. C. og Nesje, A. 2004: Weichselian glaciation history in east-central southern Norway. *GFF*, 126, 118.
- 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, 87-97.
- Dahl, S. O., Nesje, A. og Ovstedal, J. 1997: Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26, 161-180.
- Danielsen, A. 1971: Skandinavias fjellflora i lys av senkvartær vegetasjonshistorie. *Blyttia*, 29, 183-209.
- Deer, W., Howie, R. og Zussmann, J. 1992: *An introduction to the Rock-forming Minerals*. Longman, Essex. 528
- Dixon, J. C. og Thorn, C. E. 2005: Chemical weathering and landscape development in mid-latitude alpine environments. *Geomorphology*, 67, 127-145.
- Dutrow, B. L. og Clark, C. M. 2012: *X-ray Powder Diffraction*. Tilgjengelig fra: http://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/XRD.html [Lest 30.11.2012].
- Egholm, D., Nielsen, S., Pedersen, V. K. og Lesemann, J.-E. 2009: Glacial effects limiting mountain height. *Nature*, 460, 884-887.
- Eidsvåg, J. 2013: *Glasiasjonshistorie og provenancestudier av flyttblokker frå Storsølnekletten, Alvdal, Hedmark*. Masteroppgave. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen
- eklima. 2013: *eklima - meteorologisk institutt*. Tilgjengelig fra: www.eklima.no [Lest 22.08.2012].
- Elliott, W. C., Savin, S. M., Dong, H. og Peacor, D. R. 1997: A paleoclimate interpretation derived from pedogenic clay minerals from the Piedmont Province, Virginia. *Chemical Geology*, 142, 201-211.
- Fabel, D., Ballantyne, C. K. og Xu, S. 2012: Trimlines, blockfields, mountain-top erratics and the vertical dimensions of the last British-Irish Ice Sheet in NW Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 55, 91-102.
- Fabel, D., Stroeven, A. P., Harbor, J., Kleman, J., Elmore, D. og Fink, D. 2002: Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ¹⁰Be and ²⁶Al. *Earth and Planetary Science Letters*, 201, 397-406.
- Fedorov, V. B. og Stenseth, N. C. 2001: Glacial survival of the Norwegian lemming (*Lemmus lemmus*) in Scandinavia: inference from mitochondrial DNA variation. *Proceedings of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, 268, 809-814.
- Fitzsimons, S. J., Lorrain, R. D. og Vandergoes, M. J. 2000: Behaviour of subglacial sediment and basal ice in a cold glacier. I Maltman, A. J., Hubbard, B., Hambrey, M. J. (red.) *Deformation of Glacial Materials*. 181-190. Geological society London.
- Fitzsimons, S. J., McManus, K. J. og Lorrain, R. D. 1999: Structure and strength of basal ice and substrate of a dry-based glacier: evidence for substrate deformation at sub-freezing temperatures. *Annals of Glaciology*, 28, 236-240.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F. og Fjeldskaar, I. 2000: Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1413-1422.
- Flagstad, Ø. og Røed, K. H. 2003: Refugial origins of reindeer (*Rangifer tarandus L.*) inferred from mitochondrial DNA sequences. *Evolution*, 57, 658-670.
- Follestad, B. A. 2001: The surface of the inland ice in the Atndalen valley, South-central Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 438, 15-20.
- Follestad, B. A. 2003: Development of minor late-glacial ice domes east of Oppdal, Central Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 441, 39-50.
- Follestad, B. A. og Fredin, O. 2007: Late Weichselian ice flow evolution in south-central Norway? *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 87, 281.

- Fægri, K. 1960: Problems of immigration and dispersal of the Scandinavian flora. I Löve, A. og Löve, D. (red.) *North Atlantic biota and their history*. 221-232. Pergamon press, Oxford.
- García, S. G. og Camazano, M. S. 1968: Differentiation of kaolinite from chlorite by treatment with dimethyl-sulphoxide. *Clay Minerals*, 7, 447-450.
- Garnes, K. 1973: Till studies in the Gudbrandsdal area, eastern central Norway. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala*, 5, 81-92.
- Garnes, K. og Bergersen, O. F. 1977: Distribution and genesis of tills in central south Norway. *Boreas*, 6, 135-147.
- Garnes, K. og Bergersen, O. F. 1980: Wastage Features of the Inland Ice-Sheet in Central South-Norway. *Boreas*, 9, 251-269.
- Geikie, J. 1873: Note on The Occurrence of Erratics. *Transactions of the Geological Society of Glasgow*, IV, 235-242.
- Gjelsvik, T. 1946: Anorthosittkomplekset i Heidal. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 26, 1.
- Gjermundsen, E. F. 2012: Cosmogenic ²⁶Al/¹⁰Be data from alpine landscapes in Northwest Spitsbergen, Svalbard, suggest minimal glacier erosion throughout the Pleistocene. *Quaternary International*, 279–280, 169.
- Gjermundsen, E. F. 2013: *Quaternary glacial history of northern Spitsbergen, Svalbard; cosmogenic nuclide constraints on configuration, chronology and ice dynamics*. Phd-oppgave. Institutt for geofag, Universitetet i Oslo
- Gjessing, J. 1955: Orientering om noen istidsstudier som er i gang i Østlandets fjelltrakter. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 35.
- Gjessing, J. 1965: Deglaciation of Southeast and East-Central South Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 20, 133-149.
- Goehring, B. M., Brook, E. J., Linge, H., Raisbeck, G. M. og Yiou, F. 2008: Beryllium-10 exposure ages of erratic boulders in southern Norway and implications for the history of the Fennoscandian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 27, 320-336.
- Goodfellow, B. W., Fredin, O. L. A., Derron, M.-H. og Stroeven, A. P. 2009: Weathering processes and Quaternary origin of an alpine blockfield in Arctic Sweden. *Boreas*, 38, 379-398.
- Greeley, R. og Iversen, J. D. 1985: *Wind as a geological process on Earth*. Mars, Venus and Titan: Cambridge University Press. 339
- Hadac, E. 1960: The history of the flora of Spitsbergen and Bear Island and the age of some arctic plant species. *Preslia*, 32, 225-253.
- Halleraker, C. 2011: *Kjemisk analyse av forvittringsmateriale fra et autoktont blokkhav og torformer, samt geomorfologisk kartlegging av Tron, Nord-Østerdalen i Hedmark, Sør-Norge*. Masteroppgave. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen
- Hansen, A. M. 1886: Om seter eller strandlinjer i store høider over havet. *Archiv Mathematik Naturvidenskab*, 10, 329-352.
- Hansen, A. M. 1895: Om beliggenheten av bræskillet. *Nyt magasin for naturvidenskaberne*, 34.
- Harmer, F. 1928: THE DISTRIBUTION OF ERRATICS AND DRIFT. *Proceedings of the Yorkshire Geological and Polytechnic Society*. 21, 2, 79-150. Geological Society of London
- Heggem, E. S. F., Juliussen, H. og Etzelmüller, B. 2005: Mountain permafrost in Central-Eastern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59, 94-108.

- Holder, K., Montgomerie, R. og Friesen, V. L. 1999: A test of the glacial refugium hypothesis using patterns of mitochondrial and nuclear DNA sequence variation in rock ptarmigan (*Lagopus mutus*). *Evolution*, 1936-1950.
- Holmlund, P. og Fastook, J. 1995: A time dependent glaciological model of the Weichselian ice sheet. *Quaternary International*, 27, 53-58.
- Holmsen, G. 1915: *Brædæmte sjøer i nordre Østerdalen*. I salg hos Aschehoug
- Holtedahl, O. 1953: *Norges geologi*. I salg hos Aschehoug.
- Hult, L. 2011: *Rekonstruksjon av paleoisbevegelse over Tron (1666 m o.h.), Nord- Østerdalen, Hedmark, ved provenancestudie av flyttblokker*. Masteroppgave. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen
- Hutton, J. 1795: *Theory of the Earth - With Proofs and Illustrations*. William Creech, Edinburgh.
- Hørbye, J. C. 1855: Det erratiske Phænomen paa Rigsgrændsen. *Nytt magasin for naturvidenskaberne*, 8.
- Hørbye, J. C. 1857: *Observations sur les phénomènes d'érosion en Norvège*. Brøgger & Christie, Christiania. 56 s.
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegård, R. S. og Sollid, J. L. 2002: Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 56, 122-136.
- Iverson, N. R., Hooyer, T. S., Fischer, U. H., Cohen, D., Moore, P. L., Jackson, M., Lappégard, G. og Kohler, J. 2007: Soft-bed experiments beneath Engabreen, Norway: regelation infiltration, basal slip and bed deformation. *Journal of Glaciology*, 53, 323-340.
- Ives, J. 1966: Block fields, associated weathering forms on mountain tops and the nunatak hypothesis. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 48, 220-223.
- Jackson, L. E., Phillips, F. M., Shimamura, K. og Little, E. C. 1997: Cosmogenic ³⁶Cl dating of the Foothills erratics train, Alberta, Canada. *Geology*, 25, 195-198.
- Janssens, K., Janssens, K. H. A. og Grieken, R. 2004: *Non-destructive microanalysis of cultural heritage materials*. Elsevier Science Limited.
- Juliussen, H. og Humlum, O. 2007: Preservation of block fields beneath Pleistocene ice sheets on Solen and Elgahogna, central-eastern Norway. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 51, 113-138.
- Juliussen, H. og Humlum, O. 2008: Thermal regime of openwork block fields on the mountains Elgåhogna and Sølén, central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 1-18.
- Kjerulf, T. 1879: *Udsigt over det sydlige Norges geologi: med i teksten indtagne tegninger, profiler, planer, en atlas, 39 plancher i træsnit, indeholdne grafiske fremstillinger samt den geologiske undersøgelses kart i 1:1000,000*. W.C. Fabritius, Christiania (Oslo). 262 s.
- Kjær, K. H., Houmark-Nielsen, M. og Richardt, N. 2003: Ice-flow patterns and dispersal of erratics at the southwestern margin of the last Scandinavian Ice Sheet: signature of palaeo-ice streams. *Boreas*, 32, 130-148.
- Kleman, J. 1994: Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. *Geomorphology*, 9, 19-32.
- Kleman, J. og Borgström, I. 1994: Glacial landforms indicative of a partly frozen bed. *Journal of Glaciology*, 40, 255-264.

- Kleman, J., Hättestrand, C. og Clarhall, A. 1999: Zooming in on frozen-bed patches: scale-dependent controls on Fennoscandian ice sheet basal thermal zonation. *Annals of Glaciology*, 28, 189-194.
- Kleman, J. og Hättestrand, C. 1999: Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature*, 402, 63-66.
- Kleman, J., Stroeven, A. P. og Lundqvist, J. 2008: Patterns of Quaternary ice sheet erosion and deposition in Fennoscandia and a theoretical framework for explanation. *Geomorphology*, 97, 73-90.
- Knight, J. 2008: The environmental significance of ventifacts: A critical review. *Earth-Science Reviews*, 86, 89-105.
- Kullman, L. 2000: The geocological history of *Picea abies* in northern Sweden and adjacent parts of Norway. A contrarian hypothesis of postglacial tree immigration patterns. *Geoöko*, 21, 141-172.
- Kullman, L. 2001: A new approach to postglacial forest-history of northern Scandinavia. Review of megafossil and macrofossil evidence. *Recent research developments in ecology*, 1-19.
- Kullman, L. 2002: Boreal tree taxa in the central Scandes during the Late - Glacial: implications for Late - Quaternary forest history. *Journal of Biogeography*, 29, 1117-1124.
- Kullman, L. 2004: Tree-limit landscape evolution at the southern fringe of the Swedish Scandes (Dalarna province)–Holocene and 20th century perspectives. *Fennia-International Journal of Geography*, 182, 73-94.
- Kvamme, Å. D. 2012: *Paleoisrørsleretninger og glasiasjonshistorie, Rendalssølen, Sørøst-Noreg*. Masteroppgave. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen
- Lautridou, J.-P. og Seppälä, M. 1986: Experimental frost shattering of some Precambrian rocks, Finland. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 89-100.
- Lidmar-Bergström, K., Bonow, J. M. og Japsen, P. 2013: Stratigraphic Landscape Analysis and geomorphological paradigms: Scandinavia as an example of Phanerozoic uplift and subsidence. *Global and Planetary Change*, 100, 153-171.
- Lindroth, C. H. 1963: *The problem of late land connections in the North Atlantic area*. Oxford, Pergamon.
- Linge, H., Brook, E. J., Nesje, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F. og Clark, H. 2006: In situ ¹⁰Be exposure ages from southeastern Norway: implications for the geometry of the Weichselian Scandinavian ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1097-1109.
- Lowe, J. J. og Walker, M. J. C. 1997: *Reconstructing quaternary environments*. Addison Wesley Longman.
- Lynge, B. 1939: On the survival of plants in the Arctic. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 7, 489-497.
- Löve, A. og Löve, D. 1963: *North Atlantic biota and their history. A symposium held at Reykjavik, July 1962*. Pergamon Press.
- Mangerud, J. 1963: Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 223, 223-274.
- Mangerud, J. 1965: Dalfyllinger i noen sidedaler til Gudbrandsdalen, med bemerkninger om norske mammutfunn. *Norsk geol. Tidsskr*, 50, 167-181.
- Mangerud, J. 1973: *Isfrie refugier i Norge under istidene*. Universitetsforlaget.
- Mangerud, J. 2004: Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 271-294.

- Mangerud, J., Gulliksen, S. og Larsen, E. 2010: 14C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45–25 kyr BP compared with Bølling–Younger Dryas fluctuations and Dansgaard–Oeschger events in Greenland. *Boreas*, 39, 328-342.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. og Svendsen, J. I. 2011: Glacial history of Norway. I Ehlers, J., Gibbard, P. L. og Hughes, P. D. (red.) *Quaternary Glaciations Extent and Chronology*. 279-298. Elsevier Science Limited, 2004.
- Mannerfelt, C. M. 1941: Glacialmorfologiske studier i norske högfjell. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 8, 9-47.
- Mannerfelt, C. M. 1945: Några glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältningmekanik i svensk och norsk fjällterräng. *Geografiska annaler*, 27, 1-239.
- Mannerfelt, C. M. 1949: Marginal drainage channels as indicators of the gradients of Quaternary ice caps. *Geografiska annaler*, 194-199.
- Marquette, G. C., Gray, J. T., Gosse, J. C., Courchesne, F., Stockli, L., Macpherson, G. og Finkel, R. 2004: Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 19-38.
- Matthews, J. A. og Owen, G. 2011: Holocene Chemical Weathering, Surface Lowering and Rock Weakening Rates on Glacially Eroded Bedrock Surfaces in an Alpine Periglacial Environment, Jotunheimen, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22, 279-290.
- Mitchell, S. G. og Montgomery, D. R. 2006: Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. *Quaternary Research*, 65, 96-107.
- Nesje, A. 2012: *Brelære*. Høyskoleforlaget, Kristiansand. 159 s.
- Nesje, A. og Dahl, S. O. 1990: Autochthonous block fields in southern Norway: Implications for the geometry, thickness, and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Journal of Quaternary Science*, 5, 225-234.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Anda, E. og Rye, N. 1988: Block Fields in Southern-Norway - Significance for the Late Weichselian Ice-Sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68, 149-169.
- Nesje, A., McCarroll, D. og Dahl, S. O. 1994: Degree of rock surface weathering as an indicator of ice-sheet thickness along an east–west transect across southern Norway. *Journal of Quaternary Science*, 9, 337-347.
- Nesse, W. D. 2000: *Introduction to mineralogy*. Oxford University Press New York.
- NGU. 2013: *Kartdatabase - løsmasse*. Tilgjengelig fra: <www.ngu.no/kart> [Lest 12.01.2013].
- Nielsen, S. B., Gallagher, K., Leighton, C., Balling, N., Svenningsen, L., Jacobsen, B. H., Thomsen, E., Nielsen, O. B., Heilmann-Clausen, C. og Egholm, D. L. 2009: The evolution of western Scandinavian topography: a review of Neogene uplift versus the ICE (isostasy–climate–erosion) hypothesis. *Journal of Geodynamics*, 47, 72-95.
- Nordal, I. 1987: Tabula rasa after all? Botanical evidence for ice-free refugia in Scandinavia reviewed. *Journal of Biogeography*, 377-388.
- Nordhagen, R. 1936: Skandinavias fjellflora og dens relasjoner til den siste istid. *Nordiske (19. skandinaviske) Naturforskarmøte i Helsingfors*, 1936, 93-124.
- Nordhagen, R. 1963: Recent discoveries in the south Norwegian flora and their significance for the understanding of the history of the Scandinavian mountain flora during and after the last glaciation. *North Atlantic Biota and Their History*. Pergamon Press, Oxford, 241-260.

- Ollier, C. 1984: *Weathering*. Longman Group, New York.
- Olsen, L., Sveian, H. og Bergstrom, B. 2001: Rapid adjustments of the western part of the Scandinavian Ice Sheet during the Mid and Late Weichselian—a new model. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 81, 93-118.
- Omodeo, P. 1963: Distribution of the terricolous oligochaetes on the two shores of the Atlantic. *North Atlantic biota and their history*, 127-151.
- Oppen, M. J. H. v., Draisma, S. G. A., Olsen, J. L. og Stam, W. T. 1995: Multiple trans-Arctic passages in the red alga *Phycodrys rubens*: evidence from nuclear rDNA ITS sequences. *Marine Biology*, 123, 179-188.
- Paasche, O., Stromsoe, J. R., Dahl, S. O. og Linge, H. 2006: Weathering characteristics of arctic islands in northern Norway. *Geomorphology*, 82, 430-452.
- Parducci, L., Jørgensen, T., Tollefsrud, M. M., Elverland, E., Alm, T., Fontana, S. L., Bennett, K. D., Haile, J., Matetovici, I., Suyama, Y., Edwards, M. E., Andersen, K., Rasmussen, M., Boessenkool, S., Coissac, E., Brochmann, C., Taberlet, P., Houmark-Nielsen, M., Larsen, N. K., Orlando, L., Gilbert, M. T. P., Kjær, K. H., Alsos, I. G. og Willerslev, E. 2012: Glacial Survival of Boreal Trees in Northern Scandinavia. *Science*, 335, 1083-1086.
- Paus, A., Velle, G., Larsen, J., Nesje, A. og Lie, Ø. 2006: Lateglacial nunataks in central Scandinavia: Biostratigraphical evidence for ice thickness from Lake Flåfattjønn, Tynset, Norway. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1228-1246.
- Pedersen, V. K. og Egholm, D. L. 2013: Glaciations in response to climate variations preconditioned by evolving topography. *Nature*, 493, 206-210.
- Phillips, W. M., Hall, A. M., Mottram, R., Fifield, L. K. og Sugden, D. E. 2006: Cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: Timescales for the development of a classic landscape of selective linear glacial erosion. *Geomorphology*, 73, 222-245.
- Printzen, C., Ekman, S. og Tønsberg, T. 2003: Phylogeography of *Cavernularia hultenii*: evidence of slow genetic drift in a widely disjunct lichen. *Molecular Ecology*, 12, 1473-1486.
- Rae, A. C., Harrison, S., Mighall, T. og Dawson, A. G. 2004: Periglacial trimlines and nunataks of the Last Glacial Maximum: the Gap of Dunloe, southwest Ireland. *Journal of Quaternary Science*, 19, 87-97.
- Ramsli, G. 1947: Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 11.
- Rea, B. R., Whalley, W. B., Rainey, M. M. og Gordon, J. E. 1996: Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. *Geomorphology*, 15, 109-121.
- Rekstad, J. B. 1895: *Bræbevægelsen i Gudbrandsdalen mod slutningen af istiden*.
- Reusch, H. 1900: Bræsjøer i fordums tid. *Det Norske Geografiske Selskap*, 10.
- Reusch, H. 1901a: Høifjeldet mellom Vangsmjøsen og Tisleia. (Valdres). *NGU*, 32.
- Reusch, H. 1901b: Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 32, 124-263.
- Reusch, H. 1910: A few Words on the Effects of glacial Erosion in Norway. *Extrait du Compte Rendu du XI: e Congrès Géologique International*.
- Roaldset, E., Pettersen, E., Longva, O. og Mangerud, J. 1982: Remnants of preglacial weathering in western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 62, 169-178.
- Rønning, O. I. 1963: Phytogeographical problems in Svalbard. I Löve, A. og Löve, D. (red.) *North Atlantic biota and their history*. 99-107. Pergamon press, Oxford.

- Santiago, M. 2012: *Basic Concepts of X-ray Fluorescence*. Tilgjengelig fra: <http://geology.uprm.edu/facilities/Class%20Forms/xrf.pdf> [Lest 23.01.2013].
- Sars, M. og Kjerulf, T. 1860: *Iagttagelser over den postpliocene eller glacielle formation i en del af det sydlige Norge - med et farvetrykt kart og flere træsnit*. Universitetet i Christiania (Oslo), Oslo.
- Schiøtz, O. 1892: Om merker efter istiden og om isskillet i den østlige del av Hamar stift, samt om indlandsisens bevægelse. *Nyt magasin for naturvidenskaberne*, 32, 243-265.
- Schiøtz, O. E. 1895: Om Isskillet Bevægelse under Afsmeltning af en Indlandsis. *Nyt magasin for naturvidenskaberne*, 34, 102-111.
- Schönswetter, P., Stehlik, I., Holderegger, R. og Tribsch, A. 2005: Molecular evidence for glacial refugia of mountain plants in the European Alps. *Molecular Ecology*, 14, 3547-3555.
- Sejrup, H. P., Nygård, A., Hall, A. M. og Hafliðason, H. 2009: Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK. *Quaternary Science Reviews*, 28, 370-380.
- Sernander, R. 1896: Några ord med anledning af Gunnar Andersson, Svenska Växtvärldens historia. *Botaniska notiser*, 1896, 114-128.
- Siedlecka, A., Nystuen, J. P., Englund, J. O. og Hossack, J. 1987: Lillehammer - Berggrunnskart M. 1:250 000. Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim.
- Siegert, M. J., Dowdeswell, J. A., Hald, M. og Svendsen, J.-I. 2001: Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle. *Global and Planetary Change*, 31, 367-385.
- Siegert, M. J., Dowdeswell, J. A. og Melles, M. 1999: Late Weichselian Glaciation of the Russian High Arctic. *Quaternary Research*, 52, 273-285.
- Siever, R. og Woodford, N. 1979: Dissolution kinetics and the weathering of mafic minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 717-724.
- Sollid, J. L. og Sørbel, L. 1994: Distribution of glacial landforms in southern Norway in relation to the thermal regime of the last continental ice sheet. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 25-35.
- Stewart, I. S., Sauber, J. og Rose, J. 2000: Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1367-1389.
- Strand, T. 1951: *The Sel and Vågå map areas: geology and petrology of a part of the Caledonides of central southern Norway*. I kommisjon hos Aschehoug.
- Stroeven, A., Harbor, J., Fabel, D., Kleman, J., Hattestrand, C., Elmore, D., Fink, D. og Fredin, O. 2006: Slow, patchy landscape evolution in northern Sweden despite repeated ice-sheet glaciation. *Special papers - Geological Society of America*, 398, 387.
- Stromsoe, J. R. og Paasche, O. 2011: Weathering patterns in high-latitude regolith. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 116.
- Strøm, K. M. 1945: Geomorphology of the Rondane area. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 25, 360-378.
- Sturt, B. A. og Ramsay, D. M. 1999: Early Ordovician tectonic linkages between oceanic and continental terranes in the central Scandinavian Caledonides. *Terra Nova*, 11, 79-85.
- Sugden, D. E. 1977: Reconstruction of the Morphology, Dynamics, and Thermal Characteristics of the Laurentide Ice Sheet at Its Maximum. *Arctic and Alpine Research*, 9, 21-47.
- Tollan, A. 1963: Trekk av isbevegelsen og isavsmeltingen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 223, 328-345.

- Vorren, T. O. 1977: Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas*, 6, 247-257.
- Vorren, T. O. og Plassen, L. I. V. 2002: Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31, 97-125.
- Vorren, T. O., Vorren, K. D. A. G., Alm, T., Gulliksen, S. og Løvlie, R. 1988: The last deglaciation (20,000 to 11,000 BP) on Andoya, Northern Norway. *Boreas*, 17, 41-77.
- Wares, J. P. og Cunningham, C. W. 2001: Phylogeography and historical ecology of the North Atlantic intertidal. *Evolution*, 55, 2455-2469.
- Warming, E. 1888: *Om Grønlands Vegetation 1886-87*. CA Reitzel, København.
- Werenskiold, W. 1911: Fjellbygningen inden rektangelkartet Søndre Frøns omraade. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 69.
- Whalley, W. B., Rea, B. R. og Rainey, M. M. 2004: Weathering, Blockfields, and Fracture Systems and the Implications for Long-Term Landscape Formation: Some Evidence from Lyngen and Øksfordjøkelen Areas in North Norway. *Polar Geography*, 28, 93-119.
- Williams, P. J. og Smith, M. W. 1989: *The frozen earth: Fundamentals of geocryology*. Cambridge University Press Cambridge.
- Wilson, M. J. 1987: *A Handbook of determinative methods in clay mineralogy*. Blackie. Chapman and Hall.
- Øyen, P. A. 1896: Strandlinjer i Gudbrandsdalen. *Archiv Mathematik Naturvidenskab*, 18, 22.

Muntlige kilder:

Michael Heim, Førsteamanuensis, Institutt for plante og miljøvitenskap, Universitetet for miljø og biovitenskap

Svein Olaf Dahl, Professor, Institutt for geografi, Universitetet i Bergen

Vedlegg

Bergartsprøver

Prøvenummer	UTM (Sone 32V)	M o.h.	Bergart
HEI-127-1	519225-6831549	1145	Glimmerskifer
HEI-127-2	519198-6831624	1161	Granittisk
HEI-127-3	518914-6831882	1275	Amfibolitt
HEI-127-4	518851-6831919	1304	Amfibolitt
HEI-127-5	518816-6831937	1321	Metasedimentær
HEI-127-6	518515-6831973	1455	Amfibolitt
HEI-127-7	518515-6831973	1455	Amfibolitt
HEI-127-8	518515-6831991	1464	Metasedimentær
HEI-127-9	518506-6831991	1465	Gneis
HEI-127-10	518462-6832010	1476	Amfibolitt
HEI-127-11	518444-6832046	1488	Keratofyr
HEI-127-12	518400-6832140	1513	Gabbro
HEI-127-13	518400-6832140	1413	Gneis
HEI-127-14	518364-6832195	1538	Granittisk
HEI-127-15	518355-6832195	1537	Gneis
HEI-127-16	518248-6832398	1631	Granodiorittisk gneis
HEI-127-17	518105-6832620	1659	Granodiorittisk gneis
HEI-127-18	518061-6832751	1683	Amfibolitt
HEI-127-19	518034-6832824	1698	Gabbroid
HEI-127-20	518007-6832898	1711	Amfibolitt
HEI-127-21	517971-6833010	1716	Metasedimentær
HEI-127-22	517917-6833176	1719	Gabbroid
HEI-127-23	517899-6833269	1722	Amfibolitt
HEI-127-24	517890-6833307	1723	Metasedimentær
HEI-127-25	517880-6833380	1729	Gneis
HEI-127-26	"	1729	Amfibolitt
HEI-127-27	"	1729	Granodiorittisk gneis
HEI-127-28	517879-6833547	1736	Omdannet ultramafisk
HEI-127-29	517888-6833678	1734	Metasedimentær
HEI-127-30	517888-6833714	1731	Granittisk
HEI-127-31	517851-6833956	1720	Granodiorittisk gneis
HEI-127-32	517726-6834178	1691	Metasedimentær/kvartsitt
HEI-127-33	517681-6834345	1665	Gabbroid
HEI-127-34	517681-6834382	1660	Granittisk
HEI-127-35	517627-6834679	1596	Metasedimentær
HEI-127-36	517617-6834735	1586	Amfibolitt
HEI-127-37	517208-6835382	1419	Gneis
HEI-127-38	517118-6835116	1347	Metasedimentær

Prøvenummer	UTM (Sone 32V)	M o.h.	Bergart
HEI-691	518310-6832451	1649	Granittisk
HEI-692	518264-6832558	1642	Gneis
HEI-693	518203-6832689	1667	Gneis
HEI-694	518053-6832577	1660	Aplittisk granitt
HEI-695	518914-6831520	1184	Granitt
HEI-697	518053-6832577	1660	Ultramafitt/Peridotitt
HEI-791	517590-6834389	1653	Granittisk
HEI-893	520120-6831549	1067	Hornblenditt
HEI-892	"		Grønnstein
HEI-896	"	"	Koronittisk gabbro
HEI-897	"	"	Gneis
HEI-898	"	"	Grønnstein
HEI-899	520193-6831601	1097	Granitt
HEI-8910	"		Amfibolitt
HEI-8911	"		Gneis
HEI-8912	521016-6831805	1194	Granittisk
HEI-8914	521476-6831623	1254	Metasedimentær
HEI-993	518224-6834190	1524	Ultramafitt/Peridotitt
HEI-994	517865-6833895	1730	Granittisk
HEI-996	517967-6833216	1726	Ultramafitt/Peridotitt
HEI-997	"	1726	Granittisk
HEI-998	517947-6833725	1726	Ultramafitt/Peridotitt
HEI-9910	516247-6833945	1181	Gneis
9A	515752-6836380		Gneis
9B	"		Gneis
9C	"		Gneis
HEI-SERP-1	516299-6834808	1215	Serpentinkonglomerat
HEI-M-PER	518067-6832728	1675	Ultramafisk/peridotitt
HEI-M-HEL	514732-6840408	1150	Helleskifer

