

Sølvi K. Skeide

Geomorfologisk kartlegging ved fjellet Gamlemsveten (790 moh.)

En studie av et periglasialt miljø

Masteroppgave i Lektorutdanning i geografi

Trondheim, Mai 2017

Veileder: Ivar Berthling

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Fakultet for samfunns- og utdanningsvitenskap
Institutt for geografi

Abstract

Skeide, S.K. (2017). *Geomorphological mapping at the mountain Gamlemsveten (790 m a.s.l.) – A study of a periglacial environment*. Master thesis for teacher program in Geography. Trondheim: Department for Geography, Norwegian University of Science and Technology.

The aim of this thesis has been to map the geomorphological evolution of the Gamlemsveten area, based on landforms and processes associated with a periglacial environment. Several aspects confirm that this landscape today may be regarded as a periglacial landscape, including mean annual air temperature, blockfield distribution, patterned ground, blockstreams and lobe forms. There are still some questions linked to the landforms and the processes which have formed these, and the questions demands more necessary research and collection to give exact answers. Analyses indicate that the landscape is old with few movements today, and thus this may be considered as a little active periglacial landscape.

This master thesis has dealt with different topics associated with a periglacial environment. Issues related to the blockfield discussion in Norway are discussed, where age, formation and distribution are central aspects. There are indications that the blockfield may be of pre-Quaternary age, and has been preserved under cold-based ice during several glaciations. Furthermore, the focus has been on the context between patterned ground, block streams and lobe forms observed in the study area. These are formed under colder conditions, where freeze-thaw-processes are central, and have contributed in a smoothening of the landscape. In addition, local glaciation and fast mass-movements, which also have affected the geomorphology in the area, are taken into account. The proportion between Trollhola and the moraine below, indicates that this form may be of a relatively old age. The erosion rate is relatively high and estimated to be 7,0 mm/year. Snow avalanche and debris flow have imprinted the landscape to some extent. Remote sensing is used as main method for this study, where field observations have contributed to a more qualitative approach for the interpretations that have been made.

Sammendrag

Skeide, S.K. (2017). *Geomorfologisk kartlegging ved fjellet Gamlemsveten (790 moh.) - En studie av et periglasialt miljø*. Masteroppgave for lektorutdanning i geografi. Trondheim: Institutt for geografi, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.

Formålet med denne oppgaven har vært å kartlegge den geomorfologiske utviklingen i området rundt Gamlemsveten, med utgangspunkt i landformer og prosesser tilknyttet et periglasialt miljø. Flere aspekter bekrefter at landskapet vi har her i dag, kan betraktes som et periglasialt landskap, deriblant gjennomsnittlig årstemperatur, blokkmarksfordeling, sorteringsformer, blokkstrømmer og lobeformer. Det er fortsatt en del spørsmål knyttet til landformene og prosessene som har dannet disse, noe som gjør at flere undersøkelser og innsamling av data er nødvendig for å kunne gi eksakte svar. Mye tyder på at landskapet er gammelt og med lite bevegelser i dag, og at det dermed kan tolkes som et lite aktivt periglasialt landskap.

Denne masteroppgaven tar opp ulike temaer knyttet til et periglasialt miljø. Spørsmål knyttet til blokkmarksdiskusjonen i Norge blir tatt opp, hvor alder, dannelse og fordeling er sentrale momenter. Det finnes indikasjoner på at blokkmarka kan være dannet før kvartær tid, og at den har blitt bevart av kaldbasert is gjennom flere istider. Videre er det fokusert på sammenhengen mellom sorteringsformer, blokkstrømmer og lobeformer som er observert i studieområdet. Disse har blitt dannet under kaldere forhold, hvor fryse- og tineprosesser har vært sentrale, og har bidratt i en utjevning av landskapet. I tillegg er lokalglasiasjon og hurtige massebevegelser, som også har påvirket geomorfologien i området, undersøkt nærmere. Forholdet mellom Trollhola og morenen nedenfor tyder på at dette kan regnes som et relativt gammelt fenomen. Erosjonsraten her er estimert til å være 7,0 mm/år, og er relativt høy. Skredprosesser, i form av hovedsakelig snøskred og flomskred, har preget landskapet i noen grad. Fjernanalyse er brukt som hovedmetode for denne studien, hvor feltobservasjoner har bidratt til en mer kvalitativ tilnærming til tolkningene som er gjort.

Forord

Da var plutselig 5 år som student over, og tiden har virkelig rast av gårde. Jeg husker godt de første årene som student hvor 5.årsstudentene presenterte sine masteroppgaver på vaffelmøtene i regi av Institutt for geografi, og jeg tenkte at dette var veldig langt frem i tid for meg. Spesielt masteroppgavene innen naturgeografi fasinerte meg. Nå sitter jeg plutselig her, med en ferdig masteroppgave i naturgeografi i hånden. Arbeidet med denne oppgaven har vært utrolig interessant og lærerikt, men også utfordrende. Jeg sitter igjen med mange erfaringer og mye kunnskap som jeg vil få bruk for videre. Denne masteroppgaven markerer dermed fullføringen av min 5-årige lektorutdanning i geografi ved NTNU Trondheim.

Gjennom studietiden min ved NTNU har jeg opplevd mye og møtt mange inspirerende mennesker. For det første har det vært givende å gå i klasse med flere som har den samme interessen for geografi som meg selv. Det har ført til mange gode faglige samtaler og diskusjoner. Takk skal dere ha! Geografifaget i skolen bør ikke stå i fare for å forsvinne med så flinke og engasjerte lektorer. Ellers vil jeg takke førsteamanuensis Olav Fjær for sitt engasjement overfor lektorstudentene og geografifaget.

Jeg ønsker spesielt å rette en stor takk til professor Ivar Berthling for god veiledning gjennom hele masterprosessen. Du har fra starten vist stor interesse for temaet, og har hele tiden hatt tro på meg. Tusen takk for gode diskusjoner og nyttige råd underveis. Uten deg hadde ikke denne oppgaven blitt noe av.

Til slutt vil jeg takke alle mine nærmeste venner og familie som har hatt stor tro på meg og mitt arbeid. Tusen takk til mamma og pappa som deltok under gjennomføringen av feltarbeidet. Takk til min kjære søster Kristin for god hjelp med den engelske delen av oppgaven. I tillegg fortjener Miriam Haven og Katrine Søvik Rødseth en stor takk for korrekturlesing av oppgaven.

Nå er jeg klar for nye utfordringer!

Trondheim, Mai 2017.

Sølvi K. Skeide

Innhold

Abstract.....	III
Sammendrag	V
Forord	VII
Innhold	IX
Figurliste	XI
Tabelliste	XIII
1 INNLEDNING	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Tidligere arbeid	2
1.3 Problemstilling	3
1.4 Oppbygging av oppgaven	3
2 OMRÅDEBESKRIVELSE.....	5
2.1 Lokalisering	5
2.2 Berggrunn og løsmasser	6
2.3 Klima.....	8
3 TEORI	11
3.1 Kvartærgeologi og geomorfologi	11
3.2 Periglasial geomorfologi	12
3.2.1 Permafrost.....	13
3.2.2 Periglasiale prosesser	15
3.2.3 Periglasiale landformer	16
3.2.4 Hurtige massebevegelser	20
3.3 Klima.....	21
3.3.1 Kystklima	22
3.3.2 Periglasialt klima	22
4 METODE.....	23
4.1 Fjernanalyse	23
4.1.1 Bildeorientering og oppløsning	25
4.1.2 Skala	25
4.2 Observasjon	26
4.2.1 Gjennomføring og lagring av feltobservasjoner	26
4.3 Bildeanalyse	27
4.4 Klimatisk analyse.....	27
4.4.1 Temperatur- og nedbørsstatistikk	27
4.4.2 Klimatiske sammenligninger	28

4.5	Eventuelle feilkilder for datainnsamling og metodevalg	28
5	RESULTAT	31
5.1	Fordeling av blokkmark	31
5.1.1	Observasjon	31
5.1.2	Fjernanalyse.....	32
5.1.3	Kartlegging av fordeling	32
5.2	Periglasiale landformer.....	34
5.2.1	Observasjon	35
5.2.2	Fjernanalyse.....	37
5.3	'Trollhola'	38
5.3.1	Erosjonsrate	39
5.3.2	Volum av morenemateriale	42
5.4	Hurtige massebevegelser.....	46
6	DISKUSJON.....	47
6.1	Blokkmark.....	47
6.1.1	Tidligere tolkninger	47
6.1.2	Lokal eller regional fordeling?	50
6.2	Periglasiale miljøer	51
6.2.1	Landskap og landformer	51
6.2.2	Klimatiske forhold.....	55
6.2.3	Et fossilt periglasialt landskap?	57
6.3	'Trollhola'	57
6.3.1	Opphav og utvikling.....	57
6.3.2	Erosjonsrate	58
6.3.3	Sammenheng mellom botnvolum og morenevolum?	59
6.4	Hurtige massebevegelser.....	59
7	KONKLUSJON	61
8	VIDERE ARBEID	63
	REFERANSER	65

Figurliste

Figur 2.1. Studieområdet er lokalisert i Møre og Romsdal fylke på nordvestkysten av Norge, markert i kartene (Kartverket, 2017).	5
Figur 2.2. Oversiktsbilde av Gamlemsveten sett fra sør (Norgebilder, 2017b).	6
Figur 2.3. Trollhola på østsiden av Gamlemsveten (Norgebilder, 2017b).....	6
Figur 2.4. Kartet viser hovedinndelingen av bergarter i den vestre gneisregionen (Nordgulen & Andresen, 2013).....	6
Figur 2.5. Berggrunnskart over Gamlemsveten (NGU, 2017a).....	7
Figur 2.6. Oversiktskart over løsmasser i området rundt Gamlemsveten, med beskrivelse (NGU, 2017b).	7
Figur 3.1. Kart som viser utbredelsen av permafrost på den nordlige halvkule (Ahlenius, 2007).....	14
Figur 3.2. Modell som viser gelifluksjon-prosessen.	15
Figur 3.3. Modell som viser 'frost-creep'-prosessen.....	19
Figur 3.4. Gruppering av ulike skredtyper i Norge, basert på materiale (Øydvin et al., 2011).	20
Figur 5.1. Oversiktsbilde over omtalte fenomener ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide)...	31
Figur 5.2. Et stort område av blokkmarka er dekket av vegetasjon og lav (Foto: Sølvi Skeide).....	31
Figur 5.3. Spor etter forvitring på toppen av Gamlemsveten (Foto: Sølvi Skeide).....	32
Figur 5.4. Nedre blokkmarksgrense rundt Gamlemsveten, med høydemålinger ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).	33
Figur 5.5. Observerte sorteringsformer mot toppen av Gamlemsveten (Redigert foto: Sølvi Skeide)..	35
Figur 5.6. Vegetasjon på steiner i forkant av loper (Foto: Sølvi Skeide).....	36
Figur 5.7. Fra topplatået på en av lobene. Tykt og mykt dekke av vegetasjon (Foto: Sølvi Skeide). ...	36
Figur 5.8. Oversiktsbilde over lobeformer på sørøstsiden av fjellet fra avstand (Foto: Sølvi Skeide). .	36
Figur 5.9. Oversiktsbilde i 3D over sørøstdelen av fjellet med tegn til blokkstrømmer i og loper under blokkmarka (Norgebilder, 2017b).	37
Figur 5.10. Steingjerde langs eiendomsgrense (Foto: Sølvi Skeide).	37
Figur 5.11. Høydeprofil over østsiden av Gamlemsveten, ved Trollhola (Kartverket, 2017).	38
Figur 5.12. Vertikal oversikt over 5 tverrprofiler ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).....	39
Figur 5.13. Vertikal oversikt over 5 luftlinjemålinger ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).39	
Figur 5.14. Diagram av tverrprofil 1, Trollhola.	39
Figur 5.15. Diagram av tverrprofil 2, Trollhola.	40
Figur 5.16. Diagram av tverrprofil 3, Trollhola.	40
Figur 5.17. Diagram av tverrprofil 4, Trollhola.	40
Figur 5.18. Diagram av tverrprofil 5, Trollhola.	41
Figur 5.19. Vertikal oversikt over moreneprofiler ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).	43
Figur 5.20. Vertikal oversikt over lengdemålinger av morene ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).	43
Figur 5.21. Diagram av moreneprofil 1.	43
Figur 5.22. Diagram av moreneprofil 2.	43
Figur 5.23. Diagram av moreneprofil 3.	44

Figur 5.24. Diagram av moreneprofil 4.....	44
Figur 5.25. Diagram av moreneprofil 5.....	44
Figur 5.26. Oversiktsbilde i 3D over skredavsetning på østsiden av Gamlemsveten (Norgebilder, 2017b).	46
Figur 5.27. Bilde av skredavsetning sett ovenfra (Foto: Sølvi Skeide).	46

Tabelliste

Tabell 2.1. Månedsnormaler (1961-1990) for middeltemperatur og nedbør (mm) fra Vigra målestasjon (60990), 22 moh. (Meteorologisk institutt, 2016b).	8
Tabell 2.2. Beregnet månedsnormal (1961-1990) for middeltemperatur og nedbør for punkt på toppen av Gamlemsveten, basert på døgndataverdier (06:00) fra tidsserie (seNorge, 2017).	9
Tabell 5.1. Oversikt over kystnære fjellområder i Møre og Romsdal med blokkmark. Avstand fra Gamlemsveten (GV), høyde over havet og nedre blokkmarksgrense for ulike retninger er gitt (-indikerer at terrenget er for bratt).	34
Tabell 5.2. Resultater fra arealberegninger, Trollhola.	41
Tabell 5.3. Oppmålte luftlinjer i vest-øst retning, og beregning av gjennomsnittlig lengde.	42
Tabell 5.4. Resultater fra arealberegninger av moreneprofiler, med en porøsitet på 30 %.	45
Tabell 5.5. Lengder i luftlinje oppmålt i en sør-nord retning.	45

1 Innledning

1.1 Bakgrunn

Geomorfologi er den vitenskapelige studien av jordas landformer og prosessene som har dannet disse (Sulebak, 2007; Allaby, 2013). Hensikten her er å beskrive eksisterende landformer gjennom kvalitative og kvantitative undersøkelser, og skaffe seg nødvendig kunnskap om prosessene som har bidratt i utformingen. Videre kan man da se nærmere på sammenhengen mellom landformer og prosesser, og forsøke å gi forklaringer for utvikling av landformer over tid. Begrepet geomorfologi dukket opp allerede ved siste del av 1800-tallet, hvor hovedfokuset var å beskrive landformene (Gregory & Goudie, 2011). Med den kvantitative revolusjonen på 1950-tallet, gikk faget over fra å beskrive landformene til å forklare disse, fra et fokus på form til et fokus på prosess (Rhoads, 2005; Sulebak, 2007). Forholdet mellom form og prosess er viktig innen geomorfologisk forskning. Det er også gjensidig ved at endringer i prosesser kan påvirke form, og motsatt ved at endringer i form kan påvirke prosesser (Rhoads, 2005). I tillegg må landformer og prosesser ses i et tid-rom perspektiv. Studier av dagens former og prosesser kan bidra med kunnskap om hva som har skjedd tidligere (Inkpen & Wilson, 2013).

På nordvestkysten av Norge er landskapet preget av fjorder, fjell og daler som har utviklet seg over tid. Fjellområder på Sunnmøre er kjent for sitt alpine preg på grunn av høye og spisse fjell med bratte sider. Her har lokal glasiering en del å si for utviklingen. Alderen på et slikt landskap er vanskelig å fastslå. Siden det er få spor etter bevegelser i senere tid, er det mye som tyder på at landskapet må være av kvartær alder. Landskapet kan dermed ha overlevd en eller flere istider, og blitt bevart under disse. Det finnes fjellområder her som er høytliggende over havet, men som er preget av topper med et lavere relieff. Fjellet Gamlemsveten (790 moh.), ytterst ved kysten av Møre og Romsdal, er et typisk fjell med relativt flatt toppområde. I dette området er det, på lik linje med alpint landskap, tydelige spor etter lokal glasiering over lengre tid (Sollid & Sørbel, 1979). Landskapet bærer også preg av at et kaldt klima har vært en viktig faktor for utviklingen av ulike landformer som vi finner her.

Bakgrunnen for dette masterprosjektet tar utgangspunkt i ulike interessante landformer, deres dannelse og videre utvikling, og påvirkning av landskapet i området rundt Gamlemsveten. Ved å se nærmere på prosesser som skjer ved en mindre skala, kan det bidra til en bedre forståelse

av storskala landskapsutvikling. I dag er det fremdeles flere geografiske områder i Norge som trenger forskning og empirisk grunnlag for å kunne gi forståelse for den helhetlige utviklingen av landskapet. Målet med denne oppgaven er dermed å bidra til en bedre geomorfologisk forståelse av landskapet i studieområdet, en liten del av et stort og komplisert puslespill. Oppgaven baserer seg hovedsakelig på empiri fra fjernanalyse og feltobservasjon.

1.2 Tidligere arbeid

I området rundt Gamlemsveten er det generelt sett gjort lite geomorfologisk forskning tidligere. Sollid og Sørbel (1979) og Mangerud et al. (1981) har gjort noen tolkninger knyttet til blokkmarka på toppen av fjellet. Mye tyder på at sedimentene er forvitningsprodukter, som senere er forstyrret av frost og skråningsprosesser. Det ble ikke funnet glasiiale spor i form av striper, transport eller avsetning. En nedre blokkmarksgrense ble foreslått av Sollid og Sørbel (1979) til å ligge på rundt 500 moh. Denne er videre antatt av Mangerud et al. (1981) til å ligge noe høyere på grunn av transport av materialer, etter funn av sedimenter ved tre innsjøer over denne grensen ved øyer i nærheten. Likevel er det mye som fortsatt er uklart med tanke på blokkmarka generelt sett, og det er i dag en pågående diskusjon.

Ifølge Roaldset et al. (1982) finnes det store steinpolygoner i utkanten av blokkmarka, og solifluksjonslober i skråninger. De har gjennomført undersøkelser fra tre prøver som er tatt fra en del av en solifluksjonslobe i området. Ifølge prøvene har den forvitrede solifluksjonsjorda (granittisk gneis) et innhold av både veldig fin silt og leire. Leireinnholdet var i alle prøver under 2 %, mens det gjennomsnittlige siltinnholdet ble målt til å være 8,5 % (Roaldset et al., 1982).

Det er i tillegg gjort noen antagelser om botnen Trollhola på østsiden av Gamlemsveten (Sollid & Sørbel, 1979). Ifølge Sollid og Sørbel (1979) korresponderer høyden på denne, ca. 500 moh., med blokkmarksgrensen. Det er antatt at den store morenen foran en mindre botnbre, på grunn av størrelsesforholdet mellom disse, må være eldre enn Yngre Dryas, siden Yngre Dryas antas å være for kort periode til å produsere en morene av denne størrelsen (Sollid & Sørbel, 1979).

Videre er det derimot gjort betydelig mer forskning knyttet til geomorfologisk utvikling ved andre tilsvarende områder. Ved Kråkenes i Sogn og Fjordane er det gjort studier på en botn som finnes her (Larsen & Mangerud, 1981). Resultatene herfra vil senere i oppgaven brukes til

å sammenligne resultatene gjort ved Trollhøla. Et annet område hvor det er gjort relevante studier, er på Færøyene (Humlum & Christiansen, 1998). Færøyene befinner seg på ca. tilsvarende breddegrad som Gamlemsveten. Beliggenheten i Atlanterhavet tilsier også at værforholdene og klima er tilsvarende som for forholdene på nordvestkysten av Norge. Ved hjelp av blant annet klimainformasjon vil dette brukes for å se om det kan være en sammenheng mellom utviklingen ved områder på Færøyene og utviklingen i området rundt Gamlemsveten. Resultater fra både Kråkenes og Færøyene vil bli trukket direkte inn i diskusjonen i denne oppgaven.

1.3 Problemstilling

Hovedmålet med denne masteroppgaven er å gjøre en kartlegging av nyere geomorfologisk utvikling i området rundt fjellet Gamlemsveten (790 moh.), med utgangspunkt i de landformene og fenomenene som finnes her. Videre er det stilt noen delspørsmål som kan bidra til en bedre forståelse for storskala landskapsutvikling i området:

- Kan man finne tydelige tegn til at blokkmarka kan være av sen-glacial alder, eller om denne kan betraktes som eldre enn dette?
- Hvilke sammenhenger er det mellom de observerte periglasielle landformene?
- Kan landskapet i området betraktes som et aktivt landskap eller er det såkalt 'frozen in time'?

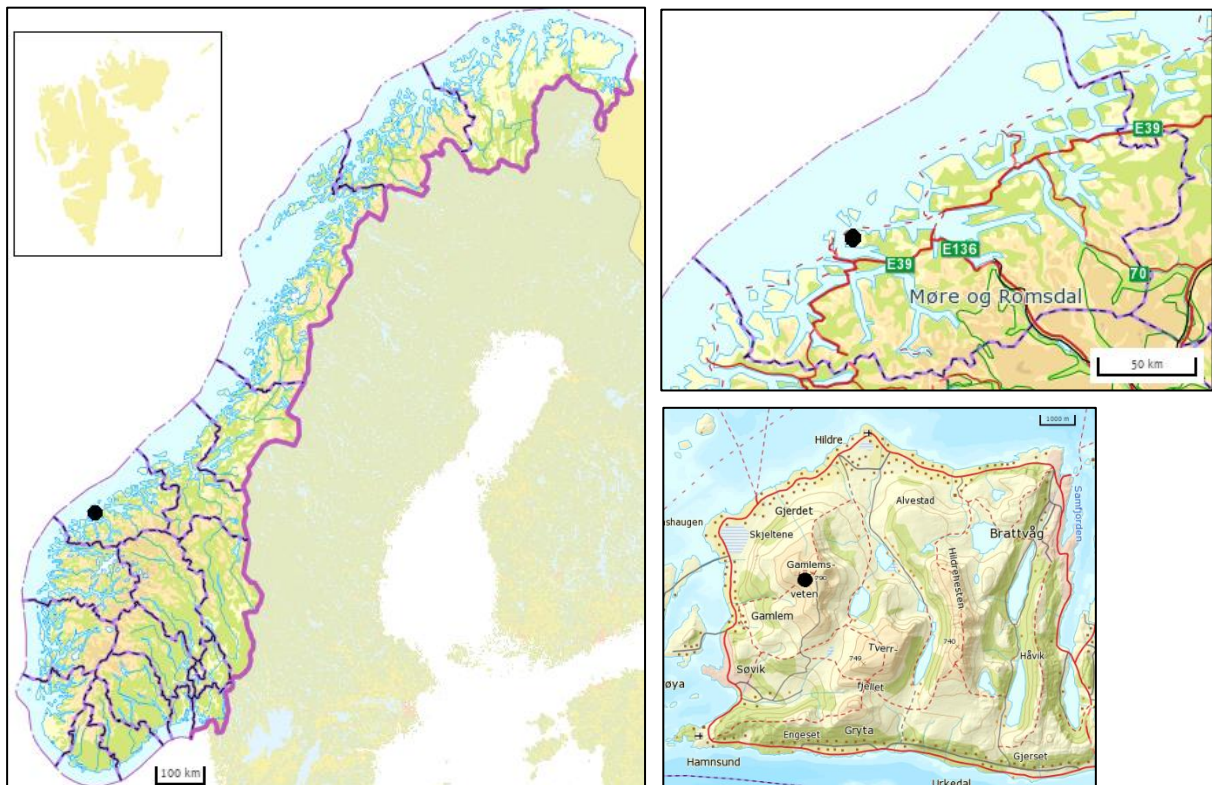
1.4 Oppbygging av oppgaven

Oppgaven er bygget opp slik at hvert kapittel bygger videre på det forrige kapittelet. Dette første kapittelet startet med å ta for seg bakgrunnskunnskap knyttet til fagfeltet geomorfologi, og informasjon om tidligere arbeid som er gjort i studieområdet. I tillegg ble oppgavens problemstilling med delmål introdusert. Videre blir området presentert gjennom lokalisering, berggrunn og løsmasser, og klima i kapittel 2. Kapittel 3 legger det teoretiske rammeverket for oppgaven. Her vil fokuset være på kvartærgeologi og geomorfologi, periglacial geomorfologi og klima. Metodekapittelet (kapittel 4) presenterer metodene som er brukt for datainnsamling og videre analyser. Resultatene presenteres i kapittel 5, og danner grunnlaget for den videre diskusjonen. Kapittel 6 diskuterer empirien opp mot teorien som er presentert tidligere. Til slutt blir oppsummering av de viktigste konklusjonene gitt i kapittel 7, og forslag til videre arbeid i kapittel 8.

2 Områdebeskrivelse

2.1 Lokalisering

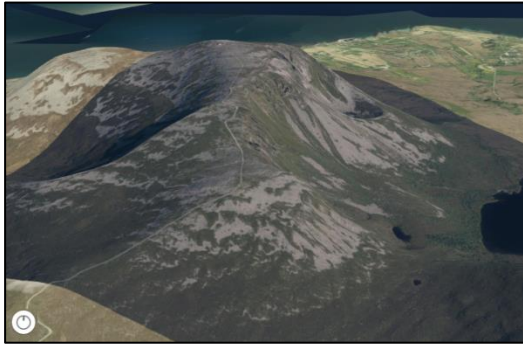
Studieområdet ligger lokalisert rundt fjellet Gamlemsveten (790 moh.) i Haram kommune, Møre og Romsdal, ca. 13 kilometer nordøst for Ålesund sentrum (Figur 2.1). Haram kommune har et areal på 261 km² som består av både fastland og øyer. Gamlemsveten befinner seg på fastlandet ytterst på Mørrekysten, mellom Storfjorden og Romsdalsfjorden, og ligger mellom bygdene Søvik og Hildre. Fjellet er godt synlig fra flere kanter på grunn av en høy TV-mast som er plassert på toppen av fjellet. På grunn av denne TV-masten er det også laget en bomvei som går fra bygda Søvik og opp til toppen. Dette er en grusvei med relativt bratte partier opp mot toppen, og som er ca. 5 km lang.



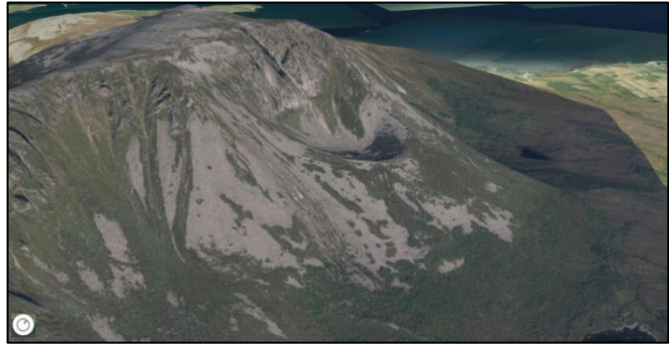
Figur 2.1. Studieområdet er lokalisert i Møre og Romsdal fylke på nordvestkysten av Norge, markert i kartene (Kartverket, 2017).

Studieområdet som er analysert, ligger hovedsakelig mot toppen og på sør- og østsiden av toppen (figur 2.2). På østsiden finner vi blant annet en stor botn eller en hylle med forsenkning, som er kjent som Trollhola (figur 2.3). Denne er beregnet til å være rundt 300 m i diameter og

ca. 25 m dyp. Dette er et eksempel på lokalglasiasjon i området, og med en morene som regnes for å være eldre enn Yngre Dryas (Sollid & Sørbel, 1979).



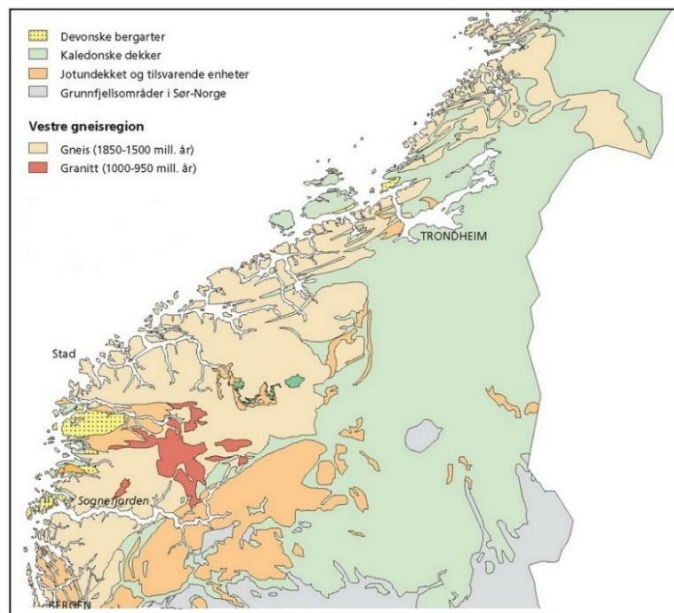
Figur 2.2. Oversiktsbilde av Gamlemsveten sett fra sør (Norgebilder, 2017b).



Figur 2.3. Trollhola på østsiden av Gamlemsveten (Norgebilder, 2017b).

2.2 Berggrunn og løsmasser

Ifølge Sulebak (2007) skapes de fleste landformer i og ut av fjell. Dette gjør at man innen geomorfologisk forskning bør ha en viss grunnleggende kunnskap om berggrunnen og løsmasser som kan tilknyttes ulike landformer. På nordvestkysten av Norge, mellom Hordaland og Nord-Trøndelag, ligger et stort område med prekambriske bergarter som omtales som *Den vestre gneisregionen* (Nordgulen & Andresen, 2013). Gneis er en metamorf bergart, omdannet dypt nede i jordskorpa, og regnes som nasjonalsteinen i Norge på grunn av sin store utbredelse (Nystuen, 2013; NGU, 2015). Gneisregionen er stedvis påvirket av kaledonsk fjellkjededannelse. I denne regionen er landskapet tolket som høyfjell med rester av gamle landflater, utskåret med tinder, egger, bratte fjellvegger, daler, og lange, dype fjorder (Nordgulen & Andresen, 2013). Gamlemsveten ligger i den vestre gneisregionen, med gneis fra 1850-1500 millioner¹ år (figur 2.4).



Figur 2.4. Kartet viser hovedinndelingen av bergarter i den vestre gneisregionen (Nordgulen & Andresen, 2013).

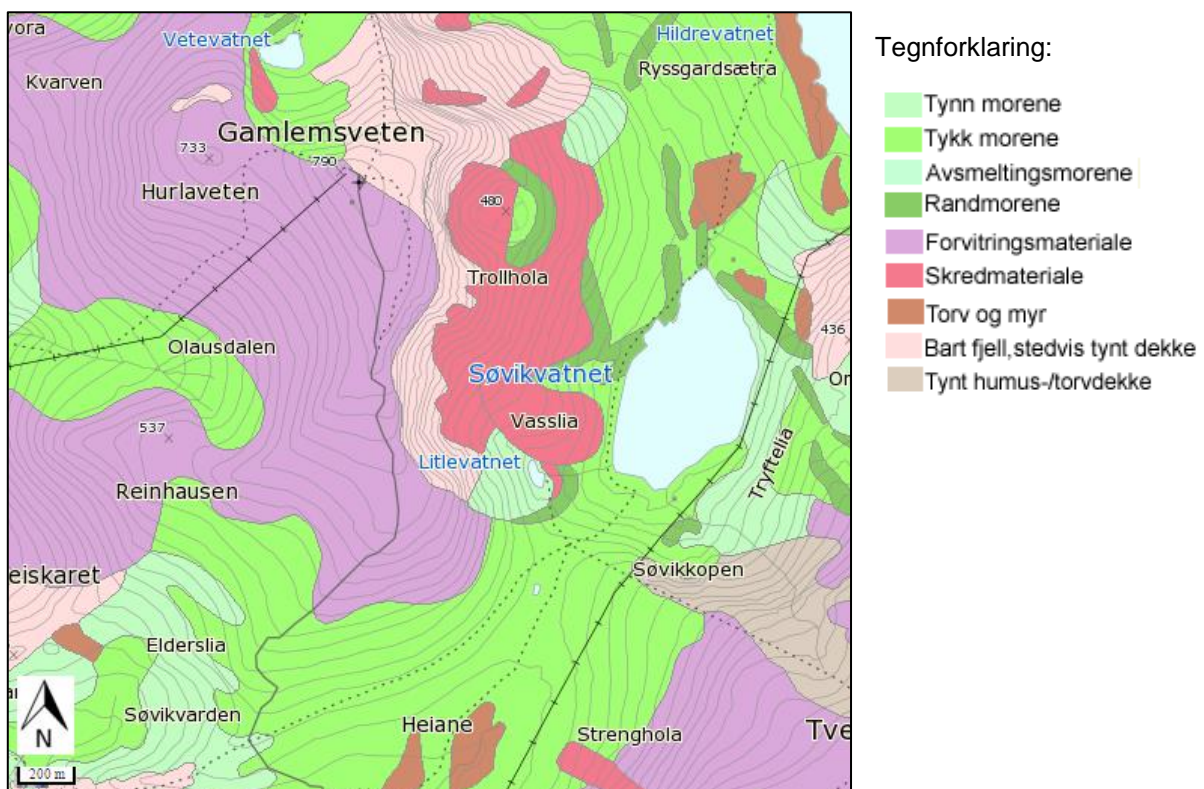
¹ Heretter vil millioner bli forkortet til mill.

I gneisregionen finnes det ulike typer bergarter. I berggrunnskartet fra NGU er det antydnet at området hvor Gamlemsveten befinner seg, hovedsakelig består av hornblenderik migmatittgneis (figur 2.5). Migmatittgneis er en variant som har vært dypt nede i jorda, hvor den delvis har blitt smeltet ved høy temperatur og høyt trykk, som har bidratt til dens årete og marmorerte utseende (NGU, 2015). Mineralen hornblende gjør at denne type gneis har en mørk farge.



Figur 2.5. Berggrunnskart over Gamlemsveten (NGU, 2017a).

Områdene rundt Gamlemsveten er preget av store områder med løsmasser som i hovedsak er morenemasse fra siste istid (NGU, 2017b). Løsmassekartet (figur 2.6) viser en oversikt over løsmassene i feltområdet slik de er tolket i dag. Kartet viser kun de løsmassene man kan se på overflaten, og ikke de som eventuelt ligger under disse. Området som er analysert i denne oppgaven ligger som nevnt på sør- og østsiden av toppen, hvor vi finner løsmasser som forvittringsmateriale (lilla), skredmateriale (mørk rosa) og morenemateriale (grønn) (figur 2.6).



Figur 2.6. Oversiktskart over løsmasser i området rundt Gamlemsveten, med beskrivelse (NGU, 2017b).

Det lilla området viser forvittringsmateriale, som for det meste er stein- og blokkrikt (blokkmark). Dette finner vi hovedsakelig på toppen og på sør- og vestsiden av fjellet. Skredmaterialet på østsiden er et sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet (NGU, 2017b). Disse materialene kan være dannet ved steinsprang, fjellskred, snøskred eller løsmasseskred fra en bratt fjellside. Ellers er området preget av ulike morenedekke med materiale som stort sett er plukket opp, transportert og avsatt av isbreer (NGU, 2017b). Relevant bakgrunnskunnskap knyttet til kvartærgeologi og geomorfologi vil bli presentert i kapittel 3.1.

2.3 Klima

Klima sier noe om værforholdene på et sted over tid (McClatchey, 2012a; Meteorologisk institutt, 2016a). Klimaet i studieområdet er preget av at fjellet ligger nærme kysten, og er et såkalt kystklima. Typisk for slike områder er milde vintre og relativt kjølige somre, noe som gjør at det er liten forskjell mellom temperaturen gjennom året. I tillegg er kystområdene mer utsatt for nedbør enn områder som ligger i innlandet. Områdene rundt Gamlemsveten er ofte eksponert for fuktige luftmasser som kommer inn fra havet, og som påvirker værforholdene.

Den nærmeste offisielle målestasjonen finner vi om lag 10 km fra Gamlemsveten, Vigra målestasjon i Giske kommune, som ligger 22 moh. Denne stasjonen ble opprettet i juli 1958, og måler nedbør, temperatur, snødybde og vind. Data fra normalperioden som benyttes nå (1961-1990), viser at det var relativt mye nedbør i dette området med en årlig nedbørsmengde på 1310 mm (tabell 2.1). Den gjennomsnittlige årstemperaturer var 6,9 °C (tabell 2.1). Klima ved studieområdet vil avvike noe fra dette. Dette gjelder spesielt temperatur med tanke på høydemeter, hvor differansen mellom målestasjonen og toppen av Gamlemsveten er 768 meter.

Tabell 2.1. Månedsnormaler (1961-1990) for middeltemperatur og nedbør (mm) fra Vigra målestasjon (60990), 22 moh. (Meteorologisk institutt, 2016b).

Månedsnormaler	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Des	År
Temperatur (°C)	1,9	1,9	2,8	4,6	8,4	11,0	12,5	13,0	10,6	8,4	4,6	2,8	<u>6,9</u>
Nedbør (mm)	106	88	89	73	54	65	83	107	174	171	158	142	<u>1310</u>

Siden klima spiller en viktig rolle for utvikling av landskap, er det funnet værdata som kan gi en bedre representasjon av studieområdet. Værdata for et punkt på toppen av Gamlemsveten finner vi tilbake til 1957, og er generert av Norges vassdrag- og energidirektorat (NVE) og Meteorologisk institutt ut fra en modellhøyde på 668 moh. Lufttemperatur er beregnet gjennom døgnmiddeltemperatur fra ca. 230 målesteder i Norge, basert på observasjoner gjort gjennom

siste 24 timer. Grunnlagsdata for nedbørsmengde er basert på observasjoner av nedbørsum siste 24 timer fra ca. 400 målesteder. Videre har data blitt interpolert med 1 km punktavstand, for å generere værdata for flere steder, deriblant Gamlemsveten. Basert på disse døgnverdiene er det beregnet månedsnormaler for Gamlemsveten på lik linje med verdiene for Vigra for både temperatur og nedbør (tabell 2.2). Ut fra denne modelleringen ser vi at den årlige gjennomsnittstemperaturen ligger på 2,1 °C mens den årlige nedbørsmengden er estimert til å være 1608 mm.

Tabell 2.2. Beregnet månedsnormal (1961-1990) for middeltemperatur og nedbør for punkt på toppen av Gamlemsveten, basert på døgndataverdier (06:00) fra tidsserie (seNorge, 2017).

Månedsnormaler	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Des	År
Temperatur (°C)	-4,3	-4,3	-2,8	-0,8	4,6	7,9	9,4	9,4	5,9	3,5	-0,9	-3,1	<u>2,1</u>
Nedbør (mm)	139	116	122	91	67	78	102	116	206	198	184	189	<u>1608</u>

3 Teori

Geomorfologisk kunnskap er viktig for å få en bedre forståelse av det naturgeografiske rom. Landformer som vi finner i Norge i dag, er produkter av ulike prosesser gjennom historien som har satt sine tydelige spor. Gjennom aktualitetsprinsippet kan studier av dagens former og prosesser bidra til å gi kunnskap om hva som har skjedd tidligere. Utvikling skjer ofte i et samspill mellom flere agenser (Sulebak, 2007), og vil i tillegg kunne påvirkes av ytre faktorer. Klima er en viktig faktor som kan bidra til å styrke ulike agensers arbeidsprosesser, og videre forming av ulike landformer. For å få forståelse av virkeligheten, er man avhengig av relevant teori (Inkpen & Wilson, 2013). I dette kapittelet vil det bli lagt vekt på teori knyttet til den geomorfologiske bakgrunnen gjennom kvartærgeologi, periglacial geomorfologi og klima.

3.1 Kvartærgeologi og geomorfologi

Ulike perioder har bidratt i formingen av dagens landformer gjennom oppbygging og nedtæring av landskapet, der enkelte perioder har hatt større betydning enn andre. Kvartær er den geologiske perioden som regnes fra 2,58 mill. år og frem til i dag. Det som kjennetegner denne perioden spesielt, er at den er karakterisert ved en rekke istider og klimasvingninger. Gjennom istidene i kvartær, ble landskapet som var blitt dannet gjennom tertiær tid (paleogen og neogen, fra 66 mill. år til 2,58 mill. år), formet og brutt ned av isbreer og elver. Et samspill av slike agenser ga dermed et landskap med fjell, daler, fjorder og strandflater, likt det vi kjenner til i dag. I løpet av de siste 2,5 mill. år, har det vært flere istider med mellomistider (interstadialer).

Den siste istida, kjent som Weichsel, varte i om lag 100 000 år. Funn tyder på at store deler av Norge, henholdsvis vestkysten og deler av innlandet, var isfritt flere ganger i løpet av denne perioden (Mangerud et al., 1979). En av disse interstadialene ble kalt ålesundinterstadialen på grunn av funn som ble gjort i nærheten av Ålesund (Mangerud et al., 1981). Her er det funnet spor av planter og dyr som har overlevd siste istid. Basert på funnene er det konkludert med at ålesundinterstadialen har en alder som tilsvarer midtre del av Weichsel (Mangerud et al., 1981). Lagrekker i kysthuler på Sunnmørskysten (Skjonghelleren, Hamnsundhelleren og Olahola), viser i tillegg at dette området har vært isfritt to ganger og har blitt overkjørt av innlandsisen to ganger på under 10 000 år, i perioden mellom 30 000-40 000 år siden (Vorren & Mangerud, 2013). Innlandsisen vokste seg større mot siste istid og nådde sitt maksimum for rundt 20 000 år siden (Vorren & Mangerud, 2013). I denne perioden var hele Norge dekket av is. Det kan i

kystområdene likevel ha stukket opp noen fjelltopper fra isen, såkalte nunataker (Dahl, 1987; Nesje et al., 1987; Rye et al., 1987; Vorren & Mangerud, 2013; Patton et al., 2016).

For om lag 15 000 år siden ble klimaet varmere (Vorren & Mangerud, 2013; Hughes et al., 2016). Isavsmeltingen skjedde i rykk og napp over flere perioder, styrt av klimasvingninger og topografiske forhold (Vorren & Mangerud, 2013). Yngre Dryas regnes som den siste kalde perioden under siste istid. Mot slutten av denne perioden var det variasjon i hvor isdekket lå. På sørvestkysten av Norge nådde den nesten kysten, mens på nordvestkysten lå den mer i innlandet, hvor flere småbreer ble dannet i området vest for isranden (Mangerud et al., 1979). Etter denne perioden ble det endringer i klimaet som bidro til at innlandsisen smeltet raskt tilbake i løpet av noen få tusen år (Vorren & Mangerud, 2013). Isavsmeltingen førte til at store mengder morenemateriale, sand og grus ble avsatt som morenerygger eller deltaer ved isfronten. Det finnes tydelige spor etter israndavsetningen i Norge, både ved kysten og et stykke inn i landet. Stor distanse fra kysten til Yngre Dryas morener i fjordområder, indikerer at ytre deler av Møre og Romsdal ble isfritt på et tidlig stadie (Sollid & Sørbel, 1979).

Som følge av isavsmeltingen fikk vi en økning på havnivået i verdenshavet (eustatisk heving), og en gradvis isostatisk landheving som følge av trykkavlastning etter isen (Vorren et al., 2013). Funn av skjell, skjelettresten av fisk og lignende, er tegn på at havet tidligere har gått langt innover land. Dette kan vi også se på såkalte strandlinjer i ulike høyder, som markerer hvor høyt havet har vært før landheving, hvor de øverste linjene er de eldste. Slike linjer har ofte en svak helling på grunn av at landet hevet seg mest i indre strøk hvor innlandsisen var tykkest. Det høyeste nivået for havet i forhold til landområdene etter siste istid kalles den marine grensen (MG) på et sted (Vorren et al., 2013). Denne grensen vil variere for ulike steder. Siden landet først ble isfritt ved kysten, vil de marine grensene her være eldst.

3.2 Periglasial geomorfologi

Det har vært diskusjoner knyttet til å definere periglasial geomorfologi og periglasiale landskap. Periglasiale miljøer kan beskrives som kalde, men ikke-glasiale miljøer, hvor frostrelaterte prosesser og/eller permafrost er enten dominerende eller viktige egenskaper (French, 2007; Murray, 2012). Ifølge French (2007) inkluderer det periglasiale miljøet alle områder hvor den gjennomsnittlige årstemperaturen (MAAT) er mindre enn +3 °C. I slike miljøer oppstår frostprosesser, enten dominerende (hvor MAAT er mindre enn -2 °C) eller ikke dominerende

(MAAT er mellom $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$). Tilstedeværelse av permafrost betyr dermed at det finnes periglasielle miljøer i dag, og at periglasielle prosesser oppstår. Men det finnes også periglasielle miljøer uten permafrost. Berthling og Etzelmüller (2011) foreslår 'cryo-conditioning' som et overordnet potensielt konsept som tar for seg utviklingen av landformer og landskap i kalde områder. Videre skal jeg se på noen relevante aspekter knyttet til periglasiell geomorfologi, deriblant permafrost, periglasielle prosesser og periglasielle landformer.

3.2.1 Permafrost

Permafrost er temperaturavhengig og oppstår i områder hvor bakken er null grader eller lavere i minst to etterfølgende år (French, 2007). Forekomsten av permafrost avhenger av høyde, innkommende stråling, lokale klimatiske forhold og faktorer knyttet til overflaten og underlaget (French, 2007). Dette gjør at vi finner permafrost ved polare områder, arktisk permafrost, og i høyfjellsområder, alpin permafrost. Mer enn 20 % av jordoverflaten på den nordlige halvkule er dekket av permafrost (figur 3.1). Permafrosten deles hovedsakelig inn i fire ulike soner med gitt dekningsprosent; kontinuerlig (90-100 %), diskontinuerlig (50-90 %), sporadisk (10-50 %) og isolert (0-10 %) (French, 2007). Kontinuerlig permafrost betyr at permafrosten dekker et stort sammenhengende område, mens diskontinuerlig betyr at permafrosten er mer oppdelt. Dersom permafrosten opptrer i områder som generelt sett ikke har permafrost, betegnes den som sporadisk eller isolert.



Figur 3.1. Kart som viser utbredelsen av permafrost på den nordlige halvkule (Ahlenius, 2007).

Det har lenge vært antatt å være permafrost i norske fjellområder. Permafrost er ikke direkte synlig, noe som gjør at det er vanskelig å ha god oversikt over hvor det finnes. I Norge er det i dag beregnet at ca. 6 % av fastlandet er permanent frossen (Gisnås et al., 2013). Permafrosten forekommer her for det meste over tregrensa og i fast fjell, eller i forholdsvis godt drenerte sedimenter (Gisnås et al., 2013). Det største permafrostområdet i Norge finner vi i indre deler av Finnmark, mens vi i Sør-Norge stort sett finner permafrost i høyfjellsområder hvor det assosieres med blokkmark, morener og berggrunnen. Ifølge King (1986) strekker den nedre grense av diskontinuerlig permafrost seg fra høytliggende på vestkysten av Norge til lavereliggende i innlandet, noe Gisnås et al. (2013) også har antydnet i senere tid. De har tolket dette som at fjellene omkring Jotunheimen i Sør-Norge har en nedre grense for permafrost som vil variere mellom 1700-1400 moh. fra vest mot øst (Gisnås et al., 2013). Dette tilsier at det er få områder i vest hvor permafrost kan forekomme, mens lengre øst vil det være en noe større utbredelse. Lengre nord vil denne grensen være noe lavere (700-1200 moh.). I områder hvor det finnes permafrost, er klima en viktig kontrollfaktor, og avhenger av fjellenes geografiske plassering.

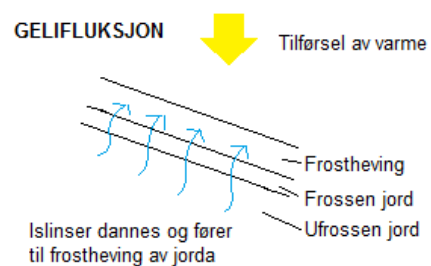
3.2.2 Periglasiale prosesser

I periglasiale miljøer er det fryse- og tineprosesser som driver geomorfologiske endringer, sammen med gravitasjon (Sulebak, 2007; Murray, 2012). Det meste av bevegelser forårsaket av frostheving oppstår fordi vann migrerer til fryseseonen når bakken fryser (Murray, 2012). Denne prosessen er kjent som issegregasjon. Hvor mye vann som migrerer avhenger av hydraulisk konduktivitet og av temperaturgradienten. Når det migrerende vannet fra den ufrosne delen av jorda trekkes opp i den øvre delen av jorda som fryser, vil det i bestemte soner fryse til islinser (figur 3.2). Dette medfører en frostheving i jorda normalt på bakken, evt. skråningen. Når det blir tilført varme ovenfra og bakken begynner å tine, vil det bli frigitt vann. Men siden jorda under er frossen, vil smeltevannet hindres i å trenge nedover i bakken, noe som gjør at vi får et høyt porevannstrykk mot overflaten. Konsolidering sier noe om hvor mye jorda kan minske i volum, som igjen er avhengig av om vannet slipper ut mot overflaten. I hvor stor grad tining med frigivelse av vann går raskere enn den vannmengden jorda kan slippe gjennom, er uttrykt ved følgende formel (French, 2007):

$$R = \frac{\alpha}{2\sqrt{C_v}} \quad \text{hvor } \alpha \text{ er tineraten, definert som} \quad \alpha = \frac{X}{\sqrt{t}}$$

C_v er en konsolideringskoeffisient, X er tinedybde ved tiden t

Frigivelse av vann kan gi høyt porevannstrykk, som igjen vil påvirke stabiliteten til jorda. I skrående terreng vil dermed jorda kunne begynne å sige med tyngdekraften, som videre vil bidra til å danne landformer av ulik skala, og som på lengre sikt vil utjevne landskapet. Rent kvalitativt vil dette typisk skje i jordarter med mye finmateriale, som både er utsatt for islinsedannelse gjennom høsten og vinteren, og som vil ha en lav hydraulisk konduktivitet² i tinefasen. I periglasiale miljøer vil skråningsprosesser ha stor betydning for transport av materiale.



Figur 3.2. Modell som viser gelifluksjon-prosessen.

² Hydraulisk konduktivitet = hydraulisk ledningsevne, som uttrykker en væskes gjennomstrømmingsevne (permeabilitet) i et porøst medium.

3.2.3 Periglasiale landformer

I høyfjellsområder er frost spesielt aktiv. Når fuktig jord stadig fryses og tines, vil det medføre bevegelser av ulik størrelse som er med på å danne karakteristiske fenomener og landformer i form av frostheving, forvitring, frostsortering og solifluksjon.

Blokkmark

Begrepet blokkmark er brukt for å beskrive steinblokker som dekker flate eller kuperte områder i nåværende eller tidligere periglasiale miljøer (Ballantyne, 2010). Steddannet blokkmark er den blokkmarka som er dannet gjennom in-situ forvitring av berggrunnen med en begrenset forflytning av løsmaterialet (Rea et al., 1996; Ballantyne, 2010). Det har vært diskusjoner knyttet til dannelsen av blokkmarka, og denne diskusjonen er fortsatt åpen. Tidligere har det blitt hevdet at blokkmark i høyfjellet hovedsakelig må være dannet ved frostsprengning etter siste istid, hvor mekanisk forvitring har spilt en viktig rolle. I senere tid er det foreslått to konkurrerende hypoteser for å beskrive dannelsen av blokkmark, neogen eller periglasial hypotese (Ballantyne, 2010; Goodfellow, 2012). Neogen hypotese antar at blokkmarksmassene er produsert av før-kvartær kjemisk forvitring, hvor frosthendelser er begrenset til sortering og endring i det eksisterende dekket (Rea et al., 1996; Ballantyne, 2010). Den periglasiale hypotesen forklarer blokkmarksmassene som produktet av forvitring og frostsortering under kalde forhold gjennom kvartær tid (Ballantyne, 2010; Egholm et al., 2015). Ifølge Ballantyne (2010) kan begge hypotesene stemme innenfor egne rammeverk, mens Goodfellow (2012) viser en mer begrenset støtte til dette. Det er ifølge han ingen klare bevis på at blokkmarka er dannet under varmere forhold før kvartær, men at egenskaper i blokkmarka samsvarer med en opprinnelse av mekanisk og kjemisk forvitring gjennom kvartær.

For å finne ut hvor gammel blokkmarka i Norge egentlig er, er det gjort flere tolkninger med utgangspunkt i blokkmarksområder hvor det er lite spor etter glasiasjon. Ifølge Rea et al. (1996) og Strømsøe og Paasche (2011), finnes det flere blokkmarksområder i Norge hvor mye tyder på både mekanisk og kjemisk forvitring. Under steiner på overflata er det funnet leire og silt i store mengder. Flere av disse leirmineralene er ikke typiske for kaldt klima, noe som kan tyde på at forvitring av berggrunnen må ha skjedd langsomt under et varmere klima enn hva vi har i dag. Strømsøe og Paasche (2011) hevder at det er gode grunner til å anta at blokkmarka er dannet in situ og har sin opprinnelse fra før kvartær perioden, og dermed kan regnes som gammel. Dateringer gjort av Linge et al. (2006) antyder at blokkmarka i Norge kan være over 1 mill. år gammel. Dette tilsier at blokkmarka er et resultat av forvitring over lang tid. Ved siste

istids glasiale maksimum (LGM) var hele landet som tidligere nevnt dekket av is, med noen unntak hvor topper kan ha stukket opp som nunataker ved kysten. Dersom blokkmarka er dannet før siste istid, som Strømsøe og Paasche (2011) og Linge et al. (2006) antyder, må innlandsisen ha vært kald og frosset til underlaget for å kunne bevare så store mengder med løsmasser, noe dateringene til Linge et al. (2006) ikke kan utelukke.

Den nedre grense for blokkmark, en såkalt 'trimline', beskriver det maksimale nivået hvor isen har erodert på berggrunnen eller i løsmasser i en skråning (Ballantyne, 1997). I Sør-Norge viser denne linjen et geografisk mønster hvor den befinner seg på rundt 2000 moh. i de sentrale fjellkjedene i innlandet og rundt 500-600 moh. i kystområdene rundt Nordfjord og Møre (Nesje et al., 1988). Skråningsprosesser kan i noen områder ha transportert blokkmarksmaterialer under denne grensen. Over denne grensen er det få spor etter isbreer, som medfører at noen mener at denne grensen indikerer hvor høyt innlandsisen har ligget (Sollid & Sørbel, 1979; Nesje et al., 1988). Men ifølge Mangerud (2004) kan man ikke generelt sett bruke denne blokkmarksgrensen for å kartlegge grensen på isdekket, selv om dette er korrekt for noen kystområder. Det er heller et internt skille for varm og kald is som vanligvis brukes som forklaring, som viser grensen for effektiv glasial erosjon heller enn øvre grense for innlandsisen (Ballantyne, 1997). Dateringene gjort av Linge et al. (2006) bekrefter dette.

Strukturmark

Strukturmark er en betegnelse for småskala overflateformer som dannes som følge av gjentatt frysing og tining i vannmettet og leirholdig jord. Slike former er ofte et resultat av prosesser som skjer i kalde områder i en aktiv sone i bakken (Hallet, 1990; 2013), noe som kan tyde på tilstedeværelse av permafrost i disse områdene. Frostformene klassifiseres etter de mest vanlige mønstrene sirkler, nett, polygoner og striper (French, 2007; Sulebak, 2007; Ballantyne, 2010), som bestemmes eller påvirkes av faktorer som topografi, vegetasjon, snødekke, tilgang til vann, sprekker eller kornfordeling (Sulebak, 2007). Hvilke og hvor slike former dannes, avhenger av et samspill mellom disse faktorene. Felles for alle er at det skjer en frostsortering av løsmaterialet basert på størrelse. Sirkler, nett og polygoner oppstår i hovedsak på flate områder, mens de i skrående terreng, avhengig av lokale forhold, kan endres til striper (French, 2007; Hallet, 2013).

Sorteringsformer

I sorteringsformer finner vi steiner eller mindre blokker som danner sirkel- eller polygonmønster. Kjernen består av finkornet materiale omringet av grovere løsmasser (Kääb et al., 2014). Slike fenomener kan vi ofte se i flatt terreng i høyfjellet, og i sammenheng med blokkmark (Ballantyne, 2010). Dannelsen av slike former skyldes frost og frostens sortering av materialet. Forskyvningen av materialer mot toppen og ut mot sidene er forårsaket av gjentatt frysing og tining av islinser ved topp og bunn av det aktive laget (French, 2007). Det fineste materialet vil få mer frostheving og dermed en høyere overflate i midten, som gjør at vi får en konveks form i terrenget. Hvordan og hvorfor akkurat et slikt mønster dannes, er noe usikkert og krever flere undersøkelser, men induert stress i jordmassene ved avkjøling, synes å være en viktig faktor (Sulebak, 2007). Ifølge Hallet (2013) vil gjentatt utvidelse og sammentrekning av løsmaterialer forårsaket av frysing og tining, drive de periglasiale prosessene. Så lenge frostheving har en horisontal komponent med grovt og fint materiale som beveger seg i motsatt retning, vil sortering oppstå. Størrelsen på slike former vil variere mellom 1-4 meter totalt i diameter (French, 2007; Kääb et al., 2014).

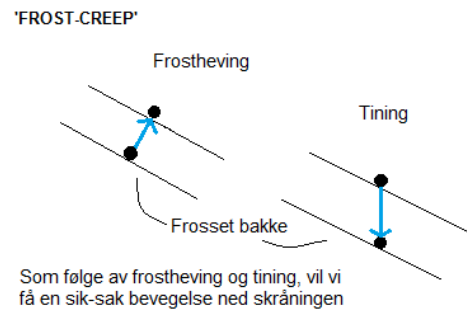
Blokkstrøm

Blokkstrømmer er et resultat av tilførsel av løsmasser ved massebevegelser som strekker seg over en lengre distanse i skråninger (Wilson, 2013). Formen og størrelsen på disse kan variere, men er ofte lineære i sin utforming. Blokkstrømmer som er undersøkt tidligere har ofte egenskaper som er relikte, og indikerer en variasjon i form, dimensjon, morfologi, struktur og sammensetting (Wilson et al., 2016). I områder som er preget av blokkmark, er det sannsynlig at blokkstrømmer kan oppstå som følge av endring på helningen av terrenget. Frostheving kan også bidra til at vi får bevegelser (Murray, 2012), som kan danne blokkstrøm. Solifluksjon som prosess kan i tillegg være en faktor som kan forårsake blokkstrømmer (Wilson et al., 2016).

Solifluksjon

Solifluksjonsbegrepet benyttes for å karakterisere langsomme jordsig forårsaket av frysetineprosesser (Matsuoka, 2001; French, 2007), og brukes om selve landformen og prosessene som danner slike former. Formen som blir dannet er såkalte lobformer, og kan minne om en tungeform i terrenget. French (2007) antyder at solifluksjon er den totale effekten av

gelifluksjon og 'frost-creep', og at det er disse prosessene som utgjør selve sigebevegelsen. Både gelifluksjon og 'frost-creep' utledes fra virkninger av frostheving, forårsaket av issegregering i frossen jord (Berthling, 2001). Solifluksjon kan forekomme ved ensidig eller tosidig frysing (French, 2007). Ensidig er ofte referert til sesongmessig frysing. Her vil vann fryse til islinser i den frosne delen av bakken som følge av



Figur 3.3. Modell som viser 'frost-creep'-prosessen.

segregering (figur 3.2), hovedsakelig sen høst, noe som medfører frostheving normalt på bakken (figur 3.3). Videre vil det, som nevnt tidligere, bli frigitt vann når isen i bakken begynner å tine. Siden bakken under fortsatt vil være frossen, hindres vannet i å trenge nedover, og vi får et høyt porevannstrykk mot overflaten. Det høye porevannstrykket som oppstår når jorda begynner å tine, gjør at denne delen av bakken vil være ustabil og kan begynne å sige i skrående terreng med tyngdekraften. Solifluksjonsformer får vi når det øverste jordlaget siger akkurat i det tidsrommet hvor jorden tiner, ofte i overgangen mellom vår og sommer. Det vil ta lang tid å danne slike former, hvor fryse-tine prosesser foregår i sikk-sakk bevegelser (figur 3.3) over en lengre periode. De vil variere i størrelse og ha et utseende som for det meste ligner lober eller tunger.

Solifluksjon kan også forekomme ved tosidig frysing, som skjer i kalde områder ofte i skråninger som er permanent frossen (permafrost tilstede). Bevegelsen som skjer her omtales som 'plug like flow', og skjer i sammenheng med gelifluksjon. Denne prosessen skjer som regel på slutten av sommeren, når det tinte aktive laget glir på overflaten av den isrike sonen på toppen av permafrosten (Matsuoka, 2001). Solifluksjonsformer ved tosidig frysing kan dermed bli dannet over noe kortere tid enn ved ensidig frysing, når bevegelsen først skjer.

'Stone-banked' lober

Stone-banked solifluksjonslober er en kryp-landform i skråninger som kjennetegnes som lober med et innhold av relativt steinfri og finstrukturert flytjord, og med steinmasser i front (Benedict, 1970). Slike former ser ut til å utvikle seg hvor transportert tilførsel av steinmaterialer utsettes for en reduksjon i hastighet (Harrison & Macklin, 1991). Stone-banked solifluksjonslober karakteriseres delvis ved en vertikal og lateral frostsortering av sedimenter (Harrison & Macklin, 1991), som gjør at jordsig bremses opp bak steinmassene. I tropiske høytliggende fjell, hvor døgnaktiv frost er begrenset til overflaten med relativt raske bevegelser,

er tynne stone-banked loper et typisk fenomen (French, 2007). Det kan ofte være en sammenheng mellom slike former og områder med blokkmark i hellende terreng. Slike landformer kan bli opp mot 4,5 meter høye med en bredde på mellom 5 og 50 meter, og en helning opp mot 35° (Harrison & Macklin, 1991). De individuelle steinene i lobene varierer for det meste mellom 5 og 60 cm i diameter, men kan bli så store som 150 cm (Benedict, 1966).

3.2.4 Hurtige massebevegelser

I tillegg til langsomme bevegelser i form av jordsig, kan man flere steder se spor etter hurtige massebevegelser i skråninger. Skred betegnes som et naturfenomen hvor tyngdekraften bidrar til at materialer som stein, løsmasser eller snø beveger seg nedover skråninger. Selve skredet kan i tillegg inneholde vann i ulike mengder. Slike massebevegelser klassifiseres ofte etter type materiale og bevegelse, men kan også være en kombinasjon av flere typer. Ifølge Øydvin et al. (2011) kan ulike skredtyper tilpasset norske naturforhold grupperes etter materiale (figur 3.4).

Fast fjell	Løsmasser		Snø
	Grove ←	→ Fine	
Steinsprang	Jordskred		Snøskred
Steinskred			
Fjellskred	Flomskred	Kvikkleire-skred	Sørpeskred

Figur 3.4. Gruppering av ulike skredtyper i Norge, basert på materiale (Øydvin et al., 2011).

Videre vil det fokuseres på de skredtypene som er mest relevante i det aktuelle området: flomskred og snøskred. Flomskred oppstår hvor det er en rik kilde av materialer som kan mobiliseres ved tilsetning av vann (Selby, 1993). Regnskyll er trolig den viktigste kilden til vann. Morfologien kan variere mellom ulike flomskred. Likevel er disse formene hovedsakelig karakterisert ved at det grove materialet transporteres til topp og front og dyttes ut i sidene ved høy hastighet, mens det finere materialet er samlet i den indre delen. Denne prosessen er kjent som 'kinematic sieving' (Selby, 1993).

Snøskred forekommer vanligvis i skråninger som er dekket av snø og som har en helning mellom 30-50° (Selby, 1993). En av hovedtypene er karakterisert som et løssnøskred. Slike skred oppstår normalt i bratte fjellsider, hvor nye snøkorn rives med og bidrar til en utforming som minner om en pæreform (Øydvin et al., 2011). Snøskred forekommer ofte på lesider av fjell. Hastigheten her kan bli veldig høy, opp mot 120 km/t.

3.3 Klima

Klima er en kontrollerende faktor innen landskapsutvikling, som styrer overflateprosesser som igjen danner landformer (Inkpen & Wilson, 2013). Ifølge Peltier (1950) kontrollerer klima prosessers mulighet til å arbeide, spesielt gjennom faktorene temperatur og nedbør. Ved å studere landformer i en region vil det være mulig å kunne si noe om fortidens klima. Som nevnt i delkapittel 3.1 om kvartærgeologi og geomorfologi, var det under kvartærperioden store svingninger i klimaet med veksling mellom istider og mellomistider. Disse endringene har videre hatt stor betydning for hvordan landskapet ser ut i dag.

Klima kan klassifiseres på ulike skalaer, som globalt, regionalt eller lokalt (McClatchey, 2012a; 2012b). Hvilken skala man tar utgangspunkt i, avhenger av området man er interessert i. Jo mindre område, desto viktigere er det å fokusere på lokalklimatiske forhold. Dette innebærer informasjon om høyde over havet, topografi og nærhet til hav (McClatchey, 2012b). Klimatiske faktorer som temperatur, luftfuktighet, nedbør og solstråling viser store romlige variasjoner i fjellområder (Rolland, 2003). Tidligere studier har vist at temperatur og lufttrykk avtar med høyder, mens solstråling øker (McClatchey, 2012b). Dette betyr at fjellområder påvirker klimaforhold. Daglige variasjoner i temperaturfall med høyder er påvirket av skydekke og tilstedeværelse, eller fravær av kraftige vinder. Når det gjelder vindforhold er det ofte topografi heller enn høyde som spiller en viktig rolle. I områder med mye fjell vil nedbørsmengden variere lokalt mellom ulike steder. Nedbøren vil være mindre i de lavereliggende områdene, hvor målestasjoner oftest befinner seg. Dette ser vi stemmer for studieområdet ved å sammenligne tabell 2.1 og 2.2 (jf. kap. 2.3). Vi får økt nedbør når temperaturen synker, hvor stigende luft blir avkjølt og kondenserer til skydråper som vil falle som regn om de blir store nok. Nedbøren vil dermed øke med høyden. Hvilken type nedbør som faller, vil avhenge av temperatur og diameter. Vind vil også påvirke hvor nedbøren treffer bakken.

3.3.1 Kystklima

Norge kjennetegnes som et langstrakt land, med en lang kystlinje og store fjellkjeder i vest. Den langstrakte kysten medfører også til variasjoner i klimaet. Med tanke på Norges beliggenhet ved høye breddegrader, skulle klimaet i utgangspunktet vært like kaldt som ved tilsvarende områder ved samme breddegrad, eksempelvis Alaska. Golfstrømmen, som vi finner i havet utenfor den norske kysten, bringer med seg oppvarmet vann og bidrar til et gunstig klima i Norge. Norge ligger i tillegg i vestavindsbeltet som medfører luftmasser inn over land. Hav- og luftstrømmer bidrar til et temperert klima ved kysten av Norge med milde vintre og relativt kalde somre. Fjellkjedene som vi finner langs norskekysten bidrar til at kystområdene er mer utsatt for nedbør enn områdene som ligger øst for fjellkjedene. Når fuktige luftmasser møter kysten, vil de tvinges til værs av terrenget, og vi får orografisk nedbør. Skydekke, som også er vanlig i kystområdene, påvirker både nedbørmengden og temperatur. Dominerende vindretning i området er ofte sørvestlig, som også bidrar til en del nedbør.

3.3.2 Periglasialt klima

Lufttemperatur er en nyttig måte for å karakterisere periglasialt klima, mens bakke- og overflatetemperatur er mer relevant med tanke på forvitningsprosesser og permafroststrukturer (French, 2007). Egenskaper som påvirker bakketemperaturen er blant annet snø, vind, vegetasjon, jordsmonn og geotermisk energi. Årlig endring av nær-overflatematerialer fra frossen til tint tilstand og motsatt, er spesielt interessant med tanke på periglasial geomorfologi. Solifluksjon er et fenomen som avhenger sterkt av klimatiske forhold, og kan derfor brukes som en indikator for klimaet som tidligere har påvirket skråninger (Matsuoka, 2001).

Basert på høyde, innstråling og temperatur, kan periglasial-klimatiske miljøer sammenfattes som følgende (French, 2007); høyarktisk klima, kontinentalklima, alpint klima, Tibet-plataet og klima med lav årlig temperaturvariasjoner. Innenfor den siste kategorien, kan vi videre dele inn i øyklima ved sub-arktisk breddegrad og fjellklima ved lavere breddegrad. Ved øyklima vil vannet i nærheten ha en innvirkning på temperaturen i området. I slike områder vil temperaturen være noe høyere, og den årlige gjennomsnittstemperaturen kan bli opp mot 10 °C (French, 2007). Disse områdene opplever en høy frekvens av fryse-tine sykluser med kort varighet og tilgang til nedbør. På grunn av den maritime beliggenheten kan slike områder ha betydelige mengder nedbør, ofte en variasjon mellom 1000-2000 mm/år, og ustabile værforhold med mye skydekke og tåke (French, 2007).

4 Metode

Innen naturgeografisk forskning er fokuset å se nærmere på samspeillet mellom materialer, prosesser og former, gjennom et tid-rom perspektiv (Turkington, 2010). Dette kan innebære spesifikke landformers utvikling, eller ulike prosesser og faktorer som er med på å påvirke og å styre endringer som skjer. Med utgangspunkt i geomorfologisk kartlegging er det flere muligheter for valg av metode. Hvilken metode man velger, avhenger av hva man ønsker å finne ut og skalaen for selve undersøkelsen, og er primært drevet av problemstillingen som stilles (Turkington, 2010). I tillegg vil tid og tilgjengelige ressurser kunne påvirke arbeidet. Innen geomorfologisk forskning, er feltobservasjoner og studier av kart og flybilder sentrale arbeidsmetoder (Sulebak, 2007). Ifølge Turkington (2010) blir feltarbeid sett på som en sentral kjerne i naturgeografi, og innebærer ofte observasjon, måling og registrering av informasjon. Dette kan være tidkrevende, og krever dermed god planlegging på forhånd for å gjøre arbeidet mest mulig effektivt. Feltarbeid med observasjon og innsamling av datamateriale til denne studien, ble gjennomført i september 2016.

Hvilken bakgrunn man har, vil ha stor betydning for gjennomføring av et forskningsarbeid, både gjennom teoretisk kunnskap og kjennskap til ulike metoder. Dette vil kunne påvirke arbeidet gjennom hva som blir observert og registrert. Jeg har en bakgrunn som student ved Institutt for geografi, NTNU Trondheim, på studiet 5-årig lektorutdanning med master i geografi. Dette studiet har gitt meg en allsidig innføring i geografi som fag, hvorav flere emner omhandler naturgeografi, og hvor feltkurs har vært en sentral del av undervisningen. Med et tema som tar for seg geomorfologisk utvikling, vil dette også være relevant med tanke på en fremtidig karriere som lærer hvor man i undervisningen kan bruke landformer i et område til å si noe mer om hva som har skjedd.

4.1 Fjernanalyse

Fjernanalyse som metode har blitt viktig innenfor naturgeografi, og handler om å samle inn informasjon om ukjente objekter eller områder uten direkte fysisk kontakt, både over større eller mindre områder (Aplin, 2010; James, 2012; Longley et al., 2015). Informasjon gjennom fjernanalyse kommer for det meste i form av blant annet multispektrale bilder og radarbilder, som kan tolkes og analyseres (James, 2012). Med den teknologiske utviklingen som vi har hatt de siste tiårene, har vi i dag god tilgang til detaljerte bildedata og avanserte analytiske teknikker

(Aplin, 2010). Dette innebærer blant annet tilgang til digitale bilder med høy oppløsning som vertikale flyfoto, som kan omformes til tredimensjonale bilder ved å drapere ortofoto over en terrengmodell. Oppløsningen på slike bilder vil avhenge av skala, både i tid og rom (Dixon, 2006), og vil avgjøre hvilken informasjon man finner gjennom bildene man studerer. Bildeorientering, oppløsning og skala er dermed viktige variabler med tanke på datainnsamling (James, 2012). Fjernanalyse ble først brukt for å få oversikt over studieområdet og for å velge ut hvilke områder som skulle undersøkes nærmere i feltarbeidet. Deretter ble det brukt for å gjøre tolkninger og analyser av bildene som ble tatt i felt. Analyser kan bidra til at man får en større forståelse for utviklingen av en spesiell landform eller et spesielt landskap (Dixon, 2006). I tillegg ble det brukt kartverktøy for å gjøre relevante beregninger. Erfaringer fra felt bidrar til å enklere gjenkjenne ulike landformer i flyfoto, og kan bekrefte eller avkrefte hypoteser gjort i forkant.

Kart- og bildetjenestene *Norge i 3D* og *Norge i bilder* ble i starten brukt for å bli kjent med og få oversikt over området i tillegg til å planlegge gjennomføringen av selve feltarbeidet. Disse web-baserte karttjenestene viser god oversikt over geografiske data i vilkårlig oppløsning, ut fra data innsamlet fra flyfoto/satellitter, med mulighet for tredimensjonal visning. *Norge i bilder* er spesielt oversiktlig, siden få skygger vises i deres 3D-funksjon. 'Zoom'-funksjonen gjør det mulig å innhente informasjon fra ulike skalaer og fra ulike vinkler. Videre ble disse tjenestene brukt til å gjøre fjernanalyser basert på observasjoner og analyser i områder som var vanskelige å komme til. Tjenestene har flere funksjoner som er spesielt nyttige. I *Norge i 3D* kan man for eksempel registrere høydemetre i bildet ved å plassere musepilen på et bestemt område. Dette ble brukt for å kartlegge blokkmarka i studieområdet og nærliggende områder, og for å registrere hvor ulike landformer befinner seg i terrenget og beregne eventuelle høydeforskjeller. Høydemålinger ble også brukt for å lage terrengprofiler for videre estimering av erosjon og volum i området rundt Trollhola. Her ble profiler laget med kartverktøy i form av punktmålinger, som videre ble beregnet i regneprogrammet Excel. Analyser av disse beregningene vil kunne bidra til å forstå utviklingen av Trollhola. En relevant funksjon som finnes i *Norge i bilder* er en såkalt tidsfunksjon hvor man kan finne bilder fra ulike år. Historiske bilder kan gi nyttig informasjon fra områder som for eksempel er gjengrodde i dag. I studieområdet mitt ble det funnet flyfoto tilbake til 1968. Dette kan brukes til å sammenligne bilder og se eventuelle endringer som har skjedd.

4.1.1 Bildeorientering og oppløsning

Generelt sett er det innen fjernanalyse vanlig med bilder som er tatt i et ovenfra- og nedperspektiv, vertikalt på et interessant område (James, 2012). I tillegg kan det være orientert horisontalt eller fra en skrående vinkel. Hvilken vinkel man velger avhenger av hva som er målet for arbeidet, og hvilke hjelpemidler eller redskaper man har tilgang til. I denne studien er det brukt bilder med ulik orientering, både vertikalt, horisontalt og skrått. Dette for å få en bedre oversikt, fremstilling og helhetlig forståelse av ulike landformer og landskapet i området.

Oppløsningen på bilder sier noe om bildekvaliteten og vil påvirke hvor mange detaljer som er mulig å få frem i et bilde. Dette vil variere i forhold til skala, jo mindre skala i et bilde desto mindre vil oppløsningen på bildet være. Oppløsning er viktig for brukbarheten med tanke på kvalitet og validitet på tolkninger og analyser som gjøres gjennom bildene. Dersom oppløsningen på bilder er lav, vil man kunne risikere at noe av datamaterialet må forkastes og ikke kan benyttes videre. Bildene tatt i felt ble grundig gjennomgått i etterkant, hvor bilder med dårlig oppløsning ble slettet. Det var ikke mange bilder som hadde dårlig kvalitet, noe som gjorde at datamaterialet fortsatt var representativt for studieområdet.

4.1.2 Skala

Hva vi ser hvor, er avhengig av skala. Skala er som oftest forstått som romlig skala, men sett i sammenheng med tid (Inkpen & Wilson, 2013). Historisk sett har geomorfologer gjennomført undersøkelser av ulik skala, hvor målet har vært å bruke funn eller observasjoner fra en bestemt skala for å få en bedre forståelse for utviklingen av en bestemt landform eller et landskap (Dixon, 2006). Gjennom funn fra en skala, kan man bekrefte eller avkrefte observasjoner fra en annen skala. Men det er likevel ikke gitt at fenomener på en gitt skala kan forklares basert på en lavere skala. Innenfor periglacial geomorfologi har diskusjonen om skala generelt sett fokusert på et begrenset antall komponenter, som forvitring, sorteringsformer og prosesser på bakken, skråningsprosesser, og identifisering av kontrollfaktorer (Dixon, 2006). Dette vil være utgangspunkt for min videre analyse og kan ses på som et såkalt småskalanivå, som kan bidra til en bedre forståelse for storskala landskapsutvikling.

Skala kan være et grunnleggende teoretisk problem innen fjernanalyse, ettersom resultater på en skala ikke stemmer overens med resultater på en annen skala (Dixon, 2006; Turkington, 2010). Slike problemer er ofte knyttet til størrelser i tid og rom (Sulebak, 2007). Dette gjør at man bør ha et kritisk blikk når man driver med fjernanalyse. Det man ser og observerer gjennom

et bilde stemmer ikke automatisk med virkeligheten. Dermed kan feltobservasjon være en god metode for å enten bekrefte eller avkrefte hypoteser og antagelser som man gjør gjennom fjernanalyse. Hvilken skala man velger vil altså ha mye å si for brukbarheten, som videre vil påvirke utfallet.

4.2 Observasjon

Vitenskap sies å være utledet av fakta fra observasjoner (Church, 2011). Det er en nær relasjon mellom årsak og virkning, noe som gjør at alt som kan observeres også kan forklares. Først etter at observasjoner er gjort, vil man kunne sette opp hypoteser eller modeller for ulike mekanismer eller systemer som man ønsker å gi forklaringer på gjennom undersøkelser og målinger. Observasjoner vil dermed gå foran eventuelle målinger. Tradisjonelt sett har observasjon hatt en sentral posisjon innen geomorfologisk forskningsarbeid (Rhoads & Thorn, 1996). En undersøkelse av geomorfologiske prosesser stammer ofte fra informasjon innhentet gjennom observasjoner av landformen som har blitt dannet av disse prosessene (Turkington, 2010). Observatørens valg av objekter avhenger ofte av interessante utseender og passende størrelser, noe som er viktig for å kunne gjennomføre arbeidet (Turkington, 2010). Observasjoner i felt kan dermed ses på som en form for kvalitativ metode.

Observasjon kan gjøres både manuelt og digitalt, hvor det er nødvendig å lagre informasjonen man observerer på en tydelig og oversiktlig måte siden denne informasjonen er uerstattelig (Turkington, 2010). For å kunne gjennomføre et effektivt og godt feltarbeid i et ukjent område, er visuell observasjon i forkant av selve feltarbeidet viktig (Turkington, 2010). Gjennom god oversikt og beskrivelser av feltområdet blir det enklere å velge områder for å gjøre observasjoner og eventuelt målinger, noe som vil bidra til bedre kjennskap til feltet.

4.2.1 Gjennomføring og lagring av feltobservasjoner

Observasjon og innsamling av data ble gjennomført på en strukturert måte. Studieområdet ble delt inn i fire, basert på fjernanalyse i forkant av feltarbeidet. Deretter ble et og et område undersøkt nærmere og dokumentert gjennom bilder. Et av områdene, på vestsiden av toppen, hadde noe vanskelig fremkommelighet og ble ikke undersøkt nærmere i felt. Det ble tatt mange bilder, i overkant av 300, for å kvantifisere observasjonene. Disse ble tatt på en systematisk måte etter retning for å huske nøyaktig hvor de ble tatt. Dette blant annet for å gjøre etterarbeidet og analyseringen enklere. Bildene ble tatt med et velfungerende iPhone 5S kamera og Canon

DIGITAL IXUS 80 IS, og ble i etterkant av feltarbeidet lagret kronologisk i mapper etter område. Bildene vil brukes aktivt i oppgaven for å dokumentere observasjoner og tolkninger som er gjort.

4.3 Bildeanalyse

Bilder kan brukes til å tolke og analysere objekter og landformer på jorda. Bildene dokumenterer observasjoner som er registrert i felt. Som Prosser (1998) påpeker, kan bildedata regnes som representativ kvalitativ data på lik linje med annen data. Likevel må man være kritisk i bruken av bilder, siden de ofte viser mer informasjon enn nødvendig. Dermed gjelder det å fokusere på det som er relevant, og utelukke det irrelevante. En slik utvelgelse vil avhenge av bakgrunnskunnskapen man har, og kan dermed påvirke utfallet. Ulike signaturer som kan være viktige og relevante, kan bli oversett om den teoretiske fagbakgrunnen er svak. For å sikre utvelgelsen er det viktig at man er flere enn en person til å gjennomgå datamaterialet. Derfor har jeg, i tillegg til å gå gjennom bildene selv, fått hjelp av både medstudenter og veileder. Når det gjelder denne oppgaven, ble bilder fortrinnsvis brukt til å registrere ulike kjennetegn i landskapet som videre kan analyseres og bidra til å forstå hva som har skjedd i akkurat dette området. Dette innebærer både storskala landskapsutvikling og utvikling på en mindre skala.

4.4 Klimatisk analyse

Informasjon om klimatiske forhold er innhentet for å vurdere i hvor stor grad det har hatt innvirkning på landskapsutviklingen i området. Det er valgt å fokusere på temperaturforhold og nedbør. I tillegg er det valgt å vurdere de klimatiske forholdene i studieområdet opp mot andre relevante områder hvor det er gjort en del forskning knyttet til periglasielle miljøer.

4.4.1 Temperatur- og nedbørsstatistikk

Anvendte temperatur- og nedbørsdata er presentert i tabeller i kapittel 2.3. Denne statistikken er hentet fra *eKlima*, klimadatabasen til Meteorologisk institutt, og gjennom beregnede værdata fra den åpne portalen seNorge, samarbeid mellom NVE, Meteorologisk institutt og Kartverket. All værdata er behandlet og fremstilt gjennom regneprogrammet Excel. Denne informasjonen vil danne et utgangspunkt for diskusjonen rundt landskapsutviklingen i studieområdet, også sett i sammenheng med andre lignende områder.

4.4.2 Klimatiske sammenligninger

For å kunne tolke landskapsutviklingen, er det innhentet relevant informasjon gjennom forskning gjort i andre områder med lignende forhold. Her er det fortrinnsvis valgt å fokusere på forskning tilknyttet Færøyene, siden beliggenhet og klimatiske forhold er likt med mitt studieområde. Siden klima er en viktig faktor for geomorfologisk utvikling, kan man ved hjelp av klimainformasjon gjøre en sammenligning og videre få en bredere forståelse for ulike prosesser og dannelse av ulike landformer og landskap.

4.5 Eventuelle feilkilder for datainnsamling og metodevalg

Det finnes en del begrensninger som kan knyttes til datainnsamling og metodevalg. Valg av metode baserte seg på gjennomførbarhet i forhold til tema og problemstilling. Når man velger metode, vil andre metoder utelukkes. Disse kan være vel så relevante og gi nødvendige data som kan påvirke arbeidet. Dermed er det ikke utelukket at andre metoder kan ha vært vel så vesentlige som de jeg har brukt.

Denne studien er i stor grad basert på observasjon, både direkte i felt og gjennom fjernanalyse. Objektivitet ved bruk av observasjon er nært knyttet til det menneskelige sanseapparatet (Rhoads & Thorn, 1996). Mye handler om hva øyet ser og registrerer, og hvor observant man er. Dermed er det mulig at relevante og viktige objekter eller fenomener kan ha blitt oversett under et feltarbeid. Det har tidligere blitt hevdet at all vitenskapelig observasjon er basert på teoretiske forutsetninger. Bakgrunnskunnskap, i form av teori, blir dermed sett på som en avgjørende faktor for resultatet som fremkommer gjennom observasjon. Uten en slik tilnærming vil man ha begrensede muligheter for å registrere hva som kan anses som relevant for studien. En bredere teoretisk bakgrunn ville dermed sannsynligvis ha bidratt til et større og bedre utfall av datainnsamling gjennom feltobservasjoner.

Observerte fenomener ble dokumentert i form av flere bilder. Antall bilder bidrar til å styrke datainnsamlingen. Likevel bør man som tidligere nevnt ha et kritisk blikk når man analyserer og tolker disse. Informasjon som var tydelig gjennom direkte observasjon, kan forsvinne i et bilde. Grundige feltnotater kan dermed bidra til å huske detaljer fra observasjonene som ble gjort. GPS kunne i tillegg ha blitt brukt for å dokumentere posisjoner på ulike fenomen mer nøyaktig. Dette ville ha gjort arbeidet med analyse og tolkning noe enklere i ettertid.

Skalafremstilling i enkelte bilder kunne også ha vært tydeligere, spesielt knyttet til diverse målinger av former og steiner.

Tid er en annen begrensning knyttet til datainnsamling innen geomorfologi. Utvikling over lang tid skal undersøkes nærmere, og vil dermed være omfattende og tidkrevende. Med en masteroppgave på 30 studiepoeng er arbeidsomfanget knyttet til denne oppgaven noe begrenset, og vil kunne påvirke utfallet av studien. Samtidig kan et eller flere år med innsamling av data være tilfeldig, særlig i områder med en del aktivitet. Mye tyder på at studieområdet mitt ikke er særlig aktivt i dag, og observasjonene som er gjort kan dermed anses som reelle.

Når det gjelder beregningene som er gjort i henhold til 'Trollhola', er det også mulige feilkilder som må tas i betraktning. Målingene av volum er gjort basert på gjennomsnittet av flere tverrprofiler, og vil dermed kunne avvike noe fra virkeligheten. Grensen for morenematerialet var spesielt vanskelig å fastslå. Her ble det i den nedre del brukt et markert brudd for å avgrense i lengden. I ytterkanten var avgrensingen noe mer utydelig, og det er antatt at grensene går fra morenekanten på botnen og skrått ut mot sidene. Berggrunnslinjen ble antatt på bakgrunn av høyden til 'siden' for morenen, og kan avvike fra den opprinnelige linjen. Morenevolumet vil dermed kunne avvike noe fra det opprinnelige volumet.

5 Resultat

Resultatene som presenteres, bygger på tolkninger fra observasjoner i felt, fjernanalyse og beregninger/estimering. En kartlegging over et større område vil bidra til å tolke utviklingen av ulike fenomener i området. Her vil grenser for ulike former, som høydeintervaller og helning i terrenget hvor formene befinner seg, spille en sentral rolle. Først vil fordeling av blokkmarka i området presenteres. Deretter vil jeg presentere periglasielle landformer som er observert. Videre vil resultater knyttet til botnen 'Trollhola' bli presentert. Til slutt vil hurtige massebevegelse bli tatt for seg. Figur 5.1 viser en oversikt over lokalitet for de undersøkte områdene.



Figur 5.1. Oversiktsbilde over omtalte fenomener ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).

5.1 Fordeling av blokkmark

I denne oppgaven er det ikke gjort noen konkrete målinger i blokkmarka rundt Gamlemsveten, da dette ikke ble sett på som nødvendig med tanke på problemstillingen. Observasjoner og fjernanalyse er derimot aktivt brukt. Fordeling av blokkmarka i området rundt Gamlemsveten er forsøkt kartlagt, og presenteres i form av et redigert kartutsnitt (figur 5.4).

5.1.1 Observasjon

Observasjoner fra feltarbeidet viser betydelige mengder blokkmark fordelt over et stort areal. Mot toppen ble det blant annet registrert at en stor del av blokkmarka er dekket av vegetasjon eller lav (figur 5.2). Retningen på steinene i blokkmarka varierer noe. På de fleste stedene ligger steinene lagvis i helningsretning. I enkelte områder er det mer spredning og ingen tydelig retning på steinene. Videre er det observert at



Figur 5.2. Et stort område av blokkmarka er dekket av vegetasjon og lav (Foto: Sølvi Skeide).

størrelsen og formen på steinene i blokkmarka også varierer. Det finnes både flate, brede, runde og kantete steiner, hvor størrelsen varierer mellom noen centimeter og opp mot en meter. Blokkmarksområdet viser ellers tydelig tegn til sig i skråninger med helning på ca. 30°.

I området rundt toppen av Gamlemsveten ble det observert løsmaterialer i blokkmarka som har en tydelig sortering (figur 5.3). Mye av dette tyder på at forvitring har vært spesielt aktivt i de høytliggende områdene på fjellet.



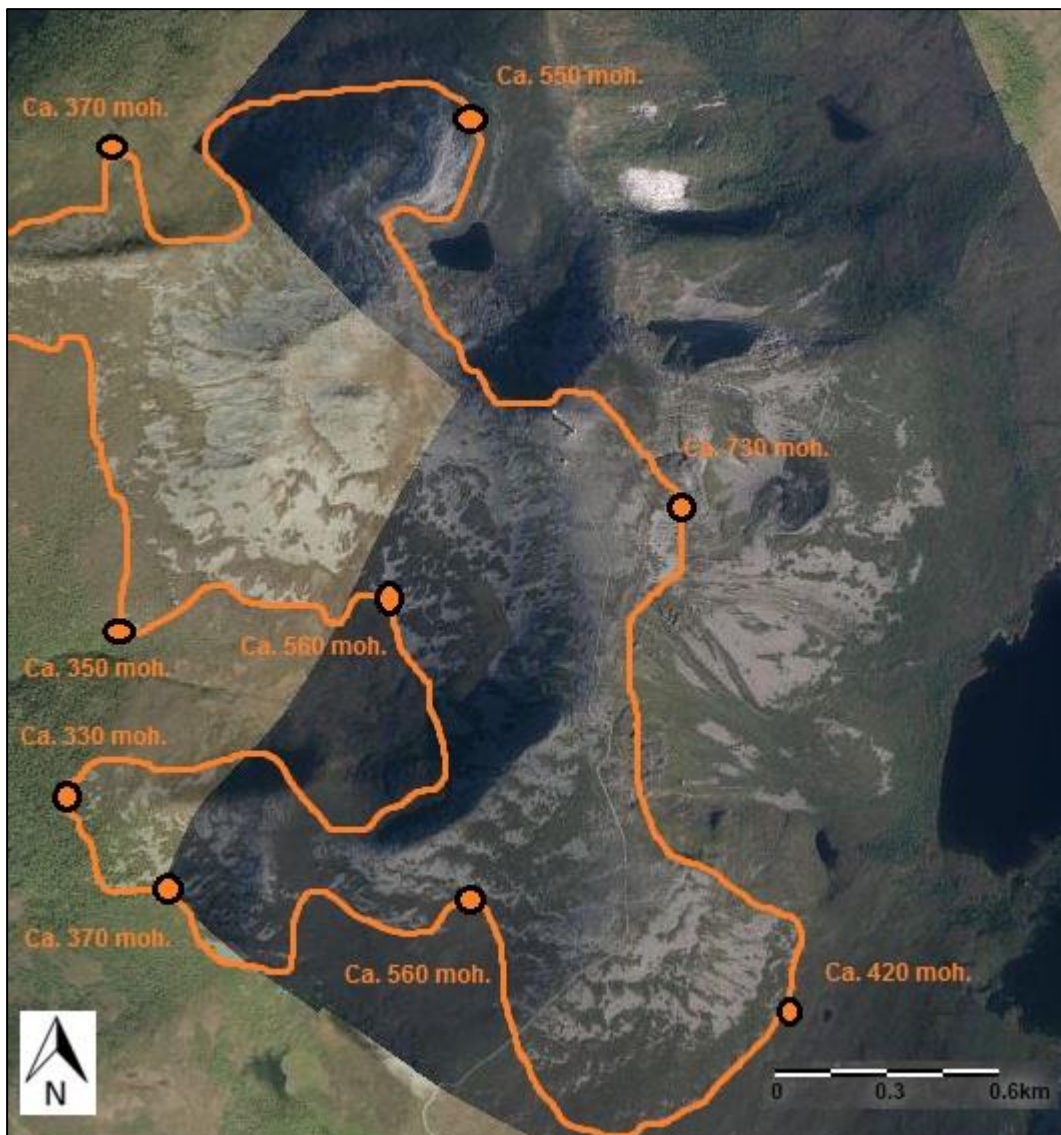
Figur 5.3. Spor etter forvitring på toppen av Gamlemsveten (Foto: Sølvi Skeide).

5.1.2 Fjernanalyse

I områder hvor det var bratt og vanskelig å komme frem under feltarbeidet, har fjernanalyse blitt brukt for å gjøre registreringer av blokkmarka. Her er blant annet spredningen av blokkmarka kartlagt ved hjelp av flybilder fra *Norge i bilder*. Blokkmarka dekker et stort areal, med varierende helning i terrenget. Observasjoner viste at mye av blokkmarka finnes i relativt bratte skråninger, hvor landformer som tydelige blokkstrømmer og loper med løsmaterialer befinner seg. Ved hjelp av kartverktøy er sig i blokkmarka hovedsakelig beregnet for å inntreffe i skråninger med en helning på ca. 30°. Videre ble fjernanalyse brukt til å anslå hvor den nedre blokkmarksgrensen i området befinner seg (figur 5.4).

5.1.3 Kartlegging av fordeling

Basert på observasjoner og fjernanalyse er fordeling av blokkmark rundt Gamlemsveten kartlagt omtrentlig (figur 5.4). Den nedre blokkmarksgrensen varierer med høydemetre mellom ca. 330-730 moh. i ulike retninger, hvor noen områder er preget av sig av blokkmarka. Østsiden av fjellet er holdt utenfor denne kartleggingen på grunn av skred og morenemateriale nedenfor Trollhola, som vil kunne gi en misvisende fremstilling av fordelingen. Grensen på østsiden er dermed lagt langs kanten på fjellsiden.



Figur 5.4. Nedre blokkmarksgrense rundt Gamlemsveten, med høydemålinger ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).

For å avdekke om denne blokkmarksfordelingen ved Gamlemsveten kan tolkes som lokal eller mer regional, er det gjort en liten kartlegging av blokkmarka ved andre fjellområder ved kysten av Møre og Romsdal, hovedsakelig fjell under 1000 moh. (tabell 5.1). 8 fjellområder med tydelig blokkmarksfordeling rundt toppområdet ble valgt ut og undersøkt nærmere gjennom fjernanalyse. Målingsverktøy i *Norge i 3D* og *Norge i Bilder* ble brukt for å anslå omtrentlig beliggenhet for blokkmarka, og måle avstanden i luftlinje fra Gamlemsveten.

Tabell 5.1. Oversikt over kystnære fjellområder i Møre og Romsdal med blokkmark. Avstand fra Gamlemsveten (GV), høyde over havet og nedre blokkmarksgrense for ulike retninger er gitt (- indikerer at terrenget er for bratt).

Fjell (kommune)	Avstand fra GV	Høyde over havet	Blokkmarks-grense øst	Blokkmarks-grense sør	Blokkmarks-grense vest
Tverrfjellet (Haram)	ca. 3 km sørøst	749 moh.	416 moh.	451 moh.	471 moh.
Hildrehesten (Haram)	ca. 5 km sørøst	740 moh.	275 moh. (sig)	451 moh.	459 moh.
Storfjellet (Haram)	ca. 11 km øst	950 moh.	-	437 moh.	440 moh.
Blåskjerdingen (Haram)	ca. 22 km øst	1069 moh.	536 moh.	571 moh.	549 moh.
Festøykollen (Ørsta)	ca. 24 km sør	911 moh.	683 moh.	570 moh.	693 moh.
Ræstadhornet (Midsund)	ca. 31 km nordøst	729 moh.	-	562 moh.	385 moh. (sig)
Skoratinde (Vanylven)	ca. 54 km sørvest	999 moh.	470 moh. (sig)	710 moh.	-
Urfjellet (Fræna)	ca. 58 km nordøst	979 moh.	629 moh.	478 moh.	534 moh.

Fra tabellen over ser vi at den nedre blokkmarksgrensen på de ulike fjellene i østlig retning varierer mellom ca. 300-680 moh. Ved Gamlemsveten er denne grensen tolket til å ligge i overkant av 400 moh., mens i områdene hvor det er tydelige spor etter sig eller skred vil denne grensen gå ned mot ca. 350 moh. I sørlig retning varierer samme grense mellom ca. 440-700 moh. Her ligger grensen ved Gamlemsveten på ca. 400 moh. I vestlig retning ser vi at den nedre blokkmarksgrensen befinner seg mellom ca. 400-700 moh. Ved Gamlemsveten har vi på vestsiden av fjellet blokkmark som strekker seg ned i underkant av 350 moh., med sig ned imot 300 moh. Felles for de fleste fjellene, er at i nordlig retning er det ingen klar grense for blokkmark på grunn av bratte fjellvegger eller brudd i terrenget. Dermed er denne retningen utelukket fra sammenligningen.

5.2 Periglasiale landformer

Ulike landformer som kan tolkes som periglasiale landformer, har blitt registrert i studieområdet, både gjennom observasjoner i felt og gjennom fjernanalyse. Det er registrert hvor disse befinner seg i terrenget, og beregnet hvor stor helning det er på terrenget i dette området. Figur 5.1 viser en oversikt over hvor observerte fenomener befinner seg i studieområdet.

5.2.1 Observasjon

Sorteringsformer ble observert mot toppen i utkanten av blokkmarka. Formene på disse var store og tydelige (markert i figur 5.5), og er tolket som steinsirkler. Disse formene ble observert på et relativt flatt område ca. 400 meter sør for toppen av Gamlemsveten, på høyre side av grusveien i retning mot toppen.

Diameteren på formene er anslått til å være på 1 meter, eller litt over.



Figur 5.5. Observerte sorteringsformer mot toppen av Gamlemsveten (Redigert foto: Sølvi Skeide).

I forkant av feltarbeidet ble det gjennom fjernanalyse registrert noen former i skråningen på sørøstsiden av fjellet, som var noe vanskelig å tolke ut fra de bildene som var tilgjengelig. Dette ble dermed undersøkt nærmere gjennom observasjon i felt (figur 5.8). Her ble det observert tydelige lobeformer med steiner i front og vegetasjon på toppen. Slike former kan tolkes som solifluksjonslober, eller såkalte ‘stone-banked’ lober. Størrelsen på lobene som ble observert, er varierende både i lengde, bredde og høyde. Høydeintervallet på enkelte lobefronter ble observert til å være opp mot flere meter høye. Steinene som ble observert i forkant av lobene var av varierende størrelse, fra noen titalls cm til opp imot meteren på enkelte steiner i lengde eller diameter. En stor del av steinene som befant seg i forkant av lobene, var dekket av vegetasjon og lav (figur 5.6). På topplatået av lobene var det hovedsakelig et tykt og mykt dekke med vegetasjon (figur 5.7).



Figur 5.6. Vegetasjon på steiner i forkant av loper (Foto: Sølvi Skeide)



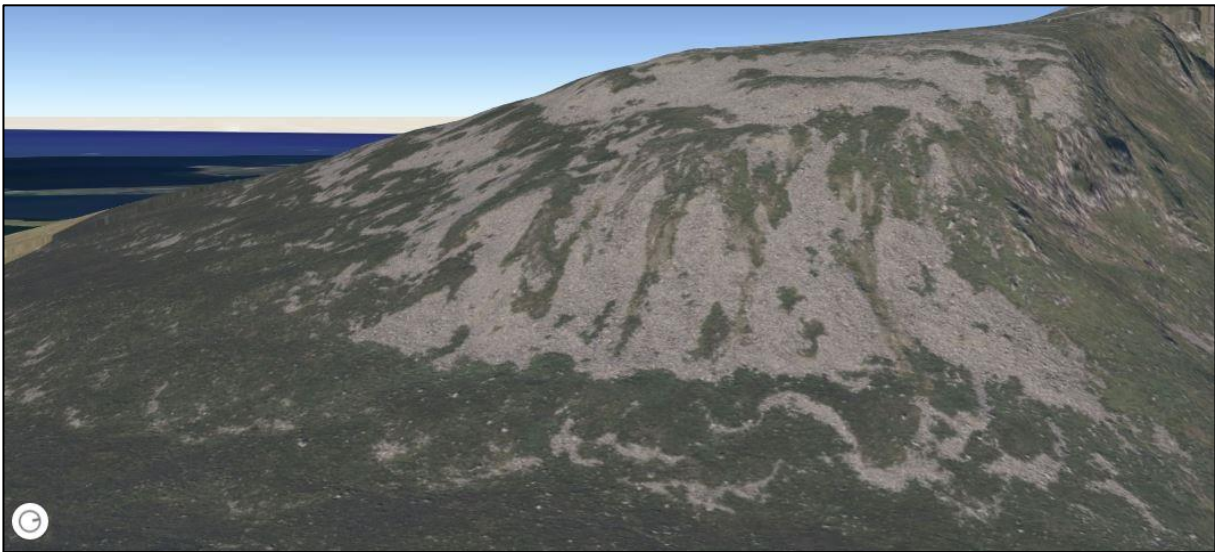
Figur 5.7. Fra topplataet på en av lobene. Tykt og mykt dekke av vegetasjon (Foto: Sølvi Skeide).



Figur 5.8. Oversiktsbilde over lobeformer på sørøstsiden av fjellet fra avstand (Foto: Sølvi Skeide).

5.2.2 Fjernanalyse

Det er brukt kartverktøy for å beregne helningsgrad på terrenget hvor ulike former befinner seg. I det flate området hvor sorteringsformer (figur 5.5) ble observert, i en høyde på ca. 748 moh., er helningsgraden på terrenget beregnet til å være ca. 4°. Videre er det blitt registrert stripeformer i blokkmarka, som ligner på såkalte blokkstrømmer, i et brattere parti hvor det er tydelige tegn til sig eller skred (figur 5.9). Her er helningen på terrenget beregnet til å være ca. 33°. Lobeformene som ble undersøkt nærmere i studieområdet (figur 5.9), befinner seg i et område mellom 410-445 moh. Helningen på terrenget i dette området er beregnet til å være ca. 25°.



Figur 5.9. Oversiktsbilde i 3D over sørøstdelen av fjellet med tegn til blokkstrømmer i og løber under blokkmarka (Norgebilder, 2017b).

Et annet fenomen som i forkant av feltarbeidet var vanskelig å tyde gjennom fjernanalyse, var en langstrakt stripe i terrenget sør for toppen. Gjennom observasjon i felt ble dette registrert som et langt steingjerde (figur 5.10). Fenomenet er registrert gjennom fjernanalyse til å befinne seg på to ulike områder mot toppen av Gamlemsveten. Den øverste befinner seg på et relativt flatt parti mellom 633-683 moh. (figur 5.10), med en helning i terrenget på opp mot 11°. Den andre ligger lengre ned i et område som strekker seg fra tregrensa på ca. 400 moh. og opp til ca. 562 moh. Formen på fenomenet viser et noe svingende mønster i terrenget. I etterkant av feltarbeidet, ble fjernanalyse brukt



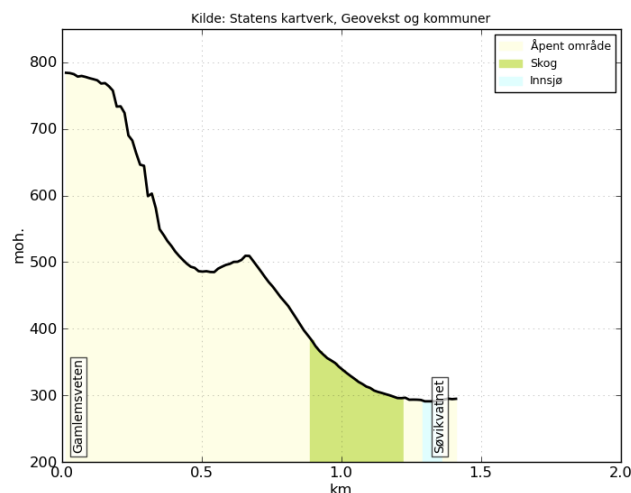
Figur 5.10. Steingjerde langs eiendomsgrense (Foto: Sølvi Skeide).

til å tolke bakgrunnen for plassering. Basert på kartlag er det mye som tyder på at steingjerdet er en form for markering av eiendomsgrenser i området, og er dermed utelatt fra videre analyse.

5.3 'Trollhola'

Trollhola finner vi på østsiden av Gamlemsveten og er en stor og spesiell botn (jf. figur 2.3 og 5.1). Botnen indikerer lokalglasiasjon, og mye tyder på at formen er gammel (Sollid & Sørbel, 1979). Det som er spesielt interessant med Trollhola er at morenematerialet virker å ha et større volum enn normalt, og at forholdet mellom morenevolum og botnvolum er noe uvanlig.

Trollhola er registrert til å ligge på en høyde på omtrent 500 moh., noe som er fremstilt i profilen i figur 5.11. Diameter på botnen er beregnet til å være i overkant av 300 meter i luftlinje fra sør mot nord. Dybden på botnen er målt til å være ca. 25 meter dyp fra morenekanten



Figur 5.11. Høydeprofil over østsiden av Gamlemsveten, ved Trollhola (Kartverket, 2017).

(ca. 510 moh.) til bunnen av botnen (ca. 485 moh.). Fjellveggen i bakkant av botnen er bratt og av bart fjell, med et delvis tynt dekke av vegetasjon enkelte steder. Morenen strekker seg over et stort område fra morenekanten på Trollhola og ned mot Søvikvatnet, hvor det er et tydelig brudd i enden av vannet.

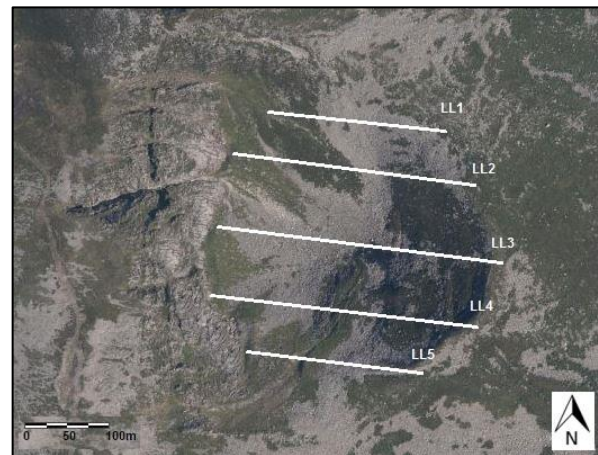
Det ble ikke gjort noen form for observasjon eller konkrete målinger i feltarbeidet tilknyttet denne botnen på grunn av omfanget og størrelsen, og på grunn av kapasitet og avgrensning på oppgaven. Det er likevel ønskelig å fokusere noe på forholdet mellom botnen og morenevolumet, som kan bidra i et helhetlig bilde av landskapsutviklingen i området. For å se nærmere på sammenhengen mellom botnvolum og morenevolum, ble det gjort et forsøk på å estimere erosjonsraten, og beregne volumet av botnen og morenen. Dette ble gjort med beregninger basert på målinger ved hjelp av kartverktøy.

5.3.1 Erosjonsrate

Erosjonsrater blir estimert av gjennomsnittet over et areal, og oppgis i mm/år. For å beregne dette er man avhengig av faktorer som volum av erodert berggrunn, overflateareal og varighet på erosjonsperiode (Larsen & Mangerud, 1981). For å kunne beregne volum for Trollhola, ble det laget fem tverrprofiler (figur 5.12) med måleverktøy i *Norge i 3D*. Tverrprofilene ble laget med 4-10 punkter per profil i en sør-nord retning, og med 50 meters avstand mellom hvert punkt. Måleverktøyene i *Norge i 3D* gav koordinater og høydemeter for hvert punkt. Disse ble brukt som utgangspunkt for utformingen av tverrprofilene. I tillegg ble det gjort målinger i luftlinje i motsatt retning (vest-øst) (figur 5.13). Disse er presentert i tabell 5.3.



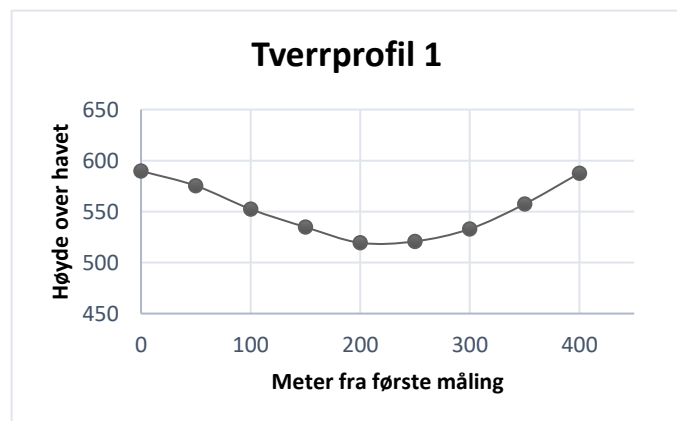
Figur 5.12. Vertikal oversikt over 5 tverrprofiler ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).



Figur 5.13. Vertikal oversikt over 5 luftlinjemålinger ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).

Tverrprofil 1 (T1)

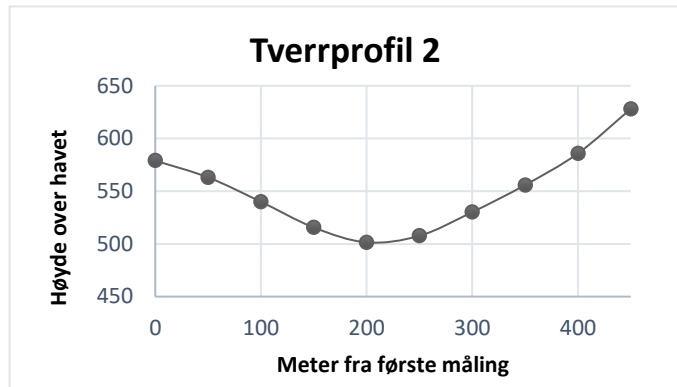
T1 er oppmålt i den bakre delen av Trollhola gjennom ni punkter, og viser en helning mellom ca. 590-520 moh. Profilen er fremstilt i diagrammet i figur 5.14. I luftlinje er T1 målt til å være 242 meter lang mellom punkt 1 og 9. Arealet for T1 er beregnet til å være ca. 16 400 m².



Figur 5.14. Diagram av tverrprofil 1, Trollhola.

Tverrprofil 2 (T2)

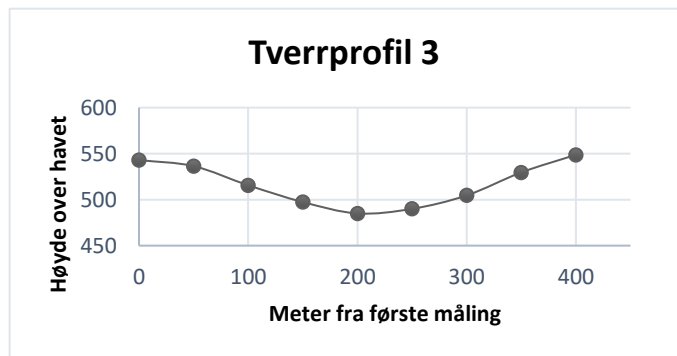
T2 er oppmålt øst for tverrprofil 1 gjennom ti punkter, og viser en brattere helning, her mellom ca. 600 moh. og ned til 500 moh. (figur 5.15). T2 er målt til å være 381 m i luftlinje mellom første og siste punkt. Arealet for T2 er beregnet til å være ca. 27 600 m².



Figur 5.15. Diagram av tverrprofil 2, Trollhøla.

Tverrprofil 3 (T3)

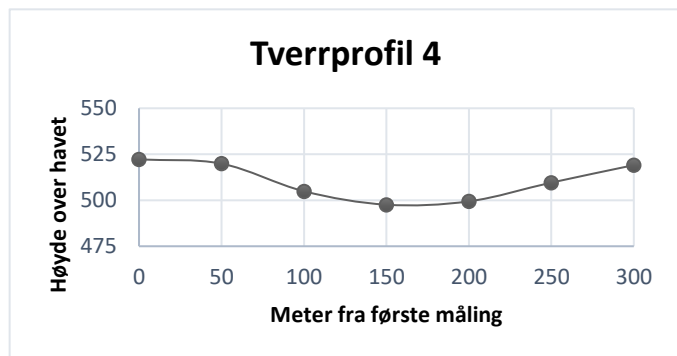
T3 er oppmålt i ca. midtre del av Trollhøla gjennom ni punkter. Her er helningen relativt liten med en forskjell i høydemeter fra ca. 550 moh. til ca. 480 moh., noe som fremstilles i profilen i figur 5.16. T3 er 335 m lang i luftlinje mellom punkt 1 og 9. Arealet for T3 er beregnet til å være ca. 13 100 m².



Figur 5.16. Diagram av tverrprofil 3, Trollhøla.

Tverrprofil 4 (T4)

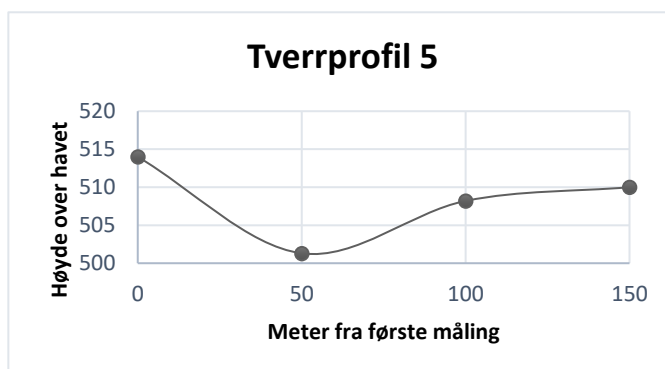
Oppmålt i den fremre del av botnen gjennom syv punkter, hvor høydemeter varierer mellom ca. 525-500 moh. Helningen på denne profilen er relativt svak (figur 5.17). T4 er målt til å være 288 m i luftlinje mellom første og siste punkt. Arealet for T4 er beregnet til å være ca. 2700 m².



Figur 5.17. Diagram av tverrprofil 4, Trollhøla.

Tverrprofil 5 (T5)

Denne profilen er oppmålt i den fremre del mot endemorenen av botnen gjennom fire punkter. Denne profilen er fremstilt i diagrammet i figur 5.18. Her varierer høyden bare mellom ca. 515-500 moh. I luftlinje er T5 oppmålt til å være 168 m mellom punkt 1 og 4.



Figur 5.18. Diagram av tverrprofil 5, Trollhola.

Arealet for T5 er beregnet til å være ca. 600 m².

Areal- og volumberegninger

Arealberegningene som er gjort, er basert på tall fra inndelinger av de fem tverrprofilene. For å finne arealet, ble hver profil delt inn i bokser basert på antall punktmålinger. Arealet fra hver inndeling ble lagt sammen til et omtrentlig areal for profilen. Videre ble det regnet ut et gjennomsnitt for de fem profilene som ble brukt videre i volumberegningen. I tillegg ble overflatearealet på botnen målt gjennom kartverktøy i *Norge i bilder*. Arealresultatene er presentert i tabell 5.2.

Tabell 5.2. Resultater fra arealberegninger, Trollhola.

Arealberegninger	
- T1	16 400 m ²
- T2	27 600 m ²
- T3	13 100 m ²
- T4	2 700 m ²
- T5	600 m ²
Gjennomsnittsareal for tverrprofilene	12 080 m ²
Overflateareal	90 000 m ²

Luftlinjer, som vist i figur 5.13, ble oppmålt i motsatt retning av tverrprofilene for videre bruk i volumberegningen av Trollhola (tabell 5.3).

Tabell 5.3. Oppmålte luftlinjer i vest-øst retning, og beregning av gjennomsnittlig lengde.

Lengder i luftlinje (LL)	
- LL1	190 m
- LL2	280 m
- LL3	330 m
- LL4	285 m
- LL5	180 m
Gjennomsnittslengde	253 m

Basert på tallene i tabell 5.2 og 5.3, ble volumet for Trollhola estimert til å være ca. 3,1 mill. m³.

Erosjonsperiode

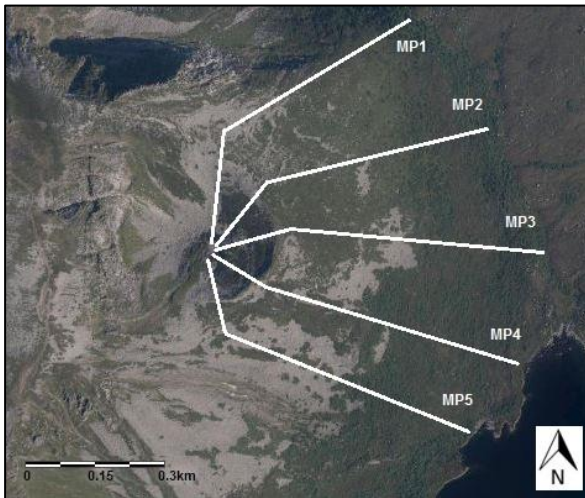
Mye tyder på at Trollhola har en lokal morene som må være eldre enn Yngre Dryas. Nyere dateringer viser at isavsmeltingen ved nordvestkysten av Norge skjedde for om lag 14 000 år siden (Hughes et al., 2016). Siden det er snakk om deglasiasjon i lavlandet kan det antas at isen hadde senket seg under Trollhola før dette. Videre må morene ha blitt bevart gjennom Yngre Dryas. Den store morenen indikerer lokal glasiering gjennom en eller flere faser etter innlandsisen forsvant. For å avgrense erosjonsperioden er det antatt at botnbreen forsvant en stund etter Yngre Dryas (ca. 11 700 år siden), siden det holdt seg relativt kaldt etter dette. Vi står dermed igjen med en tolket erosjonsperiode på ca. 5000 år.

Basert på data som er presentert, ble erosjonsraten for Trollhola estimert ved å ta volum/areal og videre dele dette på den antatte erosjonsperioden. Erosjonsrate ble da 0,007 m/år = 7 mm/år.

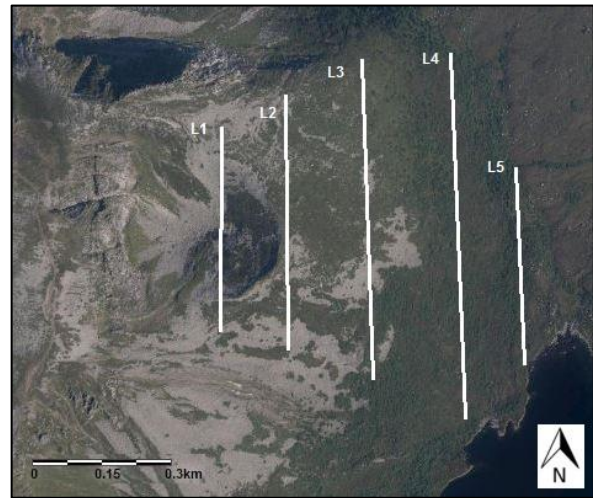
5.3.2 Volum av morenemateriale

For å beregne volumet til morenematerialet, ble det laget fem profiler (i vest-øst retning) på tilsvarende måte som tverrprofilene for Trollhola, men her med 8-9 punkter og med 100 meters avstand mellom punktene. Moreneprofilene ble brukt for å finne et gjennomsnittsareal for et tverrsnitt gjennom morenen. Det ble også målt opp lengder for å finne gjennomsnittslengden i motsatt retning (nord-sør). I moreneprofilene er berggrunnen antatt på bakgrunn av høyden til 'siden' for morenen. Videre er det trukket relativt rette linjer mellom første og siste punkt for målingene. Berggrunnslinjen og moreneprofilen utgjør hovedprofilen for å finne arealet.

Gjennomsnittsarealet for hele morenen er basert på gjennomsnittsarealet av de fem profilene (figur 5.21-5.25).



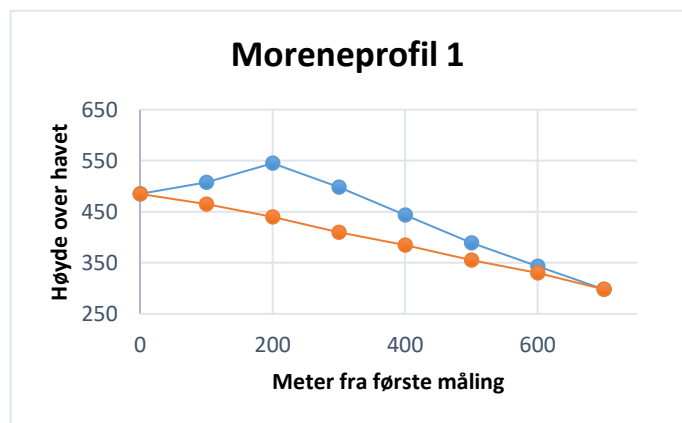
Figur 5.19. Vertikal oversikt over moreneprofiler ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).



Figur 5.20. Vertikal oversikt over lengdemålinger av morene ((Norgebilder, 2017a), redigert av Sølvi Skeide).

Moreneprofil 1 (MP1)

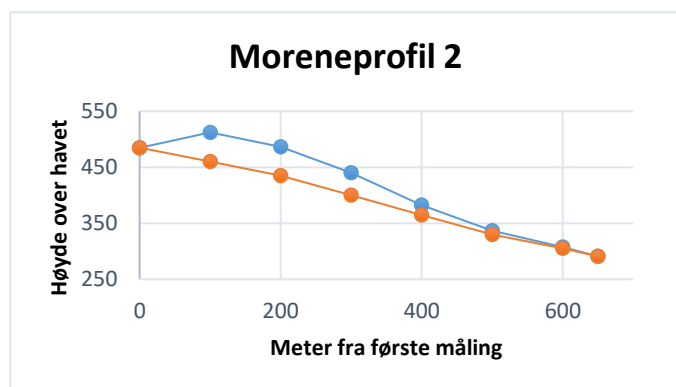
Den oransje linjen i figur 5.21 er antatt profil for berggrunnen. Denne linjen strekker seg fra 485-298 moh., og er ca. 700 m lang. Den blå linjen i figur 5.21 fremstiller moreneprofilen. Den er beregnet fra bunnen av botnen (485 moh.), over morenekanten (ca. 545 moh.), og ned til et tydelig brudd i skråningen (ca. 300 moh.). Arealet mellom de to linjene er beregnet til å være 23 926 m².



Figur 5.21. Diagram av moreneprofil 1.

Moreneprofil 2 (MP2)

I MP2, som er presentert i figur 5.22, er berggrunnslinjen regnet til å være ca. 650 m lang, og strekker seg mellom 485-291 moh. Moreneprofilen er beregnet fra samme høyde som MP1, ca. 485 moh. Videre går den over morenekanten, som her ligger på ca. 510 moh., og ned til

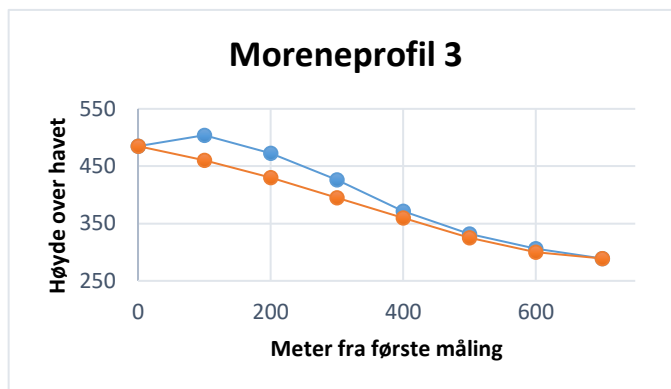


Figur 5.22. Diagram av moreneprofil 2.

bruddet (ca. 290 moh.). Arealet for MP2 er beregnet til å være 11 891 m².

Moreneprofil 3 (MP3)

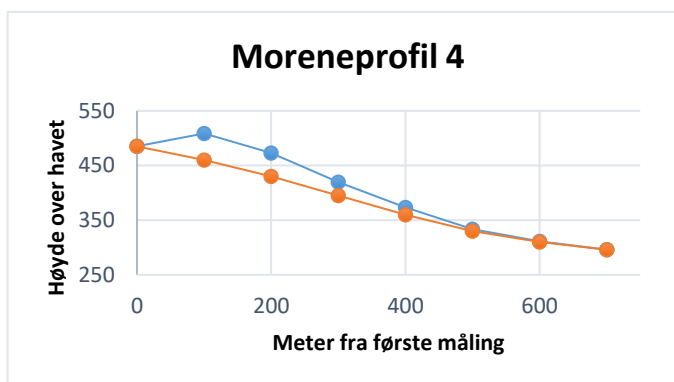
I denne profilen er berggrunnslinjen regnet til å være 700 m lang, og strekker seg fra 485 til 289 moh. Moreneprofilen er beregnet fra samme punkt som de to første (ca. 485 moh.). Deretter går den over morenekanten (ca. 505 moh.), og videre ned til bruddet (ca. 290 moh.). Dette er fremstilt i figur 5.23. Arealet mellom de to linjene er beregnet til å være 9975 m².



Figur 5.23. Diagram av moreneprofil 3.

Moreneprofil 4 (MP4)

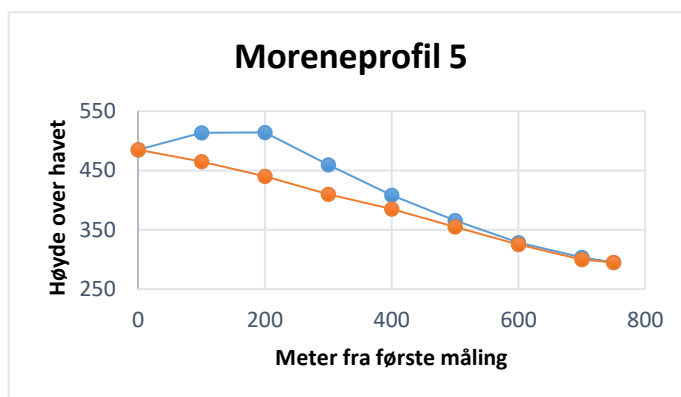
I MP4 er berggrunnslinjen også målt til å være ca. 700 m lang (figur 5.24). Denne strekker seg mellom 485-296 moh. Moreneprofilen er beregnet som de forgående, fra 485 moh. og over morenekanten (ca. 510 moh), og videre nesten ned til Søvikvatnet (ca. 300 moh.). Arealet for MP4 er beregnet til å være 9401 m².



Figur 5.24. Diagram av moreneprofil 4.

Moreneprofil 5 (MP5)

I den siste profilen er berggrunnslinjen målt til å være 750 m lang. Linjen strekker seg fra 485 moh. til 295 moh. Moreneprofilen er beregnet som resten. Fra bunnen av botnen (ca. 485 moh.), over morenekanten (her ca. 515 moh.), og ned mot Søvikvatnet (ved ca. 300 moh.). Profilen er presentert i



Figur 5.25. Diagram av moreneprofil 5.

diagrammet i figur 5.25. Arealet mellom de to linjene er beregnet til å være 14 889 m².

Areal- og volumberegning

Arealberegningene ble gjort i regneprogram med bakgrunn i de fem profilene overfor. Et gjennomsnitt av disse er beregnet for videre estimering av morenevolumet. Arealresultatene er presentert i tabell 5.4. I disse beregningene er det også tatt hensyn til et porevolum i morenematerialet på 0,3, for å oppnå det tilsvarende volumet.

Tabell 5.4. Resultater fra arealberegninger av moreneprofiler, med en porøsitet på 30 %.

Arealberegninger:	
- MP1	23 926 m ²
- MP2	11 891 m ²
- MP3	9975 m ²
- MP4	9401 m ²
- MP5	14 889 m ²
Gjennomsnittsareal	14 017 m ²

Lengder i luftlinje (figur 5.20) ble oppmålt i motsatt retning (sør-nord) av moreneprofilene for å beregne volum av morenen nedenfor Trollhola (tabell 5.5).

Tabell 5.5. Lengder i luftlinje oppmålt i en sør-nord retning.

Lengder i luftlinje:	
- L1	443 m
- L2	537 m
- L3	700 m
- L4	796 m
- L5	428 m
Gjennomsnittslengde	581 m

Basert på tallene i tabell 5.4 og 5.5 er volumet av morenen nedenfor Trollhola beregnet til å være ca. 8,1 mill. m³. For å kunne sammenligne volumberegninger er det gjort en konvertering fra volum morene til volum berggrunn ved hjelp av tetthetsverdier. Ifølge Olesen et al. (2007) er det antatt å benytte en egenvekt på 2000 kg/m³ for morenematerialer, mens migmatittgneis har en tetthet på 2890 kg/m³ (Skilbrei & Sindre, 1991). Etter denne konverteringen får vi et volum som tilsvarer ca. 5,6 mill. m³.

5.4 Hurtige massebevegelser

Ikke så langt fra Trollhøla er det tydelige spor etter skred fra østsiden av Gamlemsveten. Et av skredene har flere tydelige renner i fjellveggen i bakkant, som samles og videre former en avsetningslobe med skredmaterialer. Hvilke typer skred som har vært sentrale i utformingen, er noe usikkert.



Figur 5.26. Oversiktsbilde i 3D over skredavsetning på østsiden av Gamlemsveten (Norgebilder, 2017b).

Sannsynligvis er det en sammensetning av flere ulike

typer. Det kan tyde på at flomskred har hatt en virkning ved tilførsel av det siste tilførte materialet. Videre er det mulig at eventuelt snøskred og fjellskred kan ha spilt en sentral rolle for utviklingen av lobeformen. Størrelsen på avsetningen er stor, hvor diameteren på loben er målt til å være ca. 250 meter i luftlinje på det bredeste.

Det er ikke gjort noen konkrete målinger med tanke på innholdet av materialer i avsetningen. Likevel er det mye som tyder på at sammensetningen kan variere. Det er gjennom fjernanalyse og observasjon registrert både vegetasjon og løsmaterialer av ulike størrelse på skredet og avsetningen. I tillegg er det noen tydelige spor etter drenering på overflaten, som er tolket til å være flomskredspor.



Figur 5.27. Bilde av skredavsetning sett ovenfra (Foto: Sølvi Skeide).

6 Diskusjon

I dette kapittelet vil resultatene fra studiet bli diskutert opp mot relevant teori som er presentert i kapittel 3. Her vil først sentrale spørsmål knyttet til blokkmarka bli diskutert. Videre vil diskusjonen ta for seg de observerte landformene, gjennom form og prosess. Her vil studier fra andre lignende miljøer trekkes inn i diskusjonen. Det er i tillegg av interesse å diskutere området rundt Trollhøla. Her vil diskusjonen hovedsakelig omhandle forholdet mellom botnvolum og morenevolum. Siden resultatene i stor grad er basert på tolkninger, må disse tas med noe forbehold. Til slutt vil hurtige massebevegelser bli diskutert med tanke på hva som er observert i studieområdet.

6.1 Blokkmark

Blokkmarksdiskusjonen i Norge har pågått i årevis, og er fortsatt en pågående diskusjon. I denne oppgaven er det gjort noen tolkninger i forhold til blokkmarka som befinner seg på Gamlemsveten. Først ønsker jeg å diskutere mine tolkninger opp mot tidligere tolkninger på blokkmark i Norge generelt, og tolkninger som er gjort rettet mot studieområdet. Videre vil jeg diskutere om fordelingen av blokkmarka ved Gamlemsveten kan tolkes som lokal eller regional, ved å sammenligne med andre fjellområder på Mørekysten med et tydelig blokkmarksdekke.

6.1.1 Tidligere tolkninger

Det er gjort noen tolkninger knyttet til blokkmarka i Norge fra tidligere (Rea et al., 1996; Linge et al., 2006; Strømsøe & Paasche, 2011). Likevel er det fortsatt mye usikkert i forhold til dannelsen av dette fenomenet. Det som er sikkert, er at frost har spilt en viktig rolle i utformingen, gjennom både mekanisk og kjemisk forvitring. Mekanisk forvitring er direkte knyttet til frostsprengning. En slik fysisk nedbryting av fjell, vil gi bedre forutsetninger for kjemisk forvitring. Hvor langt tilbake vi må i tid, er mer usikkert. Her er det gjort for lite forskning for å kunne si eksakt alder på blokkmarka. Blokkmarksdiskusjonen kan dermed regnes som åpen. Ifølge Strømsøe og Paasche (2011) og Linge et al. (2006) er det mye som tyder på at blokkmarka er så gammel at den må være dannet før kvartær, og har blitt bevart under isdekket gjennom istidene. Dette er en hypotese som er omtalt av blant annet Ballantyne (2010) som neogen hypotese. Om dette er tilfellet må isen som dekket landet vårt ha vært kald, noe som betyr at den var frosset til underlaget, for å kunne bevare løsmaterialene. Med tanke på at det i flere blokkmarksområder finnes lite spor etter glasial erosjon, vil dette være en mulig

forklaring for at blokkmarka har blitt bevart under isen. Likevel bør en stille seg noe kritisk til slike forklaringer.

Kvartærperioden vet vi kan karakteriseres ved en rekke istider og klimasvingninger. Dette gjør at enkelte områder ved nordvestkysten kan ha vært isfrie flere ganger i løpet av den siste istiden (Vorren & Mangerud, 2013). I den tidligste fasen av kvartær var landskapet preget av istider, men ikke spesielt preget av kulde, og dermed var det ikke så lang varighet på istidene. Dermed kan det stilles spørsmål om høytliggende områder ved kysten var dekket av is da, og om isen i tilfellet har vært kald. Flere fjell ved kysten er preget av et alpint landskap, som kan være vanskelig å forestille seg at innlandsisen har dekket uten å slipe ned eller fjerne. Det er også funnet spor av planter og dyr, som kan ha overlevd tidligere istider (Mangerud et al., 1981) Ifølge Patton et al. (2016) er det, basert på modellering av isen, sannsynlig å anta at fjellområder ved nordvestkysten kan ha vært nunataker i løpet av siste istid. Neogen hypotese krever at det i alle faser med innlandsis har vært kaldbaserte forhold hvor blokkmarka er bevart. Med en slik variasjon, hvor isen har hatt flere fremrykk og tilbaketrekninger ved kystområdene, er det vanskelig å forestille seg at løsmaterialer på fjelltopper ved kysten kan ha blitt så godt bevart over lang tid. Dette kan dermed lede oss mot den andre hypotesen, periglacial hypotese, som forklarer dannelsen av blokkmarka som produkt av forvitring og frostsortering under kalde forhold gjennom kvartærperioden (Ballantyne, 2010). Denne hypotesen er støttet av blant annet Goodfellow (2012) som hevder at egenskaper i blokkmarka samsvarer med forvitring som har foregått gjennom kvartær. Klimavariasjoner gjennom kvartær kan i tillegg ha medført bevegelser i blokkmarka.

I fjellområder på Færøyene, er mange platåflater som ligger over 400 moh., dekket av store steiner (30-150 cm) som utgjør blokkmark (Humlum & Christiansen, 1998). Her er det for det meste kantede bergartsfragmenter som dominerer de fleste områder, sannsynligvis avledet fra frostforvitring av det faste grunnfjellet under og fra frostheving. Ifølge Humlum og Christiansen (1998) er andre områder mer dominert av avrundede og sterkt forvitrede steinblokker, som antagelig er produsert av kjemisk forvitring gjennom et varmere klima før kvartær. Formen på de ulike steinene holder likevel ikke for å argumentere hvilken form for forvitring som har vært aktiv, og det kan dermed stilles noe kritikk til disse antagelsene. Gjennom kvartærperioden er det i tillegg antatt at vinderosjon og solifluksjon har bidratt i fjerning av finmaterialet (Humlum & Christiansen, 1998). Det er dermed ingen tydelige spor etter glacial aktivitet i blokkmarksområdene, og det tyder på at frostprosesser har vært sentral for utviklingen.

I området ved Gamlemsveten er det også lite spor etter glasial aktivitet i områdene hvor vi har blokkmark. Ved toppen er det observert tydelig sortering av løsmaterialer (jf. figur 5.3), noe som kan tyde på at forvitring har spilt en sentral rolle i dette området. Dette kan være både mekanisk og kjemisk forvitring, hvor det er størst sannsynlighet for mekanisk forvitring. Kjemisk forvitring er likevel en mulighet da det er relativt store nedbørmengder i området. En stor del av blokkmarka er i tillegg dekket av lav og et tykt lag med vegetasjon (jf. figur 5.2). Dette er hovedsakelig observert i de flatere liggende områdene hvor det har vært minimale bevegelser. Basert på disse observasjonene er det flere mulige utfall for dannelsen av blokkmarka ved Gamlemsveten. En mulighet er som blant annet Strømsøe og Paasche (2011) og Linge et al. (2006) antar, at blokkmarka er dannet in-situ før kvartær tid og videre bevart under kald is. Basert på mine observasjoner er det flere steder hvor steinene ligger lagvis på en slik måte at breen kan ha ligget over og bevart materialene. Andre steder er det tydeligere tegn til frostforvitring hvor det er større spredning i retningen på steinene i blokkmarka. Dermed er det mulig å anta at blokkmarka kan være dannet senere, hovedsakelig av forvitring gjennom kvartær, som ifølge Goodfellow (2012) omtales som periglacial hypotese for dannelsen. Siden Gamlemsveten er et relativt lavtliggende fjell som ikke har et alpint preg, er det noe usikkert om dette kan ha vært en nunatak under siste istid. Beliggenheten så langt ut mot kysten gjør det likevel ikke umulig. En slik tolkning vil kreve vesentlige undersøkelser og målinger.

Det som likevel gjør blokkmarksdiskusjonen i studieområdet interessant, er observasjon og registrering av bevegelser i blokkmarka. Dette gjelder hovedsakelig i skråninger med en helning på ca. 30°. Det har tydeligvis vært sig etter deglasiasjonen, noe som gjør det rimelig å anta at tilsvarende situasjoner kan ha oppstått flere ganger. Videre kan det stilles spørsmål til bevaringen av blokkmarka. Den nedre grense for blokkmark viser et skille for isens effektive erosjon (Ballantyne, 1997). Bevegelser i form av sig gjør dermed at antagelsen om at blokkmarka må være dannet i et varmere klima før istidene, er noe vanskelig å akseptere. Det er altså tvilsomt at blokkmarka kan være så gammel. Sigeprosesser har transportert materialet, og gjør at blokkmarka sannsynligvis dekker et større område enn utgangspunktet. Den nedre grense for blokkmark er påvirket av sig. Beliggenhet spiller også en sentral rolle hvor ytre prosesser kan forårsake bevegelser i løsmaterialer. Kystområdene er spesielt utsatt for nedbør og vind, mens temperaturene er mer stabile med tanke på ulike årstider. Issegregering, som er omtalt tidligere, spiller en sentral rolle for sig (French, 2007; Murray, 2012). Siden vann som migrerer til fryseseonen når bakken fryser medfører en frostheving av bakken, vil en brattere

helning legge til rette for sigeprosesser. I tillegg vil permafrost med tosidig frysing være en avgjørende faktor for sigebevegelser (Matsuoka, 2001; French, 2007). Permafrost finnes hovedsakelig i høyereliggende fjellområder ved kysten av Norge (Gisnås et al., 2013), og det er dermed antatt at det ikke har vært permafrost i studieområdet på lang tid. Blokkmarka kan likevel finnes langt ned i terrenget ved kystområdene, fortrinnsvis på grunn av et gjennomsnittlig kaldere klima gjennom året. Dette kan også ha vært tilfelle i tidligere faser. I et slikt tilfelle må dermed istidene ha hatt en bevarende effekt på landskapet under isen, noe som tyder på at områdene har ligget under tynn is.

6.1.2 Lokal eller regional fordeling?

For å si noe om blokkmarka på Gamlemsveten som helhet, var det av interesse å se denne i sammenheng med lignende områder innen samme region³. Dette for å kunne avdekke om blokkmarksfordelingen ved Mørgekysten kan tolkes som lokal eller mer regional. Fjernanalyse ble brukt for å finne områder av interesse, disse er presentert i tabell 5.1. Her ble blokkmarksfordelingen fra åtte ulike fjell i distanser mellom 3-58 km avstand fra Gamlemsveten registrert. Gjennom denne kartleggingen kan vi se at i Haram kommune finnes det flere fjell med tydelig blokkmarksfordeling. Disse ligger stort sett i østlig retning for Gamlemsveten med en høyde på mellom 740-1069 moh. Sammenligner vi blokkmarksgrensen ved disse fjellene med grensene ved Gamlemsveten, ser vi likheter mellom grensene i de ulike retningene. Særlig i de 3 fjellene som befinner seg nærmest og som er under 1000 moh. Ved Blåskjerdings (1069 moh.) som ligger ca. 20 km øst for Gamlemsveten, ligger blokkmarksgrensen over 500 moh. i alle retninger, altså noe høyere. Det er likevel en klar lokal fordeling av blokkmarka etter min tolkning.

Videre kan vi i et noe større perspektiv se om det kan konkluderes med en mer regional fordeling av blokkmarka i kystområdene av Møre og Romsdal. I utgangspunktet er blokkmarka koblet til både dannelse og bevaring, hvor begge har et regionalt preg. Ser vi på blokkmarksfordelingen i områdene som ligger mer enn 20 km i avstand fra Gamlemsveten, så ser vi at det er noe større variasjon i fordelingen i de ulike retningene. I tillegg er grensene generelt sett noe høyere i alle retninger sammenlignet med grensene ved Gamlemsveten. Hvorvidt blokkmarksgrensen kan karakteriseres som regional eller ikke, er noe vanskelig. Her må man gå nærmere inn og vurdere terrenget i de enkelte retningene opp mot hverandre. Sig

³ Region er i dette tilfellet avgrenset som fylke.

og transport av steinmasse kan ha mye å si for fordelingen. På den ene siden er forskjellene ikke av så stor grad at det utgjør en klar forskjell. Mens på den andre siden er forskjellene nok til å konkludere med at fordelingen har variasjoner som tilsier at blokkmarka ikke kan være regional. I tillegg kan det være av interesse å sammenligne med lignende områder uten tilsvarende mengder blokkmark. Ser vi nærmere på Sulafjellet for eksempel, som ligger 776 moh. og i en retning ca. 20 km sørvest for Gamlemsveten, ser vi at flate toppområder ved nordvestkysten kan ha en relativt mindre fordeling av blokkmark. Dette vil bidra til en mer kritisk forestilling om at blokkmarka kan regnes som regional.

6.2 Periglasiale miljøer

Med en årlig gjennomsnittstemperatur på 2,1 °C for siste normalperiode, kan det konkluderes med at området rundt Gamlemsveten inngår i det periglasiale miljøet basert på French (2007) sin tolkning. Frostprosesser vil her opptre, men ikke være dominerende. Studieområdet kan betraktes som et relativt kjølig og værutsatt område. Nærheten til kyst påvirker klimaet i området i stor grad. Ifølge Humlum og Christiansen (1998) er et moderne periglasialt miljø karakterisert ved vind, skred, talusdannelse, flomskred, solifluksjon og utvikling av småskala sorteringsformer. Flere av disse kan relateres til områdene ved Gamlemsveten. Videre vil observasjoner og tolkninger gjort i forhold til landskapet og utvikling av landformer i studieområdet, bli diskutert opp mot det vi kjenner til som periglasiale miljøer. I diskusjonen vil såkalte småskalalandformer bli fokusert på for å få en bedre forståelse av en mer storskala landskapsutvikling i området. I tillegg vil diskusjonen omhandle de klimatiske forholdene i området.

6.2.1 Landskap og landformer

Landskapet i studieområdet kjennetegnes ikke som et typisk alpint landskap, som vi finner i andre nærliggende kystområder. Ved toppen av Gamlemsveten er terrenget som tidligere nevnt relativt flatt. Vi finner likevel brattere skråninger flere steder, som bidrar til bevegelser i landskapet. Østsiden og nordsiden av fjellet er spesielt bratt. På østsiden er det mest tegn til skred, og det er også her vi finner Trollhola med den store morenen foran. I vest- og sørlig retning er terrenget noe slakere, og det er her vi finner de tydeligste sporene etter sigeprosesser i terrenget. Området er også værutsatt så langt ut mot kysten, og det er spesielt nord- og vestsiden som er utsatt for nedbør og vind. Sør- og østsiden ligger mer i le, og det er også her vi finner de mest interessante fenomenene som vil bli diskutert videre. Fryse- og tineprosesser

er sentrale prosesser i periglasiøse miljøer (Sulebak, 2007; Murray, 2012). Landformer dannet av slike prosesser er observert og vil bli diskutert senere. Ved hjelp av fjernanalyse kommer det tydelig frem at det ikke har vært bevegelser i området på en stund.

Siden MAAT ligger over 0 °C, tilsier forholdene her at det ikke finnes tilstedeværelse av permafrost i området i dag. Noe som også er hevdet av Gislén et al. (2013). Mye tyder likevel på at området har vært preget av et kaldt klima tidligere. Under Yngre Dryas var det permafrost i lavlandet, noe som tilsier at området ved Gamlemsveten sannsynligvis har vært preget av permafrost tidligere, da hovedsakelig diskontinuerlig evt. sporadisk eller isolert permafrost. Landformer som er observert i området tyder på at de har blitt dannet i et svært kaldt klima, mens andre er tydelig preget av sig og er avhengig av tining. Området er preget av såkalte 'kryotiske' forhold, som er foreslått av Berthling og Etzelmüller (2011) for utvikling av landformer og landskap i kalde områder. Her vil temperatur påvirke og kontrollere effekten av andre prosesser mot overflaten.

Videre vil landformene som er observert bli diskutert knyttet til dannelse, beliggenhet og videre utforming. Her er det valgt å fokusere på fenomener som sorteringsformer, blokkstrøm og lobeformer. Overganger mellom slike, fra slakt til bratt terreng, er vanlig og finnes i nesten hvilket som helst fjellparti. Det vil i tillegg bli trukket inn eksempler fra andre områder hvor det er observert aktive former.

Sorteringsformer

Sorteringsformer som ble observert i utkanten av blokkmarka på flatere områder mot toppen av Gamlemsveten (jf. figur 5.5) og som er tolket som steinsirkler, kan ses på som en form for strukturmark hvor frostprosesser spiller en sentral rolle. Gjentatt utvidelse og sammentrekning av løsmaterialer forårsaket av frysing og tining, vil bidra til utformingen av slike former (Hallet, 2013). På grunn av et temperert klima i området i dag, kan det tyde på at formene er dannet under kaldere forhold enn hva vi har i dag. I de områdene hvor sorteringen er observert, er steinene i ytterkant noe spredt i enkelte retninger. De ligger altså ikke tett i tett inntil hverandre rundt hele formen. Ifølge French (2007) er forskyvningen av materialer forårsaket av gjentatt frysing og tining av islinser ved topp og bunn av et aktivt lag. Det er dermed tydelig at bevegelser har vært tilstede og har bidratt i den videre utformingen. Størrelsen på sorteringsformene som ble observert, ble tolket til å være litt over en meter i diameter. Dermed kan disse formene i utgangspunktet ha vært noe mindre i størrelse.

I midten av formene har vi et mykt dekke av vegetasjon, noe som kan tilsa at et varmere og maritimt klima har overtaket i dag og har preget landskapet den siste tiden. Ifølge Haugland (2004) er det observert både aktive og inaktive sorteringsformer ved flere områder i Jotunheimen. Disse er ikke nødvendigvis assosiert med permafrost. Aktive sorteringsformer er også observert på Færøyene i områder som ligger over 250-300 moh. (Humlum & Christiansen, 1998). Disse er hovedsakelig småskala sorteringsformer. Aktiv sortering forekommer bare i områder uten vegetasjon, og som befinner seg på flatt eller relativt slakt terreng ($<3^\circ$) (Humlum & Christiansen, 1998). Dermed tyder det på at vi ikke har aktive sorteringsformer i studieområdet i dag. Sannsynligvis vil det ha vært tilstedeværelse av permafrost da de ble dannet, mens vegetasjonen må ha kommet i etterkant av selve dannelsen av sorteringsformene. I et mer skrående terreng går sorteringsformer over til å bli mer sorterte striper.

Blokkstrøm

Stripestrukturene som minner om såkalte blokkstrømmer ved Gamlemsveten (jf. figur 5.9), kan være dannet av flere årsaker. Det som er sikkert er at disse formene er dannet i en brattere helning enn sorteringsformene. En mulighet for dannelsen er at formene er utviklet av sig eller transport av løsmasser fra blokkmarka (Wilson et al., 2016). Ved en endring i helning av terrenget, vil bevegelsen på løsmaterialene også endres med gravitasjonen. Når noen steiner først begynner å sige, vil de resterende steinene/blokkene strømme etter, derav navnet blokkstrøm. I tillegg til helning, kan frostheving bidra til at vi får bevegelser (Murray, 2012). Dette vil medføre en endring i terrenget som kan føre til bevegelser av materialer i form av såkalte blokkstrømmer. En annen mulighet er at solifluksjon som prosess, har bidratt til utformingen av slike blokkstrømmer i området, med eller uten tilstedeværelse av permafrost (Wilson et al., 2016). Solifluksjon er tolket til å være en sentral prosess for utformingen av relikte blokkstrømmer som er undersøkt av Wilson et al. (2016). Her vil det være en sammenheng med en sammensetning av finmaterialer. Sig og solifluksjon tilsier langsomme bevegelser, men bevegelsene kan også gå noe raskere. Da vil de heller bli omtalt som former for skred. I tilfellet ved Gamlemsveten er det muligheter for at blokkstrømmene er påvirket av flomskred, på grunn av sortering av materiale hvor vi tydelig har soner med fint og grovt materiale hver for seg. Det er dermed mulig å anta at det er blokkstrømmer som er den primære formen, eller at flomskred har gått ned gjennom blokkmarka og dannet områder hvor det grove materialet er borte.

Lobeformer

I områdene under blokkstrømmene ble det observert tydelige sigeformer av jord med steiner i front og vegetasjon på toppen (jf. figur 5.8). Disse formene er tolket som 'stone-banked' solifluksjonslober. Som vi vet er solifluksjonslober hovedsakelig dannet av to hovedprosesser, gelifluksjon og 'frost-creep' (French, 2007). Solifluksjonsprosesser er avhengig av at det er finmateriale til stede (French, 2007; Wilson et al., 2016). Dette synes ikke på overflaten, men det er gode grunner til å tro at lobene som er observert i studieområdet har et slikt innhold. Ifølge prøver som er tatt av Roaldset et al. (1982), er det funnet lober med et innhold av både veldig fin silt og leire. Det er sannsynlig at disse ligger i tilsvarende område som er observert. Videre er vann og klimavariasjoner viktige faktorer i disse prosessene. Studieområdet har en nedbørsmengde som er relativt høy sammenlignet med andre områder. I tillegg er MAAT relativt lav. Kombinasjonen av disse gjør at det er veldig sannsynlig at formene som er observert er solifluksjonslober. Døgnaktiv frost er en mulighet som hovedsakelig opptrer ved overflaten og som danner tynne lober. Gjennom tine-konsolideringsteorien over lengre tid, får vi landformer av ulik skala som bidrar til å jevne ut landskapet. På Færøyene er aktive solifluksjonslober spredt ved høyder over 250 moh., og forekommer typisk i skråninger med en helning større enn 3° (Humlum & Christiansen, 1998). Enkelte av disse er store og mest sannsynlig rester fra sen Weischel, og har ikke vært aktive siden Yngre Dryas.

Lobeformene ved Gamlemsveten tolkes som 'stone banked' lober på grunn av steinmassene i front. Disse lobene ble observert til å være av varierende størrelser, hvor høyden på enkelte lobefronter var opp imot flere meter høye. Det er antatt at lobene har en sammenheng med blokkmarka i bakkant og at solifluksjonsprosesser har ført med seg steinmaterialer nedover skråningen. Basert på observasjoner var steinene i forkant av lobene av varierende størrelse innenfor avgrensningen til Benedict (1966), hvor en del av disse i tillegg var dekket av vegetasjon og lav. Vegetasjon og lav på steinene tyder på at disse har ligget i ro en stund, og at det dermed er gode grunner til å tro at bevegelsene i området er minimale i dag. Topplataet var ellers dekket av et tykt og mykt dekke av vegetasjon, noe som tyder på et innhold av relativt steinfri og finstrukturert materiale.

Med en periglacial utvikling basert på sorteringsformer, blokkstrømmer og lobeformer, og bevegelse i blokkmarka, vil en kombinasjon av frostforvitring og sigeprosesser i høytliggende områder og glacial erosjon i lavereliggende daler og fjorder, gjøre at vi får et landskap med konvekse overflater og brattere dalsider. En slik landskapsmodell er foreslått av Egholm et al.

(2015). Deres funn antyder blant annet at frostforvitring og sigeprosesser fører til en utjevning av landskapet og glatter ut overflaten. Analyser gjort i området ved Gamlemsveten i overensstemmelse med en slik modell. En slik modellering av landskapsutviklingen i Norge kan også kobles til diskusjonen om paleisk landskap. Denne diskusjonen er kompleks, og det er derfor ikke fokusert på i denne oppgaven. Det er likevel relevant å nevne med tanke på nye hypoteser som er foreslått i senere tid.

Det er også av interesse å diskutere tolkninger knyttet til steingjerdet som er observert (jf. figur 5.10). Steingjerdet som først ble registrert gjennom fjernanalyse, videre undersøkt i felt og i etterkant tolket, viser seg å være en markering av eiendomsgrensen i området. Likevel kan det stilles noen spørsmål knyttet til dagens form, som viser en noe svingete form heller enn en rett linje. Hvor lenge har 'steingjerdet' vært her, og skyldes formen bevegelser eller er det grensen som er slik? Alder på fenomenet er vanskelig å fastslå. Men basert på mine observasjoner er det mye som tyder på at formen på gjerdet ikke er av den nyeste sorten og kan ha ligget en stund. Den svingete formen gjør at formen kan ha endret seg siden det ble laget, og at formen kan avvike noe fra den opprinnelige grensen. Ifølge eiendomskartet er det noen grenselinjer som skal være rette, mens andre er mer ujevne. For å avdekke om det har vært noen form for bevegelser, bør grundigere undersøkelser bli gjort. Det ble gjennom fjernanalyse i etterkant funnet flere områder med tegn til steingjerde på begge sider av grusveien mot toppen. Dette kan tyde på at steingjerdet har vært der før denne veien ble til, og dermed har ligget en stund. Det er også mulig at gjerdet kan ha gått langs hele grensen, men at det er i de slakere områdene at det er bevart.

6.2.2 Klimatiske forhold

Klima er som tidligere nevnt en viktig faktor knyttet til geomorfologi, hvor både nedbør, temperatur og vindforhold er komponenter som påvirker (McClatchey, 2012a). Mine undersøkelser er gjort på en lokal skala, noe som gjør at fokuset hovedsakelig vil være på lokalklimatiske forhold som innebærer høyde over havet, topografi og nærhet til hav. Fjellområder påvirker klimaforhold, hvor det er sammenhenger mellom høyder og temperaturfall. Noe vi også ser om vi sammenligner tallene fra Vigra målestasjon (22 moh.) og tallene fra Gamlemsveten (790 moh.), som er presentert i kapittel 2.3. I disse tabellene ser vi også at mengden nedbør øker med en beliggenhet høyere over havet. Vindforhold kan styre nedbøren, men er ofte mer tilknyttet topografi heller enn høyde.

Gamlemsveten ligger ved kysten av Norge og er preget av et temperert klima med milde vintre og relativt kalde somre. Ifølge tolkningene gjort av Gislén et al. (2013), er det ingen utbredelse av permafrost i fjellområdene her, hvor høydemetrene stort sett ligger under 1000 moh. Fjellkjedene bidrar til at kystområdene er spesielt utsatt for nedbør, sammenlignet med områder lengre øst. Det periglasielle miljøet vi kjenner til her i dag, er preget av ekstreme nedbørsmengder og sterke vinder, heller enn kulde. Temperaturforskjeller med liten variasjon gjennom året, vil kunne bidra til at eventuelle fryse-tineprosesser oppstår sjeldnere og i mindre grad enn ved større forskjeller.

Færøyene ligger i tilsvarende breddegrad som Nord-Vestlandet i Norge, og er dermed relevant å trekke inn som en sammenligning. Det varierende klimaet gjennom kvartær, har etterlatt seg spor av kaldt-klima former i landskapet (Humlum & Christiansen, 1998). På lik linje med Nord-Vestlandet av Norge, er klimaet ved Færøyene av maritim karakter, hvor vind, fuktighet og variasjon preger vær-situasjonen. Siden meteorologiske stasjoner er lokalisert ved lavere høyder, er MAAT beregnet til å være mellom 1-4 °C i fjellområdene, mens gjennomsnittlig nedbørsmengden kan være godt over 2000 mm per år (Humlum & Christiansen, 1998). Det tyder dermed på at temperaturmessig, er Gamlemsveten og fjellområder på Færøyene av samme karakter. Med tanke på nedbørsmengden vil den være større som følge av at Færøyene ligger midt i Atlanterhavet og vil sannsynligvis være mer utsatt for forbigående lavtrykk.

Ifølge French (2007) er lufttemperatur en nyttig måte for å karakterisere et periglasielt klima. For periglasielle miljøer ligger MAAT under +3 °C. Både Gamlemsveten og fjellområder ved Færøyene ligger dermed innenfor denne klassifiseringen. Videre er det bakketemperaturer som er mest relevant med tanke på den geomorfologiske utviklingen av periglasielle landformer, hvor gelifluksjon og 'frost creep' er viktige prosesser (Matsuoka, 2001; French, 2007). Basert på French (2007) sin klimaklassifisering befinner Færøyene og Gamlemsveten seg ved et øy-klima ved sub-arktisk breddegrad. Her vil tilknytning til hav være en viktig faktor, og temperaturen kan dermed være noe høyere enn ved andre periglasielle miljøer. Slike områder kan oppleve en høy frekvens av fryse- og tineprosesser, på grunn av gjennomsnittlig lave og varierende temperaturer. Den maritime beliggenheten gjør også at nedbørsmengden er relativt stor, og kan påvirke jordsmonnet og dens videre bevegelser.

6.2.3 Et fossilt periglasialt landskap?

Et spørsmål som ble stilt i forkant av denne studien, var om området kunne tolkes som et aktivt landskap eller om det var lite tegn til bevegelser. Gjennom undersøkelser som er gjort er det mye som tyder på at det er lite bevegelser i området i dag, og at det ikke har vært noen form for bevegelser på lang tid. Man kan dermed ikke si at det er et aktivt landskap. Videre kan det stilles spørsmål om dette kan regnes som et fossilt periglasialt landskap hvor formene er såkalt ‘frozen in time’? Mye tyder på at landformer er dannet og formet under relativt kalde forhold, eller bevart under disse forholdene. Tilstedeværelse av permafrost er antatt å ha vært i området gjennom Yngre Dryas, og kan ha hatt en innvirkning for utvikling av landskapet slik det er fremstilt i dag. Lite bevegelser tyder på at geomorfologien har stabilisert seg. Skredprosesser kan ha påvirket landskapet både under permafrostforhold og også i ettertid, men vil ikke ha stor innvirkning på den totale forståelsen for landskapsutvikling i området.

6.3 ‘Trollhola’

Siden Trollhola er spesiell, er det ønskelig å diskutere dens opphav og utvikling. Det er som tidligere nevnt gjort noen tolkninger knyttet til dette fra før av. Disse vil brukes som et utgangspunkt for min diskusjon. Videre vil sammenhengen mellom botnvolum og morenevolum, som er estimert i forrige kapittel, bli diskutert. Her vil det også trekkes inn eksempler fra en lignende studie gjort ved Kråkenes i Sogn og Fjordane.

6.3.1 Opphav og utvikling

Store morener i forkant av botnene indikerer lokal glasiasjon i løpet av en eller flere faser etter at isdekket forsvant (Sollid & Sørbel, 1979). I noen kystområder er det mye som tyder på at slike lokale morener er eldre enn Yngre Dryas, på grunn av størrelsen i forhold til breen som har bygget dem opp. Ifølge Sollid og Sørbel (1979) er morenen ved Trollhola på østsiden av Gamlemsveten et godt eksempel på dette (jf. figur 2.3). Denne ligger på ca. 500 moh., hvor materialet utgravd fra botnen er bevart. Siden botnbreer eroderer langsomt (Benn & Evans, 2010; Nesje et al., 2012), kreves det betydelig med tid for å produsere en så stor morene som denne. Dermed må Yngre Dryas være et for kort tidsrom for å danne en slik morene. I tillegg tilsier beliggenheten og forholdene at det ikke kan ha eksistert breer her etter dette. På grunn av et fortsatt kaldt klima etter Yngre Dryas, er det sannsynlig at breen i Trollhola har ligget en stund før den smeltet bort. Studier fra områder i nærheten viser at den regionale isbevegelsen har vært i nordvestlig retning (Nesje et al., 1988). Denne retningen gjør at Trollhola på østsiden

av fjellet blir liggende i le, og bidrar i stor grad til breens lange eksistens. Sannsynligvis har morenen ligget over grensen for hovedisdekket for en lengre periode og har dermed blitt bevart (Sollid & Sørbel, 1979). Ifølge Sollid og Sørbel (1979) og Nesje et al. (1988) ligger morenen ved Trollhola på høyde med den nedre grense for blokkmark, som regnes for å ligge ved ca. 500 moh. ytterst på kysten. Denne grensen er som tidligere nevnt diskutert, og det er antatt at den nedre blokkmarksgrensen ved Gamlemsveten ligger noe høyere enn morenekanten på Trollhola. Vi finner også blokkmark under denne grensen, men mye tyder her på at erosjon, sigeprosesser og skred har transportert materialet under denne grensen.

6.3.2 Erosjonsrate

Effektive erosjonsrater varierer mellom 0,1 mm/år for polare breer og tynne tempererte platåbreer, 1,0 mm/år for tempererte dalbreer i Norge, og 10,0 mm/år for små tempererte breer i de sveitsiske alper (Hallet et al., 1996). Ifølge Larsen og Mangerud (1981) varierer gjennomsnittlig erosjonsrate for breer i Norge mellom 0,7 og 10,0 mm/år, hvor mesteparten for det meste ligger mellom 2,0 og 6,0 mm/år. Resultatene fra Trollhola, hvor erosjonsraten ble estimert til å være 7,0 mm/år, ligger dermed innenfor gjennomsnittet, men er noe høyere enn mesteparten. Sammenligner vi med erosjonsraten fra Kråkenes, som ble estimert til å være mellom 5,0 og 6,0 mm/år (Larsen & Mangerud, 1981), er resultatene fra Trollhola bare litt høyere. Beregningene for Trollhola er gjort noe elementært, og kan dermed avvike fra det virkelige. En grundigere beregning kunne gitt andre resultater. Likevel er det gode grunner til å tro at beregningene ikke er helt usannsynlige. En relativt høy erosjonsrate tilsier at det har vært mye sedimentasjon som har blitt erodert her. Det kan også indikere at breen har vært relativt tynn og temperert, og har ligget høyt i terrenget. Lufttemperatur kan også ha bidratt til at erosjonsraten er som den er. Små temperaturvariasjoner gjennom året medfører et stabilt klima. Beliggenheten og klimaforhold tilsier dermed at breen kan ha ligget her i fred og ro over lang tid. I tillegg kan berggrunnen i området, hovedsakelig gneis, også ha en del å si for den relativt høye erosjonsraten. Massebalansen og den relativt høye erosjonsraten gjør at to ulike hendelsesforløp er mulig her: Enten er alt eller veldig mye av morenematerialet dannet under Yngre Dryas, eller så er morenematerialet ikke fjernet av isen hvor den har bevart landskapet og vi får en lengre mulig dannelses.

6.3.3 Sammenheng mellom botnvolum og morenevolum?

I utgangspunktet er det ofte sammenhenger mellom botner og det volumet som befinner seg i morenen nedenfor, hvor man kan ta morenevolumet og plassere det tilbake i botnen og videre få et tilsvarende landskap som det opprinnelig var. Basert på beregningene av volumet for selve Trollhola og for morenevolumet etter konvertering som er gjort i kapittel 5.3, ser vi at morenevolumet er ca. 1,8 ganger større enn botnvolumet. Tallet, med forbehold, tilsier at morene=botn. Den store forskjellen kan dermed indikere at noen feilberegninger er gjort. For det første er det beregnet et gjennomsnitt, basert på tverrprofiler, for både botn og morene, noe som betyr at resultatet kan avvike noe fra virkeligheten. Videre var det ikke enkelt å se tydelig hvor grensene går, særlig for morenen. Her ble det dermed tatt utgangspunkt i de mest tydelige bruddene i terrenget, for å avgrense enden på morenen i nedre del. Dette bruddet ble registrert ved kanten av Søvikvatnet og videre i nordlig retning, og det er dermed ikke tatt i betraktning at morenematerialer kan finne seg i vannet, noe som i realiteten er mulig. I sidekantene ble morenen avgrenset med utgangspunkt i et skille mellom fjellvegg og botn, og videre i en rett skrående linje mot det nedre bruddet av morenen. Disse linjene kan dermed være noe ukorrekt med tanke på avgrensning, spesielt den som ligger lengst sør var noe vanskelig å plassere da det ikke var tydelige linjer i terrenget. I tillegg er markeringen av berggrunnen under morenen noe usikkert, og kan påvirke det endelige resultatet. Morenevolumet kan dermed være noe mindre enn hva som er antydnet i denne oppgaven. Botnvolumet regnes for å være noe mer korrekt. Likevel ser vi at det er en markant forskjell i volumberegningene.

6.4 Hurtige massebevegelser

Spor etter skred tyder på at hurtige massebevegelser har bidratt i utformingen av landskapet slik det ser ut i dag. Den store skredavsetningen er spesielt synlig og dekker et stort areal (jf. figur 5.26-5.27). Det er antatt at innholdet av materialer i skredet er sammensatt. Vi ser spor av både løsmasser og drenering fra flomskred på overflaten. Dette kan tyde på at et flomskred har vært aktivt her, spesielt under permafrostforhold. Ifølge Øydvin et al. (2011) har flomskred et innhold av grove sedimenter. Gjennom 'kinematic sieving', blir de grove sedimentene presset opp mot overflaten og ut mot sidene og til fronten, mens de mindre sedimentene er i bevegelse bak den grove fronten (Selby, 1993). Den tydelige og store lobeavsetningen gjør det likevel noe usikkert å anta at et flomskred alene kan ha dannet en slik form. Store steiner opp imot 4 meter i diameter er observert mot overflaten, men det er noe usikkert om et flomskred kan ha fraktet med seg så store materialer. Det grove materialet vil i dag i tillegg kunne være for permeabelt

til å bygge opp et nødvendig porevannstrykk. En annen mulighet er et fjellskred. Men formen på avsetningen gjør at dette også er noe usikkert. En tredje og kanskje mer sannsynlig forklaring, er at et snøskred kan ha dannet en såkalt 'avalanche boulder tongue' (Luckman, 1977). Ifølge Øydvin et al. (2011) vil løssnøskred hovedsakelig oppstå i bratte fjellsider og avsette materialene i en pærelignende form, noe som avsetningen i studieområdet minner om. Det er likevel usikkert om dette er tilfellet i dette området. Hvilke skred som har vært aktive her er dermed vanskelig å fastslå, og det vil kreve grundigere undersøkelser for å avgjøre dette. Hva som befinner seg under vegetasjonen på avsetningen, hvilke materialer og sorteringen på disse, vil kunne fortelle oss mer om dannelsen av dette fenomenet.

7 Konklusjon

Denne oppgaven søker å gjøre en kartlegging av den geomorfologiske utviklingen i området rundt Gamlemsveten, hvor fokus har vært på landformer og prosesser tilknyttet et periglasialt miljø. Det er flere aspekter som bekrefter at landskapet vi har i dette området er periglasialt, deriblant MAAT, blokkmark, sorteringsformer, blokkstrømmer og lobeformer. Siden flere fenomener er studert i denne oppgaven, er det vanskelig å gi én konklusjon for de geomorfologiske prosessene i området. På bakgrunn av data fra observasjon, analyser og beregninger, har jeg kommet frem til følgende konklusjoner:

- Blokkmarksdiskusjonen er fortsatt åpen. Basert på tilstedeværelse av krypeformer og sig som viser at blokkmarka er i bevegelse, er det liten grunn til å anta at den er pre-kvartær. Fordelingen av blokkmarka viser seg å være tydelig lokal.
- Klimatiske forhold tilsier at området rundt Gamlemsveten kan betraktes som et periglasialt miljø. Landskapet karakteriseres ved tydelige sorteringsformer i flate områder mot toppen, som går over i blokkstrømmer i brattere helning og ender opp som lobeformer når terrenget flater noe ut. Landformene bærer preg av å være dannet eller bevart under relativt kalde forhold. Landskapet som helhet har ikke spor etter bevegelser i dag og kan tolkes som et fossilt periglasialt landskap.
- Trollhola viser tydelige indikasjoner for lokal glasiering, hvor breen må ha vært liggende en stund. Erosjonsraten for Trollhola er estimert til å være 7,0 mm/år, mens beregninger viser at morenevolumet er ca. 1,8 ganger større enn botnvolumet. Massebalansen og noe høye erosjonsraten gjør at to ulike hendelsesforløp kan antas: Enten er alt eller veldig mye av morenematerialet dannet under Yngre Dryas, eller så er morenematerialet ikke fjernet av isen hvor den har bevart landskapet og vi får en lengre mulig dannelse.
- Den store avsetningen fra hurtige massebevegelser på østsiden av fjellet er noe vanskelig å konkludere om, men antas å være sammensatt av flere typer skred. Det kan tyde på at snøskred i hovedsak har dannet en slik form, men at flomskred har påvirket i etterkant, spesielt under permafrostforhold.

8 Videre arbeid

Etter arbeidet med denne masteroppgaven har det blitt klart at mange spørsmål fortsatt er ubesvarte, og at videre arbeid er nødvendig for å kunne gi eksakte svar. Norges geomorfologi er kompleks og omfattende, og krever dermed flere undersøkelser og studier gjennom bruk av ulike metoder for å få en bedre forståelse av prosesser og danning av ulike landformer. Tid og kapasitet har vært faktorer som har hatt en begrenset effekt på arbeidet med denne oppgaven. Ved bruk av andre metoder og utforming av andre problemstillinger, kan observasjoner som er gjort bekreftes eller nye funn dukke opp. Dette vil gi en økt forståelse for geomorfologien i området. Området er spennende og det er derfor foreslått noen videre muligheter for arbeid her.

Et problem knyttet til denne oppgaven har vært mangel på dateringer. Det er dermed av interesse at datering av både blokkmarka og ulike landformer blir undersøkt nærmere. Flere undersøkelser knyttet til blokkmarka, vil i tillegg kunne bidra til å forstå hvordan de norske fjellene har fått sin nåværende form. Det er mulig å gjøre en videre kartlegging av både sorteringsformene og lobeformene, eventuelt blokkstrømmer, i utkanten av blokkmarka. Finnes det for eksempel flere enn de som ble observert under feltarbeidet knyttet til denne oppgaven? Det kan også gjøres grundigere undersøkelser knyttet til de enkelte formene, i forhold til størrelse, innhold, tegn til bevegelser etc., for å si noe om dannelsen og utformingen av disse. For å finne ut om det har vært bevegelser i de flaterne områdene, er det mulig å gjøre undersøkelser knyttet til steingjerdet som finnes over flere lengre strekninger på sørsiden av fjellet.

Laserscanning av området, i hovedsak området rundt Trollhola, vil kunne gi mer korrekt informasjon om mengden morenemateriale i området. Dette kan videre brukes for å kontrollere om mine beregninger er realistiske. For å datere riktig erosjonsperiode er det mulig å gjøre konkrete målinger, fra morenemateriale eller eventuelt fra sedimenter som kan befinne seg i Søvikvatnet. En undersøkelse av de hurtige massebevegelsene, spesielt den store avsetningen, vil kunne gi svar på hvilke prosesser som har hatt noe å si for utformingen. Har snøskred spilt en viktig rolle her, eller er det andre skredtyper som har hatt større betydning? Her vil det være nødvendig å se nærmere på innholdet og fordelingen under overflaten.

Referanser

- Ahlenius, H. (UNEP/GRID-Arendal). (2007). Permafrost extent in the Northern Hemisphere. Hentet fra: http://www.grida.no/graphicslib/detail/permafrost-extent-in-the-northern-hemisphere_1266 (13.02.17)
- Allaby, M. (2013). *A dictionary of geology and earth sciences*: Oxford University Press.
- Aplin, P. (2010). Using Remotely Sensed Imagery. I N. Clifford, S. French, & G. Valentine (Red.), *Key Methods in Geography*, 299-313. London: SAGE Publications Ltd.
- Ballantyne, C. K. (1997). Periglacial trimlines in the Scottish Highlands. *Quaternary International*, 38, 119-136.
- Ballantyne, C. K. (2010). A general model of autochthonous blockfield evolution. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 289-300.
- Benedict, J. B. (1966). Radiocarbon dates from a stone-banked terrace in the Colorado Rocky Mountains, USA. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 48, 24-31.
- Benedict, J. B. (1970). Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes, and climatic significance. *Arctic and Alpine Research*, 165-226.
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & glaciation*. London: Hodder Education.
- Berthling, I. (2001). *Slow periglacial mass wasting - processes and geomorphological impact: case studies from Finse, southern Norway and Prins Karls Forland, Svalbard*. (no. 113), Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo Unipub, Oslo.
- Berthling, I., & Etzelmüller, B. (2011). The concept of cryo-conditioning in landscape evolution. *Quaternary Research*, 75, 378-384.
- Church, M. (2011). Observations and Experiments. I K. J. Gregory & A. S. Goudie (Red.), *The SAGE Handbook of Geomorphology*, 121-141. London: SAGE Publications Ltd.
- Dahl, E. (1987). The nunatak theory reconsidered. *Ecological bulletins*, 77-94.
- Dixon, J. (2006). Scale in periglacial geomorphology. *Geomorphologie-Relief Processus Environment no. 3*, 175-185.
- Egholm, D. L., Andersen, J. L., Knudsen, M. F., Jansen, J. D., & Nielsen, S. B. (2015). The periglacial engine of mountain erosion - Part 2: Modelling large-scale landscape evolution. *Earth Surface Dynamics*, 3, 463-482.
- French, H. M. (2007). *The periglacial environment*. Chichester: Wiley.
- Gisnås, K., Etzelmüller, B., Farbrot, H., Schuler, T. V., & Westermann, S. (2013). CryoGRID 1.0: Permafrost Distribution in Norway estimated by a Spatial Numerical Model. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24, 2-19.
- Goodfellow, B. W. (2012). A granulometry and secondary mineral fingerprint of chemical weathering in periglacial landscapes and its application to blockfield origins. *Quaternary Science Reviews*, 57, 121-135.
- Gregory, K. J., & Goudie, A. (2011). Introduction to the Discipline of Geomorphology. I K. J. Gregory & A. S. Goudie (Red.), *The SAGE Handbook of Geomorphology*, 1-20. London: SAGE Publication Ltd.
- Hallet, B. (1990). Self-organization in freezing soils: from microscopic ice lenses to patterned ground. *Canadian Journal of Physics*, 68, 842-852.
- Hallet, B. (2013). Stone circles: form and soil kinematics. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 371:20120357.

- Hallet, B., Hunter, L., & Bogen, J. (1996). Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12, 213-235.
- Harrison, S., & Macklin, M. G. (1991). Form and size characteristics of clasts on stone-banked solifluction lobes, Okstindan, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 45, 155-160.
- Haugland, J. E. (2004). Formation of patterned ground and fine-scale soil development within two late Holocene glacial chronosequences: Jotunheimen, Norway. *Geomorphology*, 61, 287-301.
- Hughes, A. L., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction. *Boreas*, 45, 1-45.
- Humlum, O., & Christiansen, H. H. (1998). Mountain climate and periglacial phenomena in the Faeroe Islands. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 189-211.
- Inkpen, R., & Wilson, G. (2013). *Science, philosophy and physical geography*. London: Routledge.
- James, T. D. (2012). Remote sensing of environmental change. I J. Holden (Red.), *An Introduction to Physical Geography and the Environment*, 740-778. Essex: Pearson Education Limited.
- Kartverket. (2017). Norgeskart. Hentet fra: http://www.norgeskart.no/?_ga=1.91956115.842164360.1484143030#2/1386657/7357546 (05.01.17-10.03.17)
- King, L. (1986). Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 131-139.
- Kääb, A., Girod, L., & Berthling, I. (2014). Surface kinematics of periglacial sorted circles using structure-from-motion technology. *The Cryosphere*, 8, 1041-1056.
- Larsen, E., & Mangerud, J. (1981). Erosion rate of a Younger Dryas cirque glacier at Kråkenes, western Norway. *Annals of Glaciology*, 2, 153-158.
- Linge, H., Brook, E. J., Nesje, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F., & Clark, H. (2006). In situ 10 Be exposure ages from southeastern Norway: implications for the geometry of the Weichselian Scandinavian ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1097-1109.
- Longley, P., Goodchild, M. F., Maguire, D. J., & Rhind, D. W. (2015). *Geographic information science & systems*. New Jersey, US: John Wiley and Sons, Inc.
- Luckman, B. (1977). The geomorphic activity of snow avalanches. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 31-48.
- 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., Larsen, E., Longva, O., Miller, G. H., Sejrup, H. P., & Sønstegaard, E. (1981). A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway: the Ålesund Interstadial. *Boreas*, 10, 447-462.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O., & Sønstegaard, E. (1979). Glacial history of western Norway 15,000–10,000 BP. *Boreas*, 8, 179-187.
- Matsuoka, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, 55, 107-134.
- McClatchey, J. (2012a). Global climate and weather. I J. Holden (Red.), *An Introduction to Physical Geography and the Environment* 117-156. Essex: Pearson Education Limited.
- McClatchey, J. (2012b). Regional and local climates. I J. Holden (Red.), *An Introduction to Physical Geography and the Environment*, 157-184. Essex: Pearson Education Limited.

- Meteorologisk institutt. (2016a). Hva er klima? Hentet fra: https://met.no/Klima/Hva_er_klima+/ (13.12.16)
- Meteorologisk institutt. (2016b). Månednormaler. Hentet fra: http://sharki.oslo.dnmi.no/pls/portal/BATCH_ORDER.PORTLET_UTIL.Download_BLOB?p_BatchId=855502&p_IntervalId=1647537 (13.12.16)
- Murray, T. (2012). Permafrost and periglaciation. I J. Holden (Red.), *An Introduction to Physical Geography and the Environment*, 500-518. Essex: Pearson Education Limited.
- Nesje, A., Anda, E., Rye, N., Lien, R., Hole, P., & Blikra, L. H. (1987). The vertical extent of the Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Møre area, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67, 125-141.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Anda, E., & Rye, N. (1988). Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68, 149-169.
- Nesje, A., Sjøstrøm, K. H., & Bjørseth, E. (2012). *Brelære : bre, landskap, klimaendringer og datering*. Kristiansand: Høyskoleforl.
- NGU (Norges Geologiske undersøkelse). (2015). Gneis. Hentet fra: <http://www.ngu.no/emne/gneis> (17.01.17)
- NGU (Norges Geologiske Undersøkelse). (2017a). Berggrunn. Hentet fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> (17.01.17)
- NGU (Norges Geologiske Undersøkelse). (2017b). Løsmasser. Hentet fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> (17.01.17)
- Nordgulen, Ø., & Andresen, A. (2013). De eldste bergartene dannes. I I.B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, & K. Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi*, 62-119. Trondheim: Norsk Geologisk Forening (NGF).
- Norgebilder. (2017a). Hentet fra: <https://www.norgebilder.no/> (24.01.17-15.03.17)
- Norgebilder. (2017b). 3D. Hentet fra: <https://www.norgebilder.no/> (24.01.17-15.03.17)
- Nystuen, J. P. (2013). Jorda skifter ansikt - Geologiske prosesser. I I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, & K. Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi*, 20-61. Trondheim: Norsk Geologisk forening (NGF).
- Olesen, O., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Gellein, J., & Rønning, J. S. (2007). *Dypforvitring i Oslo-regionen: påvisning og oppfølgende undersøkelser*. (NGU Rapport nr. 2007.034). Hentet fra <http://www.grunnvanninorge.no/teknologirapport2499.pdf> (06.04.17)
- Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Winsborrow, M., & Stroeven, A. P. (2016). The build-up, configuration, and dynamical sensitivity of the Eurasian ice-sheet complex to Late Weichselian climatic and oceanic forcing. *Quaternary Science Reviews*, 153, 97-121.
- Peltier, L. C. (1950). The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Annals of the association of American Geographers*, 40, 214-236.
- Prosser, J. (1998). *Image-based research: A sourcebook for qualitative researchers*. London: Falmer Press.
- Rea, B. R., Whalley, W. B., Rainey, M. M., & Gordon, J. E. (1996). Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. *Geomorphology*, 15, 109-121.
- Rhoads, B. L. (2005). Process/form. I N. Castre, A. Rogers, & D. Sherman (Red.), *Questioning Geography: Fundamental Debates*, 131-150. Oxford: Blackwell Publishing.

- Rhoads, B. L., & Thorn, C. E. (1996). Observation in Geomorphology. I B. L. Rhoads & C. E. Thorn (Red.), *The Scientific Nature of Geomorphology*, 21-56. Chichester: John Wiley & Sons.
- Roaldset, E., Pettersen, E., Longva, O., & Mangerud, J. (1982). Remnants of preglacial weathering in western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 62, 169-178.
- Rolland, C. (2003). Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in Alpine regions. *Journal of Climate*, 16, 1032-1046.
- Rye, N., Nesje, A., Lien, R., & Anda, E. (1987). The Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord – Sunnmøre area and deglaciation chronology for Nordfjord, western Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 41, 23-43.
- Selby, M. J. (1993). *Hillslope materials and processes*. Oxford: Oxford University Press.
- seNorge. (2017). Værdata. Hentet fra: <http://www.senorge.no/index.html?p=senorgeny&st=weather> (31.01.17)
- Skilbrei, J. R., & Sindre, A. (1991). *Tolkning av gravimetri langs ILP-profilen, Hemne-Storlien*. (NGU rapport nr. 91.271). Hentet fra http://www.ngu.no/filearchive/224/91_271.pdf (06.04.17)
- Sollid, J. L., & Sørbel, L. (1979). Deglaciation of western central Norway. *Boreas*, 8, 233-239.
- Strømsøe, J. R., & Paasche, Ø. (2011). Weathering patterns in high-latitude regolith. *Journal of Geophysical Research*, 116.
- Sulebak, J. R. (2007). *Landformer og prosesser: en innføring i naturgeografiske tema*. Bergen: Fagbokforl.
- Turkington, A. (2010). Making Observations and Measurements in the Field. I N. Clifford, S. French, & G. Valentine (Red.), *Key Methods in Geography*, 220-229. London: SAGE Publications Ltd.
- Vorren, T. O., & Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går. I I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, & K. Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi*, 494-547. Trondheim: Norsk Geologisk Forening (NGF).
- Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., Nesje, A., & Sveian, H. (2013). Norge av i dag trer frem. I I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, & K. Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi*, 548-575. Trondheim: Norsk Geologisk Forening (NGF).
- Wilson, P. (2013). Block/rock streams. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 3, 514-522.
- Wilson, P., Matthews, J. A., & Mourné, R. W. (2016). Relict Blockstreams at Insteheia, Valldalen-Tafjorden, Southern Norway: Their Nature and Schmidt Hammer Exposure Age. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28, 286-297.
- Øydvin, E., Devoli, G., Bargel, T., Wiig, T., Taurisano, A., Berg, H., . . . Kvakland, M. (2011). Plan for skredfarekartlegging—Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. *NVE rapport*, 14, 2011.

