

# **En fjernanalytisk analyse av kobling mellom topografi og sigeformer i blokkmark i Rondane nasjonalpark og Reinheimen nasjonalpark**



**Fakultetet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse**

**Institutt for geografi**

**Kristin Wiig Larsen**

**Masteroppgave i geografi**

**Norge teknisk- naturvitenskapelige universitet**

**Trondheim, mai 2018**

**Veileder: Ivar Berthling**



# **NTNU**

**Norwegian University of  
Science and Technology**





## **Abstract**

High Elevation Low Relief Surfaces is a highly debated subject in research. I literature the question concerning the paleic surfaces whether it is created by old peneplain or a rest of the Caledonian mountain range. There is a highly possibility that the periglacial processes we find in mountain areas today are shaping the landscape more than previously assumed. Modelling large-scale landscape evolution will probably give some indications on how different periglacial processes have an effect on landscape and summit flats.

This thesis has taken out ten profiles in periglacial environments in Rondane national park and Reinheimen national park. For each area there have been mapped periglacial processes to find out if there is a coherence between the gradient and specific periglacial process. Further it has been investigated if the summit flat has a shape that can be predicted if periglacial processes is a dominant transport mechanism. The gradient of each profile has been presented with help of graphs with r-quadratic function that indicates how well the profiles correspond to the landscape evolution model. The results in this thesis give no indication that there is a coherence between the gradient and specific periglacial processes. In relation to gradient the profiles have a linear form that does not correlate with the convex shape expected for landscape evolution model. Finding of typical periglacial characteristics on summit flats, and the occurrence of solifluction thus indicate that there is a periglacial buzzsaw present at these sites. This gives us an indication that local processes within the periglacial processes affect the transport mechanism more than large scale processes in each profile.

## Sammendrag

Diffusive landskap i høyreliggende områder er et mye omdiskutert tema innenfor forskning. I litteraturen er spørsmålet knyttet rundt Norges paleiske overflate og om hvorvidt denne overflaten er peneplan eller gamle resten av den kaledonske fjellkjeden. Det er stor sannsynlighet for at de periglasiale prosessene som finnes i fjellområder fører til en større endring av landskapet enn det man tidligere har antatt. Modellering av landskapsevolusjonen og de periglasiale prosessene vil trolig kunne gi en indikasjon på hvordan ulike periglasiale prosesser har en innvirkning på landskapet og hvordan toppflater har blitt dannet.

Denne oppgaven har hentet ut ti profiler i periglasiale miljøer i Rondane nasjonalpark og Reinheimen nasjonalpark. For hvert område har det blitt kartlagt periglasiale sigeprosesser for å se om det er en sammenheng mellom gradient og type periglasial form. Videre har det blitt undersøkt om toppområdene har den formen som forutses dersom sig er den dominerende transportmekanismen. Formen på profilene vises frem ved hjelp av grafer med r-kvadrert verdi som gir en indikasjon på hvor godt profilen samsvarer med modellen for landskapsdiffusivitet. Funnene som har blitt gjort i denne oppgaven gir ingen indikasjon på at det er en sammenheng mellom gradient og type periglasial form. I forhold til gradienten viser de fleste profilene en lineær skråningsprofil som ikke samsvarer med den konvekse formen til diffusive landskap. Funn av typiske karakteristikk for periglasiale sigeformer på toppområdene, samt funn av solifluksjon, indikerer at det er en periglacial buzzsaw tilstede i terrenget. Det gir en indikasjon på at man må se på prosessene i en lokal skala da lokale faktorer påvirker transporten.

## **Forord**

Denne oppgaven markerer slutten på geografistudiene ved NTNU. Med to mislykkede feltarbeid ble det til slutt en fjernanalytisk oppgave som ble veien, og det har vært helt greit. Etter fem år på geografi har jeg fått svært tverrfaglig kunnskap som ikke bare omhandler landskap, loper og scannere. Denne tverrfagligheten har jeg satt umåtelig stor pris på og jeg tar med meg all kunnskap videre i livet. Arbeidet med denne oppgaven har til tider vært veldig krevende og jeg har virkelig gått et par runder med meg selv. Men jeg har lært mye og er en erfaring rikere.

Jeg vil takke min veileder Ivar Berthling for all god hjelp gjennom masterperioden. I tillegg vil jeg også takke for gjensidig mobbing, lærerike forelesninger, flotte feltkurs og vellykka (og mindre vellykka) feltarbeid. Det har vært en fin og bratt læringskurve.

Takk til Tormod Brede for godt samarbeid under arbeid med masteroppgaven, og under mislykkede feltarbeid. Du har vært en fantastisk feltkamerat og samarbeidspartner. Så vil jeg takke alle mine fantastiske medstudenter på lesesalen for alle latterkramper, iskremmer og skravlepauuser vi har hatt de siste to åra. For ikke å glemme alle sosiale aktiviteter på Geolfkontoret og utenfor skoleområdet. Studietiden hadde ikke vært den samme uten dere.

Jeg vil rette stor takk til mamma, pappa og Martin for all støtte gjennom de siste fem årene. Dere er alltid gode å ha i ryggen. Til slutt vil jeg takke kjæresten min Truls for fantastisk støtte og gode ord når det har storma som verst.

Kristin Wiig Larsen

Trondheim, 15 mai 2018

## **Forkortelser**

HELRS- High Elevation Low Relieff

ICE- Isostasy, climate and erosion

DTM/DEM – Digital Terrain Model/ Digital Elevation Model

TIF-filer – Tagged Image File Formate

GPR – Ground Penetrating Radar

TLS – Terrestrial Laser Scanner

<sup>10</sup>Be- metoden – Kosmogenisk nukleær datering

# Innholdsfortegnelse

<b>Abstract</b> .....	<b>III</b>
<b>Sammendrag</b> .....	<b>IV</b>
<b>Forord</b> .....	<b>V</b>
<b>Forkortelser</b> .....	<b>VI</b>
<b>Innholdsfortegnelse</b> .....	<b>VII</b>
<b>Figurliste</b> .....	<b>IX</b>
<b>1 Innledning</b> .....	<b>1</b>
1.1 <i>Bakgrunn for studiet</i> .....	1
1.2 <i>Tidligere studier</i> .....	2
1.3 <i>Problemstilling</i> .....	2
1.4 <i>Områdebeskrivelse</i> .....	3
1.5 <i>Klima</i> .....	5
<b>2 Teori</b> .....	<b>7</b>
2.1 <i>Permafrost og periglasiale prosesser og landformer</i> .....	7
2.2 <i>Kryoturbasjon</i> .....	8
2.3 <i>Frostforvitring og frostsortering</i> .....	8
2.4 <i>Blokkmark</i> .....	9
2.5 <i>Solifluksjon</i> .....	11
2.6 <i>Solifluksjonslobe</i> .....	13
2.7 <i>Periglasiale prosesser som klimaindikatorer</i> .....	13
2.8 <i>Norges paleiske overflate, Standardmodellen vs. ICE-hypotesen</i> .....	14
2.9 <i>High Elevation Low Relief Surfaces - HELRS</i> .....	16
2.10 <i>Skråningsutvikling, modellering, trendlinje og R-kvadrert verdi</i> .....	17
2.10.1 <i>Helningsgrad</i> .....	18
<b>3 Metode</b> .....	<b>19</b>
3.1 <i>Digital terrengmodell, DTM/DEM</i> .....	19
3.2 <i>Ortofoto</i> .....	19
3.3 <i>Fremgangsmåte i ArcGIS</i> .....	20
3.4 <i>Bruk av Høydedata og Excel</i> .....	22
<b>4 Resultater</b> .....	<b>23</b>
4.1 <i>Profilene i Rondane</i> .....	24

4.1.1	<i>Sagtind vest</i> .....	24
4.1.2	<i>Stygghøin</i> .....	25
4.1.3	<i>Småhaugan 1</i> .....	26
4.1.4	<i>Småhaugan 2</i> .....	27
4.1.5	<i>Stygghøe</i> .....	28
4.2	<i>Profilene i Reinheimen</i> .....	29
4.2.1	<i>Blåhøe</i> .....	29
4.2.2	<i>Kjølen</i> .....	30
4.2.3	<i>Leirungshøi</i> .....	31
4.2.4	<i>Rundkollan</i> .....	32
4.2.5	<i>Topp 1731</i> .....	33
4.2.6	<i>Oversikt over likning og R-kvadrert verdi for profilene</i> .....	34
<b>5</b>	<b>Diskusjon</b> .....	<b>35</b>
5.1	<i>Tolkning av kartlagte lokaliteters sigeformer</i> .....	35
5.2	<i>Morenematerialer eller blokkmark?</i> .....	46
5.3	<i>Skråningsutvikling og sammenheng mellom helning og landform?</i> .....	47
5.4	<i>Periglasiale landformer på toppområdet?</i> .....	48
5.5	<i>Svakheter med metoden</i> .....	49
<b>6</b>	<b>Konklusjon</b> .....	<b>51</b>
<b>7</b>	<b>Forslag til videre arbeid</b> .....	<b>52</b>
<b>8</b>	<b>Referanseliste</b> .....	<b>53</b>

## Figurliste

Figur 1-1 viser sedimentære bergarter på Storronden i Rondane. Foto. Kristin Wiig Larsen....	3
Figur 1-2 viser løsmassekart over Rondane (NGU, 2018b). Profilene er markert med sorte prikker.....	4
Figur 1-3 viser berggrunnskart over hele Reinheimen. Fokusområdene i denne oppgaven er lokalisert i de sør-østlige delene av kartet (NGU, 2018).....	4
Figur 1-4 viser løsmassekart over Reinheimen (NGU, 2018b). Profilene er markert med sorte prikker.....	4
Figur 1-5 viser årsmiddeltemperaturen i hele Norge mellom 1971 og 2000. Rondane og Reinheimen er her markert (Hansen et al., 2015).....	5
Figur 1-6 viser den midlere årsnedbøren i mm i Norge mellom 1971 og 2000. Rondane og Reinheimen er her markert i kartet (Hansen et al., 2015).....	5
Figur 1-7 viser distribusjonen av permafrost i Sør-Norge. Bilde a) viser permafrostdistribusjon basert på gjennomsnittlig årstemperatur på $<-4$ grader celsius. Bilde b) viser nedre grense for permafrost ved hjelp av trendlinjer med konturintervaller på 200m. Bilde c) viser til distribusjon av permafrost med en grad varmere klima. Bilde d) viser distribusjonen av permafrost dersom det er et kaldere klima (Etzelmüller et al., 1998).....	6
Figur 2-1 viser hvordan stein roteres forårsaket av frysing og frostheving av bakken. Hentet fra (Pissart, 1970).....	9
Figur 2-2 viser ulike typer frostheving og solifluksjon. Hentet fra (Matsuoka, 2001).....	11
Figur 2-3 viser et eksempel på blokkstrømmer ved Salknappan i Reinheimen. Foto: Kristin Wiig Larsen.....	12
Figur 2-4 Viser en solifluksjonslobe (markert i oransje) i blokkmark lokalisert ved Veslesmeden i Rondane. Foto: Kristin Wiig Larsen.....	13
Figur 2-5 Viser at man får tykkere loper dersom solifluksjonen får dypere i terrenget. Det vil si at den maksimum dybden på bevegelse avgjør minimum høyde på front. DF: Diurnal frost dominant; HL, frontal height of a lobe (Matsuoka, 2001).....	14
Figur 2-6 viser hvordan et fluvialt landskap over tid endres av solifluksjonsprosesser og blir til et diffusivt landskap med jevne toppflater (Egholm et. al, 2015).....	16
Figur 3-1 viser eksempel på ortofotooppløsning med henholdsvis 10 cm, 20 cm og 50 cm. Hentet fra Statens Kartverk (2013).....	19
Figur 3-2 Oversiktsbilde over valgte topper i Rondane. ....	21
Figur 3-3 Oversiktsbilde over valgte topper i Reinheimen. ....	21
Figur 4-1 Profil for Sagtind vest i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no.....	24
Figur 4-2 viser profilkurve med kartlagte sigeformer.....	24
Figur 4-3 viser grafen tilhørende Sagtind vest med likning og r-kvadrert verdi. ....	24
Figur 4-4 Profil for Stygghøin i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no.....	25
Figur 4-5 viser profilkurve med kartlagte sigeformer.....	25
Figur 4-6 viser grafen tilhørende Stygghøin med likning og r-kvadrert verdi. ....	25
Figur 4-7 Profil for Småhaugan 1 i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no.....	26
Figur 4-8 viser profilkurve med kartlagte sigeformer.....	26
Figur 4-9 viser grafen tilhørende Småhaugan 1 med likning og r-kvadrert verdi. ....	26
Figur 4-10 Profil for Småhaugan 2 i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no.....	27
Figur 4-11 viser profilkurve med kartlagte sigeformer.....	27
Figur 4-12 viser graf tilhørende Småhaugan 2 med likning og r-kvadrert verdi.....	27
Figur 4-13 Profil for Stygghøe i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no.....	28
Figur 4-14 viser profilkurve med kartlagte sigeformer.....	28
Figur 4-15 viser grafen tilhørende Stygghøe med likning og r-kvadrert verdi.....	28
Figur 4-16 Profil for Blåhøe i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no.....	29

Figur 4-17 viser profilkurve med kartlagte sigeformer .....	29
Figur 4-18 viser grafen tilhørende Blåhøe med likning og r-kvadrert verdi. ....	29
Figur 4-19 Profil for Kjølén i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no .....	30
Figur 4-20 viser profilkurve med kartlagte sigeformer .....	30
Figur 4-21 viser grafen tilhørende Kjølén med likning og r-kvadrert verdi.....	30
Figur 4-22 Profil for Leirungshøi i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no .....	31
Figur 4-23 viser profilkurve med kartlagte sigeformer .....	31
Figur 4-24 viser grafen tilhørende Leirungshøi med likning og r-kvadrert verdi.....	31
Figur 4-25 Profil for Rundkollan i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no.....	32
Figur 4-26 viser profilkurve med kartlagte sigeformer .....	32
Figur 4-27 viser graf tilhørende Rundkollan med likning og r-kvadrert verdi.....	32
Figur 4-28 Profil for Topp 1731 i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no.....	33
Figur 4-29 viser profil med kartlagte sigeformer.....	33
Figur 4-30 viser graf tilhørende Topp 1731 med likning og r-kvadrert verdi .....	33
Figur 5-1 viser bart fjell i midte del av profilen tilhørende Sagtind vest (Norgebilder, 2018)	35
Figur 5-2 viser stripeformer i øvre del av Sagtind vest (Norgebilder, 2018).....	36
Figur 5-3 viser markante lobeformer i nedre del av Sagtind vest (Norgebilder, 2018).....	36
Figur 5-4 viser strukturmark på toppområdet (Norgebilder, 2018) .....	37
Figur 5-5 viser tydelige lobeformer ved Styggghøin. (Norgebilder, 2018) .....	37
Figur 5-6 øvre del av Småhaugan 1. blokkmark med loper eller art fjell? (Norgebilder, 2018)	38
.....	38
Figur 5-7 viser et kartutsnitt av Småhaugan 2 med tydelige stripeformer som opptrer over	
loper (Norgebilder, 2018).....	39
Figur 5-8 viser tydelige tegn på strukturmark (Norgebilder, 2018).....	39
Figur 5-9 potensielt flomskred (Norgebilder, 2018).....	40
Figur 5-10 diskuterbart området, blokkmark eller bart fjell?(Norgebilder, 2018) .....	40
Figur 5-11 viser tydelige lobeformer i øvre del av Blåhøe (Norgebilder, 2018).....	41
Figur 5-12 viser tydelige tegn til stripeformer og lobeformer i nedre del av Blåhøe	
(Norgebilder, 2018).....	41
Figur 5-13 viser tydelige tegn på strukturmark (Norgebilder, 2018).....	42
Figur 5-14 viser tydelige tegn på striper (Norgebilder, 2018).....	42
Figur 5-15 viser tydelige lobeformer (Norgebilder, 2018).....	42
Figur 5-16 viser et utydelig toppområde (Norgebilder, 2018) .....	43
Figur 5-17 viser klare stripeformer og mulige lobeformer (Norgebilder, 2018).....	43
Figur 5-18 viser strukturmark mellom konkav og konveks del av profilen (Norgebilder,	
2018).....	44
Figur 5-19 viser striper og lobeformer i konkav del av profilen (Norgebilder, 2018).....	44
Figur 5-20 viser striper og lobeformer i konveks del av profil (Norgebilder, 2018).....	44
Figur 5-21 viser strukturmark på Topp 1731(Norgebilder, 2018).....	45
Figur 5-22 viser tydelige lobeformer i nedre del av profilen (Norgebilder, 2018).....	45



## Formelliste

Formel 2-1 likning for massebevegelse med forvitring .....	17
Formel 2-2 likning ved «steady-state»-tilstand .....	17
Formel 2-3 diffusjonslikning .....	17
Formel 2-4 sinus til vinkel.....	18
Formel 2-5 konvertering av sinus a.....	18
Formel 2-6 konvertering til grader.....	18

## Tabelliste

Tabell 4-1 viser alle lokaliteter i Rondane og Reinheimen med retning, høyde over havet, lengde på profil og periglasiale former .....	23
Tabell 4-2 viser oversikt over likning og formel for trendlinje .....	34



# 1 Innledning

## 1.1 Bakgrunn for studiet

Fjellområder med relativt flate topper og lavt relieff er å finne mange steder i den norske fjellheimen og områdene har ført til en del forskningsspørsmål knyttet til dannelsen. Det var Reusch (1901) som først beskrev dette landskapet som Norges paleiske overflate, altså Norges gamle overflate. Han tok utgangspunkt i at denne overflaten hadde blitt dannet nede på havnivå mot slutten av Mesozoikum for så å ha blitt tektonisk hevet opp som peneplan i Kenozoikum. (Nielsen et al., 2009; Reusch, 1901). Denne teorien, av noen kalt standardmodellen (Berthling, 2015), har i senere tid blitt utfordret av en hypotese kalt ICE-hypotesen (Isostasy, Climate, Erosion) (Nielsen et al., 2009). ICE-hypotesen utfordrer standardmodellen ved å hevde at den tektoniske hevingen av peneplan behøves for å forstå dannelsen av overflaten. Hypotesen ser heller på muligheten for at den paleiske overflaten er restene etter den kaledonske fjellkjede, men at overflaten derimot er dannet i Neogen-Kvartær, og at et kaldt klima har styrt periglasiale og glasiale prosesser som igjen forårsaket høyere denudasjonsrater og dermed isostatisk oppløft (Nielsen et al., 2009). Det er vanskelig å gi disse fjellområdene et godt norsk navn da det i all hovedsak skrives engelske forskningsartikler om temaet. Egholm, Andersen, Knudsen, Jansen & Nielsen (2015) beskriver områdene som såkalte «summit flats», på norsk oversatt til «toppflater», men denne oversettelsen beskriver kun toppen av flate fjell og tar dermed ikke med seg selve skråningen. Adams, Whipple, Hodges, & Heimsath (2016) kaller liknende områder i østlige Himalaya som «high-elevation, low-relief landscapes», mens Berthling (2015) bruker «High Elevation Low Surfaces» med forkortelsen HELRS for liknende områder. Det er vanskelig å finne en riktig norsk oversettelse som tar for seg mer enn toppflatene, så den engelske forkortelse HELRS vil her bli brukt som beskrivelse av fjellområder med relativt flate og jevne topper og skråninger.

Det er særlig en artikkel som tas fram som en slags potensiell «klassiker» for forskning på periglasiale prosesser og dens påvirkning på landskapet, og det er artikkelen «*The periglacial engine of mountain erosion-Part 2: Modelling large-scale landscape evolution*» skrevet av Egholm et. al (2015). Artikkelen består i hovedsak av en modellering av landskapsevolusjon og hvordan periglasiale prosesser danner de flate områdene høyt til fjells. Egholm et. al (2015) antar at en temperaturnedgang i kvartær førte til en økning av mekanisk forvitring på grunn av et større omfang av områder med frost.

## 1.2 Tidligere studier

Gjennom årenes løp har det blitt forsket mye på solifluksjon og andre periglasielle prosesser for å få en større forståelse av hvordan de opptrer, hvor gammelt et landskap er og hvor stor påvirkning disse prosessene har eller har hatt på et landskap. Feltet er svært interessant, men er også preget av mye eldre litteratur og feltarbeid som har satt standarden for hvordan man jobber. Rondane nasjonalpark er et av områdene som det tidlig ble gjort forskning på innenfor det periglasielle feltet (Shakesby, Dawson, & Matthews, 1987). Flere studier gjennom tiden har hatt som fokus å finne og evaluere faktorer som kontrollerer den romlige forskjellen på solifluksjonsprosesser og landformer. De siste årene har også forholdet mellom solifluksjon og klima fått økt oppmerksomhet mye grunnet smelte av permafrost og ødeleggelse av infrastruktur. I områder med store fjellpartier og daler fører den nedadgående bevegelsen eller siget av sedimenter til en dannelse av ulike landskapsformer og sedimenttilførsel til kanaler. Koblingen mellom relieffet og siget varierer mye og avhenger av klimarelaterte skråningsprosesser slik som frostheving og ulike typer skred. I områder med mye erosjon og skred kan dette forhindre synligheten av landheving. Nyere og spennende feltarbeid og artikler viser hvordan man ved hjelp av ny teknologi og metoder kan komme fram til nye teorier og finne nye innfallsvinkler som ikke er benyttet ennå (Gisnås et al., 2017).

## 1.3 Problemstilling

Bakgrunnen for oppgava er forslagene om at den konvekse morfologien til mange fjellpartier kan være forårsaket av en 'periglacial engine' knyttet til frostforvitring og sigeprosesser.

Oppgava tar sikte på å undersøke ulike aspekter som er koblet til en slik hypotese:

- Er toppområdene karakterisert av landformer knyttet til periglasielle sigeprosesser?
- Er det en sammenheng mellom disse landformene og hvilken helling de opptrer i?
- Har toppområdene en form som tilsvarer den som kan forutses teoretisk dersom siget er den dominerende transportmekanismen?

Oppgaven skal på en systematisk måte legge fram de eventuelle resultater som har blitt dannet gjennom bruken av de fjernanalytiske hjelpemidlene Norgei3D, Norgeskart, ArcGis og Hoydedata. Oppgaven vil først kort beskrive områdene lokalitetene har blitt hentet fra, vise til relevant teori og tidligere studier av samme kategori og deretter henviser til eventuelle funn.

Til slutt i oppgava vil det bli resultatene fra arbeidet bli diskutert og eventuelle forslag til videre forskning på temaet.

#### 1.4 Områdebeskrivelse

I forbindelse med denne oppgaven har det blitt hentet ut lokaliteter med topper over 1600 moh i områder i Rondane og i Reinheimen med innhold av blokkmark.

Rondane har blitt brukt som et av to forskningsområder i denne oppgaven og det er i all hovedsak områdene nord for Dørålen og områdene vest for Verkildalen som har blitt benyttet siden overflaten her er mindre preget av glacial erosjon i form av botner. Rondane består av gamle, harde og omdannet

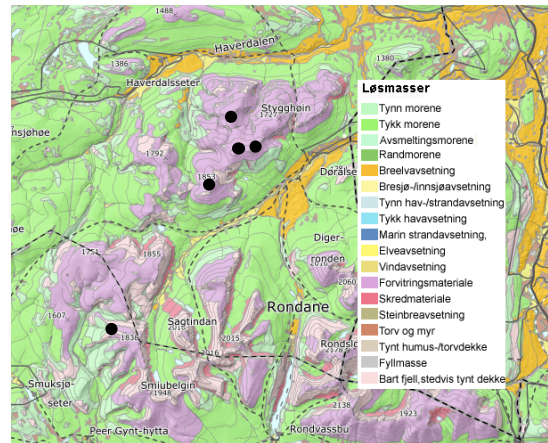


*Figur 1-1 viser sedimentære bergarter på Storronden i Rondane. Foto. Kristin Wiig Larsen*

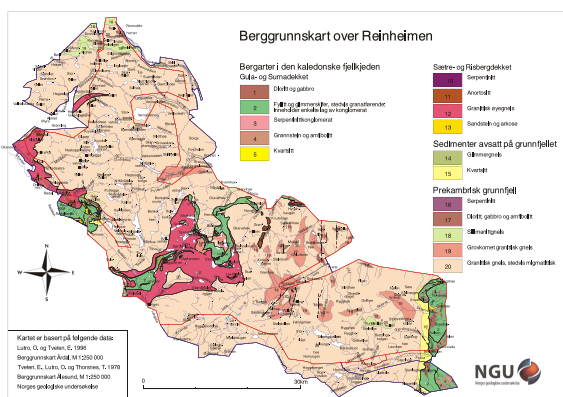
seinprekambriske sandsteiner med en

alder mellom 650-750 millioner år. Fjellformene en finner i Rondane idag er preget av avrundede fjellformer som de fleste steder er sterkt omformet av glisiale botner og dalformer. Sør-Norge har en sterk klimatisk gradient fra det maritime vestlige uttrykket til det mer kontinentale preget lenger øst. Dette ser en effekt av i forhold til likevektslinjer på breene man finner i Sør-Norge idag. Likevektslinja øker jo lenger øst man kommer (Kvisvik, Paasche, & Dahl, 2015). Dette betyr at likevektslinja må senkes mye for at Rondane skal kunne ha breer, i alle fall om sirkulasjonsmønstrene har tilsvart dagens. Løsmassekartet for lokalitetene i denne oppgaven består i all hovedsak av forvittringsmaterialer, tynne og tykkere lag med morenematerialer (se figur 1-2).

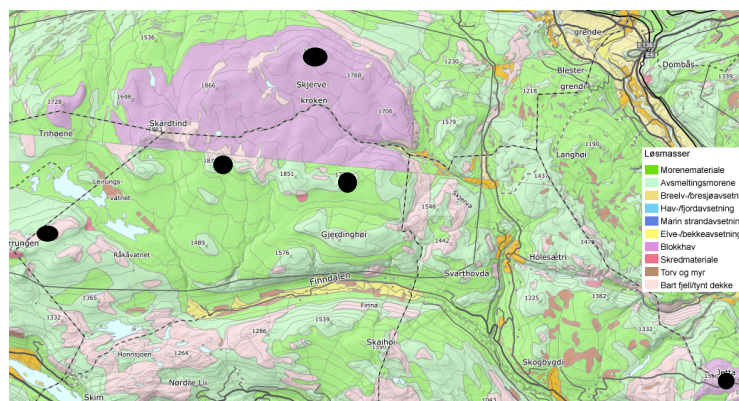
Reinheimen er en relativt ny nasjonalpark i Oppland fylke. Området strekker seg fra Dovre i øst, hvor landskapet har et lavere relieff, til Tafjord-fjella i vest hvor landskapet er preget av breer, høyere fjell, spissere tinder og smalere egger (Miljødirektoratet, 2010). Ifølge figur 1-3 består mesteparten av områdene valgt ut i denne oppgaven av prekambrisk grunnfjell bestående av granittisk gneis, dioritt, gabbro, amfibolitt og sillimanittgneis. Det er kun en lokalitet lokalisert lengst øst i Reinheimen som har innhold av fyllitt og glimmerskifer. Reinheimen består i all hovedsak av mye av de samme løsmassene en finner i Rondane. Lokalitetene som i denne oppgaven er brukt har ifølge figur 1-4 innhold av forvittringsmaterialer, bart fjell/tynt dekke og tynne og tykke lag med morenematerialer.



Figur 1-2 viser løsmassekart over Rondane (NGU, 2018b). Profilene er markert med sorte prikker.



Figur 1-3 viser berggrunnskart over hele Reinheimen. Fokusområdene i denne oppgaven er lokalisert i de sør-østlige delene av kartet (NGU, 2018).



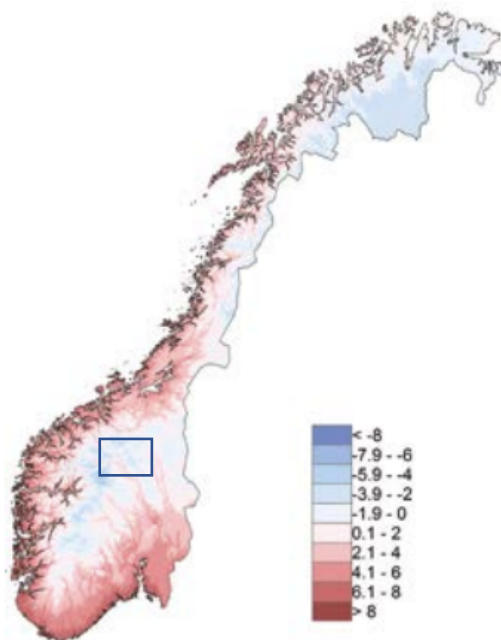
Figur 1-4 viser løsmassekart over Reinheimen (NGU, 2018b). Profilene er markert med sorte prikker.

## 1.5 Klima

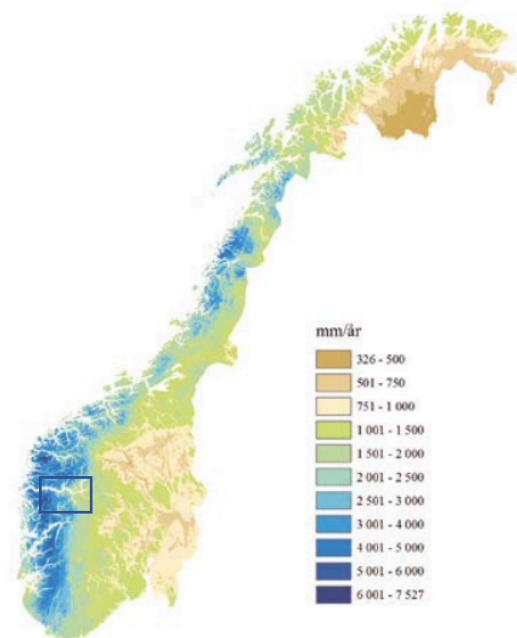
Med henvisning til figurene 1-5 og 1-6 viser disse at den årlige temperaturen i Rondane og Reinheimen mellom 1971 og 2000 lå i sjiktet mellom 0,1-2 og -3,9--2 grader celsius.

Årsnedbøren mellom 1971 og 2000 viser mellom 751 og 1000 mm i gjennomsnitt. Dette samsvarer også godt med områdenes lokalisering øst i landet hvor man ofte finner stabile temperaturer sommer som vinter mye på grunn av at fjellområdene lenger vest skygger for nedbøren.

Distribusjonen av permafrost i Norge er relativt veldokumentert gjennom flere tiår og viser at grensa for permafrost er lavere i øst enn i vest (Etzelmüller, Berthling, & Sollid, 1998, 2003; Gislås, Etzelmüller, Farbro, Schuler, & Westermann, 2013; King, 1986; Ødegård, Hoelzle, Vedel Johansen, & L. Sollid, 1996), og permafrost i de sørlige delene av landet er ifølge Westermann, Schuler, Gislås, & Etzelmüller (2013) å finne i fjellpartier og flate toppområder. Etzelmüller et al. (1998) sin artikkel om distribusjon av permafrost i Norge viser at områdene ved Dovre og Jetta har en antatt nedre permafrostgrense på henholdsvis 1450 moh og 1500 moh med en årlig gjennomsnittlig temperatur på henholdsvis -4.0 grader celsius og -4.7 grader celsius.

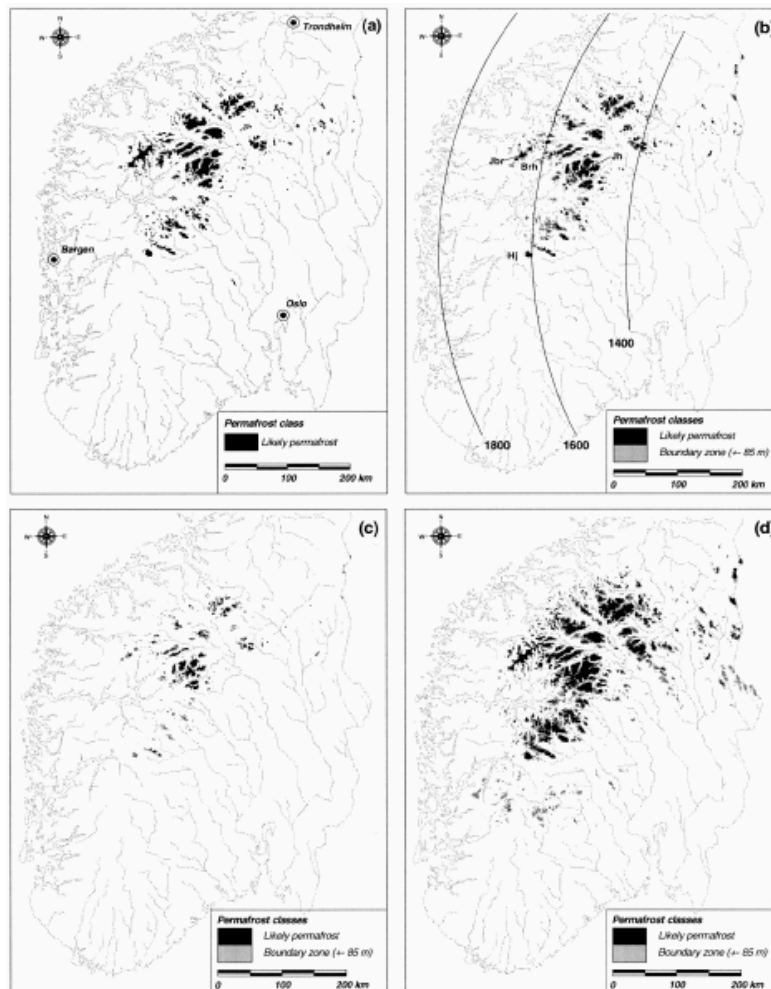


Figur 1-5 viser årsmiddeltemperaturen i hele Norge mellom 1971 og 2000. Rondane og Reinheimen er her markert (Hansen et al., 2015)



Figur 1-6 viser den midlere årsnedbøren i mm i Norge mellom 1971 og 2000. Rondane og Reinheimen er her markert (Hansen et al., 2015)

Forskning på distribusjon av permafrost i Sør-Norge av Westermann et al. (2013) viser til funn av permafrost i en høyde på 1560 moh ved Jetta ved Reinheimen og i en høyde fra ca. 1400 moh på Dovre. Dette samsvarer godt med Etzelmüller et al. (1998) sine data. I forhold til høyde over havet, temperaturregime og lokalisering i Norge kan man anta at dataene fra Etzelmüller et al. (1998) gir en god indikasjon på permafrostgrense og temperatur for områdene valgt i denne oppgava.



Figur 1-7 viser distribusjonen av permafrost i Sør-Norge. Bilde a) viser permafrostdistribusjon basert på gjennomsnittlig årstemperatur på <math><-4</math> grader celsius. Bilde b) viser nedre grense for permafrost ved hjelp av trendlinjer med konturintervaller på 200m. Bilde c) viser til distribusjon av permafrost med en grad varmere klima. Bilde d) viser distribusjonen av permafrost dersom det er et kaldere klima (Etzelmüller et al., 1998)



## 2 Teori

Geomorfologi er en studie av jordas landformer og de prosessene som danner disse. Målet med geomorfologi er å komme med gode beskrivelser om de eksisterende landformene og undersøke og skaffe nødvendig kunnskap om hvordan ulike prosesser fungerer og hvordan de endrer seg over tid (Sulebak, 2007). Innholdet i dette kapitlet er valgt ut for å gi en oversikt over de prosessene og landformene man finner i de periglasiale områdene, og på hvilken måte prosessene påvirker og endrer landskapet de opptrer i.

### 2.1 Permafrost og periglasiale prosesser og landformer

Permafrost defineres som områder hvor bakken holder en temperatur på 0 grader celsius eller kaldere i sammenhengende to år eller lenger. Permafrost i Norge er av typen varm permafrost som har en gjennomsnittlig bakketemperatur på over -3 grader celsius, og trolig har den nedre grensa for permafrost økt med 200-300 meter siden slutten av den lille istiden (Farbrot, Isaksen, Etzelmüller, & Gisnås, 2013).

Begrepet «periglasial» ble først tatt i bruk i år 1909 av den polske geologen Walery von Lozinski da han skulle beskrive den mekaniske oppløsningen av sandsteiner. Seinere utvidet han begrepet til «periglasial sone» som tok for seg de klimatiske og geomorfologiske forholdene i områder med is og breer fra Pleistocen, tundra helt ned til tregrensa og i fjellområder mellom tregrense og snølinje. Det var ikke kun Lozinski som var tidlig ute med geomorfologiske begreper på tidlig 1900-tall, men også en svensk geolog ved navn J. G. Andersson kom noen år før Lozinski ut med begrepet solifluksjon for første gang. Begrepet blir tatt opp senere i dette kapitlet. Deres forskning i fjellområder med store steinmasser, som da blant annet ble betegnet som «rock-rubble», blir idag kalt blokkhav eller blokkmark (French, 2007). Forskning på permafrost og periglasiale prosesser utviklet seg fort mellom 1950 og 1970, men problemet med utviklingen var blant annet den ukritiske holdningen til mekanisk frostforvitring og rask endring av områder i kaldere klima. I tillegg ble et spørsmål rettet mot bruken av ordet «kryo» et tegn på kritikk og diskusjon rundt terminologi. Tidligere hadde man brukt «kryo» til å forklare de prosessene en fant i kalde klima, men ordet «periglasial» ble et aksepterende begrep selv om det beskrev både en prosess og et område. Det var dette kritikken rundt begrepet «periglasial» gitt ut på og forslag om å ta i bruk flere spesifikke begreper ble et spørsmål. Det litt snevre utgangspunktet til Lozinski hvor han blant annet mente man hadde såkalte periglasiale regioner eller områder, og avhengigheten til

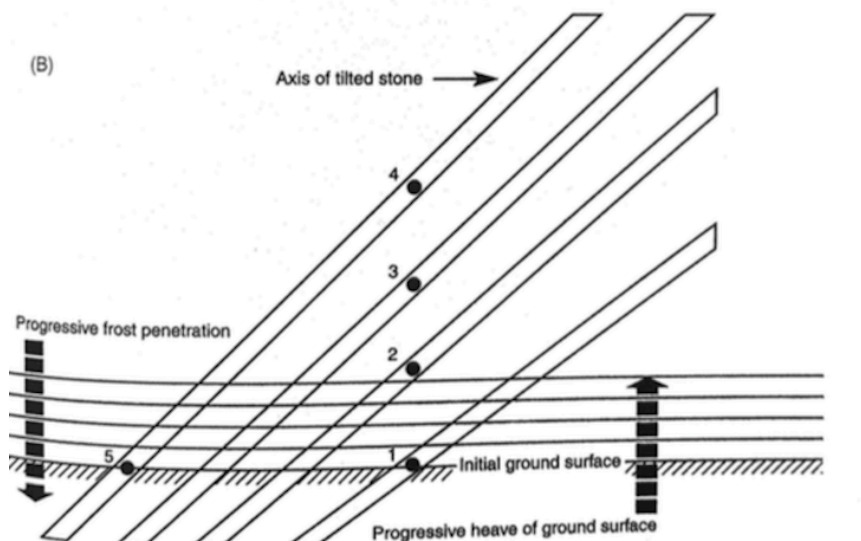
tregrenser som mal, har idag blitt erstattet med oppfatninger om at periglasiale prosesser refererer til prosesser knyttet til kalde, ikke-glasiale prosesser (French, 2007).

## **2.2 Kryoturbasjon**

De prosesser som finnes i periglasiale områder assosieres med frysing og tining av bakken, og massebevegelser influert av frostprosesser. I periglasiale områder spiller innholdet av is en større rolle for områdets bevegelse enn selve helningsgraden (Selby, 1993). Ordet kryoturbasjon er en fellesnevner for alle former for bevegelse i bakken grunnet frostprosesser og bør derfor begynne teorikapitlet i denne oppgaven (French, 2007). French (2007) nevner at begrepet refererer til uregelmessige strukturer som oppstår i områder med frostprosesser. I tillegg er kryoturbasjon en fellesbetegnelse for frostheving, tining og sortering som oppstår der bakken trekker seg sammen og utvider seg på grunn av temperaturforskjeller og ujevnt innhold av segregasjonsis. Det er vann og endring av dens fase som er årsak til kryoturbasjon og som skiller prosessene fra andre prosesser som gir bevegelse av bakken. Den oppadgående bevegelsen til steiner er det direkte resultatet av frostheving i det aktive laget. Det er idag snakk om ihvertfall to typer hypoteser, hvor den ene hypotesen går ut på at steiner og partikler fryser fast til bakken om heves, slik at det dannes et hulrom under steinen. Når bakken så tiner vil noe materiale rase ned i dette hulrommet slik at steinen heves relativt. Den andre hypotesen går ut på at høyere termisk konduktivitet i steinen gir raskere frysing og islinsdannelse. Ved tining vil også i denne situasjonen noe finmateriale rase ned og hindre at steinen kommer tilbake til sin opprinnelige posisjon (French, 2007).

## **2.3 Frostforvitring og frostsortering**

Frostprosesser fører til bevegelse og endring av steiners posisjoner i landskapet, og det er dette man ser innad i blokkmarka/blokkhavet i fjellområder. Måten frostheving og frysing tilter og endrer steiners posisjon på vises i figur 2-1. Dette skaper en form for kaos av stein som står i alle retninger. Frostsortering fører til at steinpartiklene noen steder lager sorteringsmønstre også kalt strukturmark. Dersom en sortering skjer i områder hvor bakken er fuktig med tilgang på både stein og finmaterialer kan det dannes steinsirkler. Stripper oppstår ved at sorteringen skjer lateralt, mens i helningsretningen vil sigeformene dytte det grove materialet ut mot siden (French, 2007; Gjessing, 1995). De fleste områdene med strukturmark og sortering dannes i det aktive laget.



Figur 2-1 viser hvordan stein roteres forårsaket av frysing og frostheving av bakken. Hentet fra (Pissart, 1970).

## 2.4 Blokkmark

Blokkmark er et svært vanlig syn i den norske fjellheimen. Blokkmark er en type regolitt som er vanlig å finne i høyalpine og arktiske klimaer og blir dannet ved tine- og fryseprosesser og frostforvitring. Stedegen blokkmark (autokton blokkmark) er blokkmarka man antar er dannet in-situ, og karakteriseres ved at opprinnelige berggrunnsstrukturer er bevart også i blokkmarka. Blokkmarka kan også dannes ved oppfrysing av steiner fra morenemateriale (allokton blokkmark). Autokton blokkmark har som nevnt en omstridt opprinnelse, men den må i alle fall være eldre enn Holocen da man finner både flyttblokker på toppen av blokkmarka og spylerenner fra deglasiasjonen som er skråret ned i blokkmarka. Dette tyder på at blokkmarka må ha vært bevart under innlandsisen, sannsynligvis som følge av en kaldbasert is. Dybden på denne typen blokkmark mener Ballantyne (2010) måles til rundt 1 m i tykkelse før den når berggrunn, og funn av striper og sirkler i in-situ blokkmarka er bevis på at frostprosesser påvirker landskapet. Funn av bart og fast fjell i blokkmarksområder viser en ulikhet i forvittringsraten avhengig av hvilket dekket blokkmarka består av (Ballantyne, 2010). Det er store diskusjoner rundt temaet blokkmark og hvordan den har blitt dannet (Ballantyne, 2010; Gislås et al., 2017; Rea, Whalley, Rainey, & Gordon, 1996) og Ballantyne (2010) nevner to ulike teorier som angivelig skal forklare dannelsen av blokkmarka. Den Neogene modellen anser blokkmarka som et produkt av kjemisk forvitring fra før kvartær tid, og flere studier mener å finne forvittringsmaterialer i blokkmarka som bare dannes under et varmt klima (Rea et al., 1996; Strømsøe & Paasche, 2011). Denne modellen mener at

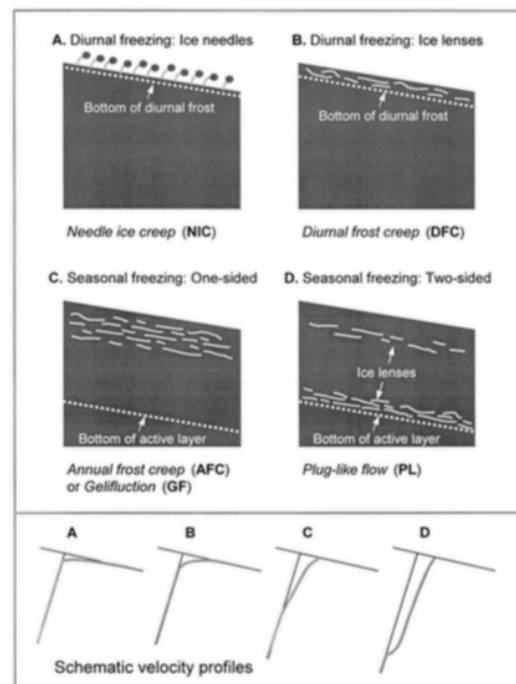
frostforvitring kun har endret et allerede eksisterende blokkmarksdekke ved sortering og spitting av steiner. Den periglasiale modellen anser blokkmarka som et resultat av hovedsakelig frostforvitring gjennom de kalde periodene i kvartær, mens andre periglasiale prosesser har bidratt til omstrukturering innad i det frostforvitrede materialet. Det er antatt at blokkmarka var dekket av en kaldbasert is som i utgangspunktet ikke skal erodere underlaget, men under riktige forhold kan også den kaldbaserte isen erodere underlaget til en grad (Ballantyne, 2010). Det vil med andre ord si at isen har ligget som et dekke over permafrosten. Trolig har blokkmarka blitt nedtært flere meter på grunn av periglasiale prosesser i kvartær, og denne nedtæringen kan være et tegn på at blokkmarka har blitt påvirket av is, massebevegelser og in-situ forvitring. På grunn av denne forvitringen i kvartær er det lite trolig at man finner direkte rester av blokkmarka datert helt tilbake til Neogen (Ballantyne, 2010). Kartlegging av blokkmark kan på en tilfredsstillende måte gjøres gjennom fjernanalyse da teksturer og tolkninger som kan baseres på selve terrenget. Dette avhenger selvsagt av hvor god kvalitet det er over bildene, men også hvor godt man kan gjenkjenne ulike typer landformer i terrenget (Etzelmüller, Ødegård, Berthling, & Sollid, 2001). Det er i all hovedsak steinenes egenskaper sammen med grunnvann som styrer hvordan blokkmarka blir dannet (French, 2007). I områder med blokkmark finner man gjerne små eller større utstikkende felt med bart fjell, på engelsk kalt «tors». Bart fjell er her kategorisert som de områdene hvor en finner fast fjell og som ikke har blitt forvitret slik som resten av materialet rundt. Bart fjell finner man i store deler av fjellandskapet og særlig litt «over» resten av terrenget, da særlig blokkmark, fordi blokkmarka kontinuerlig eroderes og forvitres ned (Ballantyne, 2010).

## 2.5 Solifluksjon

Solifluksjon blir ansett som et av de mest utbredte prosessene i periglasielle områder. Det var J.G. Andersson som først benyttet seg av ordet da han skulle beskrive en saktegående sigebevegelse forårsaket av vann fra høyere områder til lavereliggende områder på starten av 1900-tallet. Fortsatt er det et utvetydig ord da saktegående massebevegelser i kaldere områder ikke fungerer på samme måte som saktegående massebevegelser i varmere områder.

Forskjellen er at kaldere områder med sigeprosesser ikke nødvendigvis behøver en mettete grunn for å få bevegelse (Matsuoka, 2001). Ordet solifluksjon beskriver som nevnt en saktegående sigebevegelse i terrenget som skyldes fryse- og tineprosesser i bakken, og da i all hovedsak forårsaket av frostkryp og gelifluksjon som arbeider sammen på grunn av frostheving og tineprosesser. Gelifluksjon skjer under tining i veldig isrike områder med høyt porevannstrykk, mens frostkryp skjer i grunne områder med fryse- og tineprosesser

(Ballantyne, 2013; French, 2007; Harris, Kern-Luetsch, Smith, & Isaksen, 2008; Johnsson et al., 2012; Matsuoka, 2001; Selby, 1993). I ikke-permafrostområder er det beskrevet tre ulike prosesser som kan føre til sigeprosesser. Figur 2-2 viser hvordan ulike typer frostheving opererer i bakken. Iskryp, på engelsk kalt «needle ice creep», er den av de tre prosessene som fungerer mest i overflaten og ikke lenger ned i bakken. Iskryp fører til et løft av jorda på overflaten på grunn av iskrystaller. Frostkryp fungerer mye på samme måte, men prosessen finner også sted lenger ned i bakken. Frostkryp avhenger av helning og kan avhengig av temperatur skje i løpet av en dag. På vinteren kan stein heve som følge av frysing og når steinen så tiner igjen vil den ved hjelp av frostkryp ha havnet lenger ned i skråningen.



Figur 2-2 viser ulike typer frostheving og solifluksjon. Hentet fra (Matsuoka, 2001).

Sigeprosessene skjer grunnet ulike volumekspansjoner da islinser utvides normalt på bakkeoverflaten ved påfrysing av is gjennom den kalde sesongen, men medfører at bakken konsoliderer vertikalt når isen smelter påfølgende sommer. Gelifluksjon er den tredje og potensielt raskeste prosessen som fører til deformasjon og endring av landskapet (Ballantyne, 2013), og forårsakes av forhøyet porevannstrykk og strekking av jordmaterialet i det islinsene tines. Dybden og tykkelsen på islinsene og tine-frysefrekvensen er hovedfaktorene som påvirker den romlige variasjonen av solifluksjonsprosesser. Stripper er en annen prosess som kategoriseres enten som sorterte eller usorterte former og kan også opptre på toppen av solifluksjonslandformer. Dette kan føre til at tolkninger av landskapet blir mer komplisert enn ellers. I de områder der det ikke finnes tegn til stripper eller andre prosesser kaller man gjerne for jevne skråninger eller overflater (Matsuoka, 2001). Dersom stripeformene er for store i form kan det også tolkes til å være såkalte blokkstrømmer. Slike blokkstrømmer har variasjoner innenfor form, dimensjon, morfologi, innhold og struktur (se figur 2-3 for eksempel). Blokkstrømmer kan ha form som en enslig nedstrøms form, dendrittisk form eller flettet form slik man ofte finner i elvemønstre. Bredden på blokkstrømmer kan variere fra kun noen få meter til flere kilometer store. I en artikkel om blokkstrømmer i Tafjord-området viser forfatterne Wilson, Matthews, & Mourné (2017) til tidligere forskning gjort på blokkstrømmer. De ulike funnene viser til at en kan datere blokkene og blokkstrømmene til siste istids maksimum, men også enda eldre tider som tyder på en bevaring av blokkmarka. Det er lite forskning rundt blokkstrømmer men alt tyder på at de er hyppigere prosesser i terrenget enn tidligere forventet og da særlig i Skandinavia med store periglasiale områder. Det er fortsatt en del spørsmål knyttet til opphavet til blokkstrømmer som fortsatt er uklart men det er antatt at dannelsen av blokkstrømmer kan skje hyppig under de riktige klimatiske forholdene (Wilson et al., 2017).



*Figur 2-3 viser et eksempel på blokkstrømmer ved Salknappan i Reinheimen. Foto: Kristin Wiig Larsen.*



## 2.6 Solifluksjonslobe

Solifluksjonslober eller tepper, er former direkte dannet av solifluksjon. Lobene dannes ved opphoping av materialer ned skråninger grunnet en reduksjon av hastigheten slik at mer materiale transporteres inn i et område enn det som transporteres videre nedstrøms. Lobene har en klar avgrensning i front og i kantene i forhold til området rundt slik man ser i figur 2-5 (Matsuoka, 2001). Ifølge Harris (1981) har en typisk lobe en front på rundt 0,2-2 m i høyde og 2-50 m i både bredde og lengde, målt midt på loben. De såkalte solifluksjonsteppene er litt vanskeligere å definere grunnet sin diffuse horisontale ende, så videre i oppgava vil det bli skrevet solifluksjonslober eller lober, og tepper blir dermed ikke videre nevnt i teksten med mindre det er funn av tepper i datamaterialet. Solifluksjonslobenes bevegelse avhenger mye av hvilken type materialer lobene oppstår i. Lober dannet i blokkmark som domineres av daglige fryse-tine-prosesser på gir ofte grunne, men hurtiggående bevegelser nedstrøms fordi solifluksjonen ikke går så langt ned i bakken. (Matsuoka, 2001)



Figur 2-4 Viser en solifluksjonslobe (markert i oransje) i blokkmark lokalisert ved Veslesmeden i Rondane. Foto: Kristin Wiig Larsen

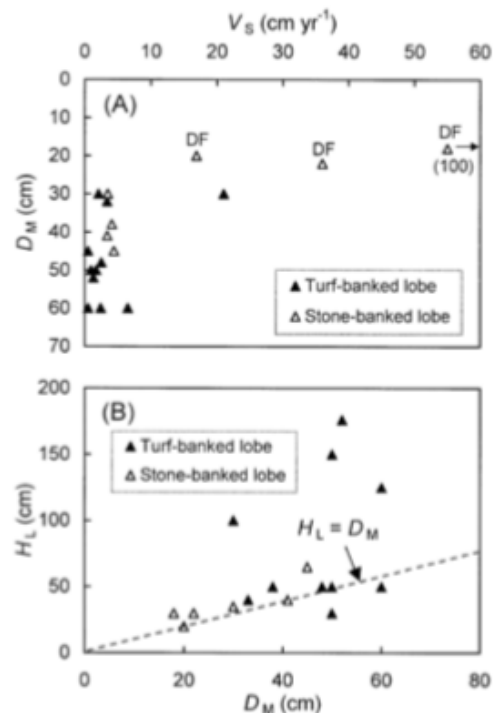
## 2.7 Periglasiale prosesser som klimaindikatorer

En viktig faktor i studier om periglasiale prosesser er spørsmål som omhandler klima og hvordan klimaendringer påvirker prosesser og landformdannelse.. Flere forskere tror at permafrosten og de periglasiale prosessene kontrolleres av og reagerer svært raskt på klimaendringer og er sensitiv til de forandringene som skjer idag (Etzelmüller et al., 2001; Matthews, Harris, & Ballantyne, 1986; Stoffel & Huggel, 2012). Dersom det aktive laget i permafrosten blir tykkere vil dette føre til at sedimenttilførselen i ulike områder endres. Dette kan føre til landskapsendring over tid. Samtidig med dette skjer det nå også en tining av breer og en økt vegetering av fjellområder som igjen kan bidra til å bremse erosjonen for hele området (Stoffel & Huggel, 2012).

Matsuoka (2001) tar frem overgangen mellom permafrost og sesongbasert frost som et punkt der klimaendringer spiller en rolle. I områder hvor kjøling har ført til dannelse av permafrost kan permafrosten føre til en økning i intensiteten på sesongbasert frostheving hvor dannelsen av impermeable lag i det aktive laget gir en bedre tilgangen på fuktighet. Trolig vil dette føre til en økning i årlig frostkryp eller gelifluksjon. Matsuoka (2001) viser til høyden på fronten av lobene er indikasjoner på solifluksjonsprosesser og mikroklimate, og at høyden på inaktive

lober eller begravde strukturer kan være indikatorer på hvordan prosessene fungerte under tidligere klimaer. Figur 2-5 viser at loper i blokkmark med front lavere enn 20 cm være dannet av i all hovedsak daglig fryse-og tineprosesser eller innhold med finere materialer i de øvre 20 cm av laget. Loper i blokkmark med front høyere enn 20 cm og loper i torvmaterialer/sedimentinnhold dannes i all hovedsak fra årlige fryse- og tineprosesser.

Forskjellen skjer grunnet materialenes tykkelse i forhold til tid det tar å tine og fryse. I de fleste tilfeller er bakkens maksimum dybdebevegelse ( $D_m$ ) mindre enn maksimum dybde for årlig tine- og fryseprosesser. I områder hvor permafrosten er kald nok til å produsere oppadgående frysing vil maksimum dybde på bevegelse trekke seg nærmere dybden på daglig frysing. Tykke loper, som er den dominerende formen, kan også være en indikasjon på tilgangen til materiale gjennom sesongbasert frysing eller forekomsten av tosidig frysing etterfulgt av «plug-like-flow» (Matsuoka, 2001).



Figur 2-5 Viser at man får tykkere loper dersom solifluksjonen får dypere i terrenget. Det vil si at den maksimum dybden på bevegelse avgjør minimum høyde på front. DF: Diurnal frost dominant;  $H_L$ , frontal height of a lobe (Matsuoka, 2001).

## 2.8 Norges paleiske overflate, Standardmodellen vs. ICE-hypotesen

Norge består av store deler flate og langstrakte vidder med tydelige nedskjæringer i terrenget. Denne flate formen på landskapet kaller man for et paleiske landskap som betyr en gammel overflate. Senkninger i form av nedskjæringer i terrenget er nyere landskapsformer dannet av fluviale og glasiale prosesser over en lang tidsperiode. Det blir antatt at den paleiske overflaten ble dannet i en periode da klimaet var varmere enn det en har i Norge idag, fordi



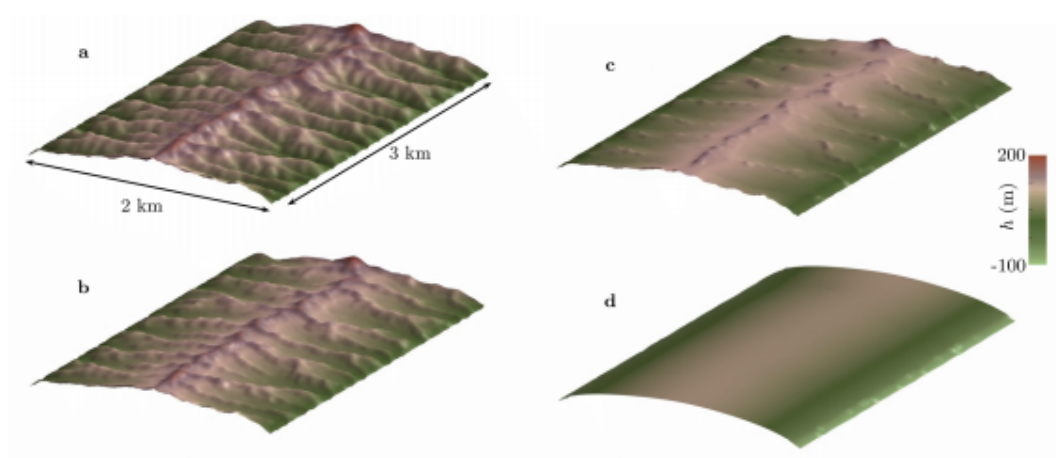
den gamle overflaten sies å likne de overflatene en finner i varmere klimaer. Allerede i 1901 skrev geologen Hans Reusch om Norges paleiske overflate. Paleisk landskap betyr gammelt landskap og Reusch mente at de fjellområdene vi finner i landet idag en gang ble dannet som lavland før en landheving. De flate områdene og viddene med lavt relieff var altså gamle paleiske overflater som en gang var hevet (Reusch, 1901). Denne forståelsen av Norges paleiske landskap kan kalles standardmodellen/den klassiske modellen og munner ut i at fjellene en finner i Norge og i Skandinavia idag er dannet av den «tertiære landhevingen». Lidmar-Bergström, Ollier, & Sulebak (2000) kartlegger flere ulike flater i ulike høyder. De høyeste flatene er eldst, og har senere blitt hevet gjentatte ganger og utsatt for videre nedbryting med påfølgende dannelse av nye overflater i lavere nivåer. Dette forutsetter selvsagt at landskapet har vært utsatt for tektonisk heving gjennom flere perioder.

I seinere tid har forholdene rundt vår landheving blitt modifisert. Det er ingen enighet rundt temaet, men det har kommet en hypotese som utfordrer den klassiske modellen. Denne hypotesen går under navnet ICE-hypotesen som står for isostasi (I), klima (C) og erosjon (E). ICE-hypotesen peker på at den fjellkjeden vi finner idag er en gammel rest av den Kaledonske fjellkjeden og at det hverken har vært noen paleiske overflater eller en tertiær landheving. I istedenfor landheving tar Nielsen et al. (2009) fram klima som en viktig faktor for landskapsevolusjonen, og at korrelasjonen mellom de globale og de lokale temperatursvingningene og sedimenttilførselen i Paleogen viser at klima heller enn tektonisk landheving kontrollerte sedimentproduksjonen i området. Videre mener Egholm et al. (2015) og Nielsen et al. (2009) at den fjellkjeden en finner i Norge har idag er en direkte konsekvens av en nedkjøling av klimaet, og at dette har ført til en økning i erosjonsraten som igjen setter i gang heving av fjell. ICE-hypotesen forklarer områder med lavt relieff som et resultat av erosjon av isbreer, en såkalt «glacial buzzsaw» som kontrollerer morfologien og begrenser høyden på terrenget til å ligge under likevektslinja. Denne glasiale motorsaga er et effektivt verktøy for å kutte og flate ut de høye toppene i fjellområder, men den vil ikke kunne danne helt jevne og flate topper, og det er her «periglacial buzzsaw» kommer inn. Den periglasiale motorsaga skal under mellomistidene, men om mulig også mer eller mindre samtidig som den glasiale motorsaga, ha jevnet ut de isfrie områdene. ICE-hypotesen er på mange måter mangelfull og kan ikke forklare at den kaledonske fjellkjeden har overlevd i så mange millioner av år. Den passer heller ikke inn med teorien om den norske kaldbaserte innlandsisen, men sammenhengen mellom isostasi, klima og erosjon er definitivt en faktor som spiller inn og har spilt inn på dannelsen av landformene vi finner i Norge idag, men det

kan ikke alene være årsaken til relieff (D. L. Egholm, Nielsen, Pedersen, & Lesemann, 2009; Müller, 2014; Nielsen et al., 2009; Ramberg, Bryhni, & Nøttvedt, 2007).

## 2.9 High Elevation Low Relief Surfaces - HELRS

Debatten om HELRS er i Skandinavia komplisert, og diskusjonen utspiller seg rundt de to motstridende hypotesene nevnt i kapitlet ovenfor. Ved å kunne løse denne problemstillingen vil man kunne forstå ulike forhold og da særlig forholdet mellom dannelse av fjell og globale klima. De fleste høye fjellkjeder var under kvartær dekket av is og isbreene skal ha flittig endret og erodert landskapet i flere millioner av år (se figur 2-6). Den subglasiale erosjonen finner vi tegn til i landskap formet med U-daler, hengedaler og fjordlandskap. Egholm et. al (2015) viser at prosesser som ikke direkte er knyttet opp mot glasiale prosesser fører til erosjon av fjellområder. Observasjoner viser til at noen områder ikke har tegn til å ha hatt glasial erosjon, eller kun slike forhold over en kortere periode. I tillegg har en fallende temperatur de siste 15 millioner år ført til at andre erosjonsprosesser slik som frostprosesser og sedimenttransport har spilt en større rolle over en lenger tid. Egholm et. al (2015) tror dermed at man har undervurdert påvirkningen periglasiale prosesser har og har hatt på fjellområder. Kalde klimatiske og ikke-glasiale prosesser er også assosiert med toppflater. Utbredelsen av toppflater (summit flats) avhenger av hvordan vann påvirker frostsprengning. Det som karakteriserer områder med lavt relieff er at forvitring avhenger av transportmuligheten til materialet. Altså, tilgang på vann er da en viktig komponent for at området skal eroderes og bevege seg sakte nedover. Materialer som blir transportert nedover toppflatene er diffusive skråningsbaserte prosesser som er en slags funksjon av sedimenttykkelse og mangel på dreneringskanaler (Egholm et. al, 2015).



Figur 2-6 viser hvordan et fluvialt landskap over tid endres av solifluksjonsprosesser og blir til et diffusivt landskap med jevne toppflater (Egholm et. al, 2015).

## 2.10 Skråningsutvikling, modellering, trendlinje og R-kvadrert verdi

De bevegelsene en finner nedstrøms bakke- og fjellandskap endrer og eroderer landskapet og transporterer sedimenter ned i blant annet elvekanaler. Forholdet mellom heving av blokkmark og skråningens helning avhenger mye av klimarelaterte skråningsprosesser slik som for eksempel frostforvitring, og en ser at sedimentdybden og helningsgraden til skråninger spiller en stor rolle for sedimentfluxen i området. De lineære transportmodellene som forutser konvekse skråninger og har en enkel matematisk form som gjør de enkle å bruke i analyse av landskapsmodeller. Denne modellen baserer seg på at sedimentfluxen varierer proporsjonelt med den lokale gradienten til skråningen (Roering, 2008).

Dersom man tar for seg massebalansen til en skråning uten forvitring vil man kunne sette opp en likning for  $Q_{out} = Q_{in} + \Delta S$ . Det vil si at masse ( $Q_{out}$ ) ut er lik den massen ( $Q_{in}$ ) som transporteres inn i systemet pluss  $\Delta S$  som betyr endring i topografi over tid. Regner man med at forvitring skjer i skråningen må man også ta hensyn til hvor mye berggrunn som faktisk forvitrer, samt endringen som skjer i tettheten fra berggrunn til forvittringsmaterialet. Dersom man forenkler litt og tenker seg at forvitringen nedover skråningen er lik hele veien vil likningen for massebalanse med forvitring  $Q_{out} = Q_{in} + \Delta S + \text{forvitring}$  se slik ut:

*Formel 2-1 likning for massebevegelse med forvitring*

$$\frac{\partial R}{\partial t} = \frac{\rho_r}{\rho_b} \dot{W} - 1/\rho_b \partial Q_x / \partial x$$

$R$  er her tykkelsen på løsmaterialedekke.  $\rho_r$  er tettheten til berggrunn.  $\rho_b$  er tettheten av løsmateriale.  $\dot{W}$  er forvittringsraten og  $Q_x$  er materialfluxen. Ved en «steady state» vil likningen se slik ut, og  $Q_x$  vil dermed øke med avstanden fra skråningens topp.

*Formel 2-2 likning ved «steady-state»-tilstand*

$$\frac{\partial R}{\partial t} = 0: \rho_r \dot{W} = \frac{dQ_x}{dx},$$
$$Q_x = \rho_r \dot{W} x$$

Med diffusive landskap menes det landskap som jevner ut lokale relieff og landskap ved å fjerne skarpe «kanter» og «hjørner». Diffusjonslikningen ser slik ut:

*Formel 2-3 diffusjonslikning*

$$\frac{\partial R}{\partial t} = \frac{\rho_r}{\rho_b} \dot{W} - \frac{1}{\rho_b} \frac{\partial(-k(\frac{\partial z}{\partial x}))}{\partial x} = \frac{\rho_r}{\rho_b} \dot{W} + \kappa \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}$$

Parameteren  $k$  betegnes som landskapsdiffusiviteten, og betegner effektiviteten til transportsystemet.  $X$  står for avstanden til vannskillet (Anderson & Anderson, 2010).

### 2.10.1 Helningsgrad

Sammenheng mellom landformer og helningsgrad kan regnes ut for å bedre forstå hvor ulike landformer opptrer i forhold til helningsgrad. Ved å dividere høydeforskjellen på den horisontale avstanden og deretter sette det inn i en sinusfunksjon vil man finne helningsgraden til skråninger. Sinus  $a$ , hvor  $a$  er vinkelen.

*Formel 2-4 sinus til vinkel*

$$\text{Sinus til vinkel } (a) = \frac{\text{Høydeforskjell}}{\text{Horisontal avstand}}$$

Sinus  $a$  vil konverteres ved hjelp av radianer ved bruk av Excel og en konvertering til grader må dermed manuelt gjøres:

*Formel 2-5 konvertering av sinus a*

$$\text{ARCSIN}(\text{sinus til vinkel}) = \text{vinkel i radianer}$$

Videre konvertering til grader:

*Formel 2-6 konvertering til grader*

$$\text{GRADER}(\text{vinkel i radianer}) = \text{vinkel i grader}$$

### 3 Metode

I dette kapitlet vil metoden og fremgangsmåten som ligger til grunn for resultatet bli forklart. Det har her blitt brukt flere metoder for å fremstille resultatene på en god og oversiktlig måte.

#### 3.1 Digital terrengmodell, DTM/DEM

Digital terrengmodell er et datasett som brukes til å modellere en topografisk overflate. For å kartlegge en overflate så nøyaktig som mulig er det viktig å lagre et nesten uendelig nummer av observasjoner, noe som krever mye arbeid og lagringsplass. Det er dermed viktig å velge seg ut et nummer av observasjoner med egen geografisk lokalisering. DTM er godt egnet for produksjon av høydekurver og fjellskygge (hillshade), i tillegg til helningskurver og terrengprofiler (Geonorge, udatert).

#### 3.2 Ortofoto

Ortofoto er et georeferert fly – eller satellittbilde som knyttes til et referansesystem og som kan brukes i analyser og 3D-visualisering koblet til terrengmodeller. Ortofoto kan fås med tre ulike ortofotooppløsninger på 10, 20 og 50 cm pixel som vist i figur 3-1. Det vil si at ved høy oppløsning har man en lav verdi for ortofotooppløsningen. Det vil si at et ortofoto med 50 cm pixel har bakkeoppløsning med 50 x 50 cm. Ortofoto 50 er kategorisert som det nasjonale programmet for opprettholdelse av basiskartene og temakart sentralt og usentralt. De siste årene har det blitt produsert ortofoto med lavere verdi for ortofotooppløsning også innenfor dette nasjonale programmet og dette har gitt bedre kart å arbeide med også i mindre sentrale områder (Statens Kartverk, 2013)



Figur 3-1 viser eksempel på ortofotooppløsning med henholdsvis 10 cm, 20 cm og 50 cm. Hentet fra Statens Kartverk (2013)

Ortofotoene som har blitt brukt i denne oppgaven har blitt bestilt og lastet ned fra Geodata. Ortofotoene har 50 cm pixel og det er i all hovedsak TIF-filene som har blitt benyttet. TIF-

filene leveres ikke med georeferanse og har dermed blitt georeferert til å korrelere med DTM. Det er TIF-filen som har blitt benyttet i ArcGIS. Ortofotoene har blitt lagt over DTM for områdene som gir muligheten til å referere overflatens høyder og gir nøyaktighet i arbeidet.

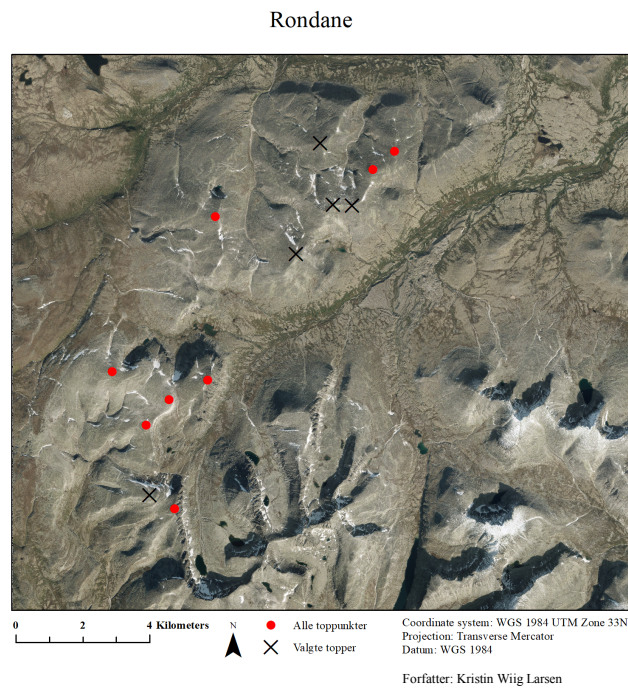
### 3.3 Fremgangsmåte i ArcGIS

I Rondane har det blitt valgt ut toppene over 1600 moh. lokalisert nord for Dørålen og vest for Verkilsdalen. Det har blitt gjort på grunnlag av at toppene lokalisert lenger øst i Rondane har mye brattere fjellsider hvor sannsynligheten for at andre former for massebevegelser og erosjonsprosesser spiller en større rolle enn sigeprosesser i forhold til de valgte områdene. Toppene i Reinheimen er òg over 1600 moh og har, fra bildene å tolke, et mer blandet innhold av blokkmark og morenematerialer enn det man finner i Rondane.

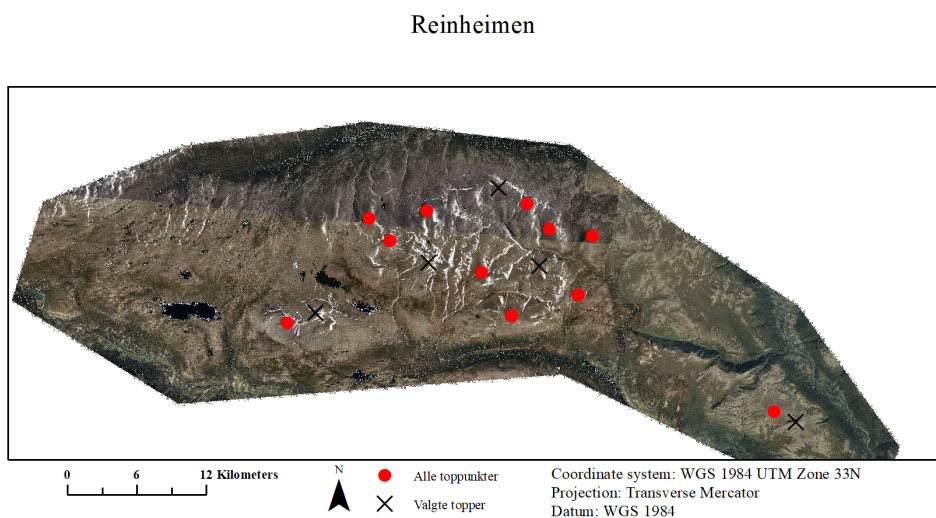
Alle toppene har fått grafer med høyde over havet og avstand til topp. I hvert område har det blitt valgt ut 5 topper ved hjelp av en tilfeldighetskalkulator. På denne måten har objektiviteten blitt holdt til en viss grad under valg av områder. Videre har det blitt benyttet ArcGIS for all analyse av datamateriell. Det har blitt benyttet DEM som utgangspunkt for analysen slik at høydedata for områdene er tilgjengelige. Deretter ble ortofoto lagt over for en mer lettvinnt kartlegging enn å kun bruke DEM. Ved hjelp av Norgebilder.no, Norgeskart.no og Norgei3D.no har de 13 toppene blitt valgt ut på grunnlag av høyde over havet. Videre har disse kartverktøyene blitt benyttet som supplement for den ekstensive kartleggingen som har blitt gjort i de tilfeldig valgte toppene. Dette har bidratt til en mer korrekt datainnsamling da kvaliteten på ortofoto i ArcGis noen steder har avviket fra ønskelig oppløsning. Hvert område har blitt klippet ved hjelp av «Clip-tool»- funksjonen i Data Management. Det har både blitt klippet i DEM og i TIF-filene for at kartleggingen av punktene skal skje mer effektivt. I tillegg har klipp av DEM funksjonen til å naturlig snevre inn områdene slik at det er lettere å lage gode profiler for hvert område. Videre har det så blitt benyttet «Editor-tool»- funksjonen til å kartlegge «Lobefront», «Striper», «Bart fjell» og «strukturmark». Etter flere forsøk på å lage en modell som gjør dette automatisk ble det til slutt denne funksjonen og en manuell bruk av den som ble benyttet. Hver og en av disse funksjonene ble dannet som «Shapefile» i geodatabasen.

Hvert område ble avgrenset uavhengig av de andre områdene. Dette førte til at noen profiler ble lenger enn de andre. Høydekonturer ble tatt i betraktning under avgrensing av profillengden slik at profilen ikke gikk for langt ned i terrenget hvor andre skrånings- og

erosjonsprosesser kan spille en større rolle enn de periglasiare prosessene. Retningen til hver enkelt profil ble valgt ut på bakgrunn av hvor det falt seg naturlig å lage en terrengprofil, altså hvilken retning skråningen var lokalisert.



Figur 3-2 Oversiktsbilde over valgte topper i Rondane.



Figur 3-3 Oversiktsbilde over valgte topper i Reinheimen.

### 3.4 Bruk av Høydedata og Excel

Høydedata.no har blitt brukt for å hente ut terrengprofiler for hvert område. DEM er her på 10 m og gir god nøyaktighet med tanke på profilenes kurvatur og helning i terrenget.

Profilkurvene har videre blitt lastet ned til Excel med X, Y, Z og M verdier. Verdiene for Z og M som viser til henholdsvis høyde over havet og avstand fra topp har blitt plottet som punktdiagram med polynom som trendlinje med R-kvadrert verdi og formel. For å se hvor godt profilene korrelerer seg imellom og sammenfaller med tanke på avstand fra topp har hver profil fått samme toppunkt. R-kvadrert verdi forteller oss hvor nær trendlinjeverdien er den virkelige verdien til grafen. Excel har også blitt benyttet til å regne ut helningsgrad for de konvekse formene hos hver enkelt lokalitet.

En trendlinje er en linje som tilpasses de verdiene som finnes i en graf. Trendlinjen er mest troverdig når den R-kvadrerte verdien er nær 1. Et polynom trendlinje er en trendlinje som brukes for dataverdier som oppleves å svinge, slik som for eksempel skråninger. En lineær trendlinje er en rettlinjert trendlinje som brukes i datasett hvor en ser at man har en jevn stigning eller jevnt fall. Også her er trendlinjen mest troverdig jo nærmere 1 den er (Microsoft Office, Udatert).



## 4 Resultater

For å visuelt kartlegge periglasiale landformer har det vært nødvendig med kunnskap om utformingen av de ulike landformene samt grunnleggende kunnskap om de geomorfologiske forandringene som skjer i fjellområder. Ved bruk av ArcScene har det vært mulig å fremlegge deler av resultatene for hvert punkt ved hjelp av en 3D-modell.

Tabell 4-1 viser alle lokaliteter i Rondane og Reinheimen med retning, høyde over havet, lengde på profil og periglasiale former

Lokaliteter	Retning	Moh	Lengde på profil (ca. m)	Observasjoner/periglasiale former	Helningsgrad for markert skråningsdel
<b>Profiler</b>					
<b>Rondane</b>					
Sagtind vest	Vest	1811	1600	Lobefront, bart fjell, striper	13°
Stygghøin	Vest	1853	1200	Strukturmark, lobefront, bart fjell, striper	24° og 14°
Småhaugan 1	Nord	1858	900	Strukturmark, lobefront, bart fjell, striper	16°
Småhaugan 2	Sør	1852	1100	Strukturmark, lobefront, bart fjell, striper	23°
Stygghøe	Vest	1710	800	Strukturmark, lobefront, bart fjell, striper	27°
<b>Profiler Reinheimen</b>					
Blåhøe	Sør	1617	650	Strukturmark, lobefront, striper	27° og 12°
Kjølen	Sør	1755	3000	Strukturmark, lobefront, striper	6°
Leirungshøi	Vest	1825	1600	Lobefront, striper	8°
Rundkollan	Vest	1873	3000	Strukturmark, lobefront, striper	8° og 6°
Topp 1731	Sør	1731	2550	Strukturmark, lobefront og striper	4° og 10°

## 4.1 Profilene i Rondane

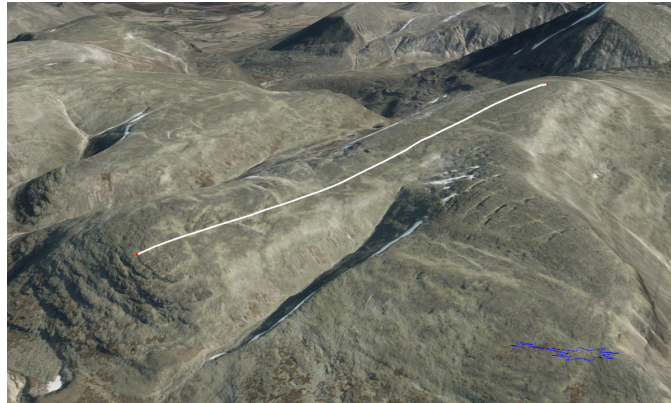
### 4.1.1 Sagtind vest

Høyde over havet: 1811

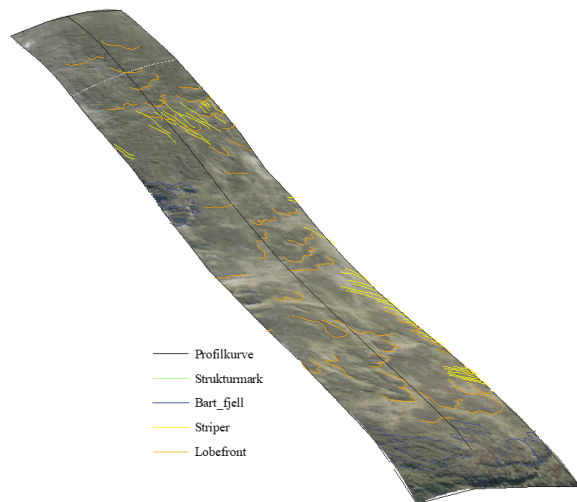
Helning: 13°

Tolkning:

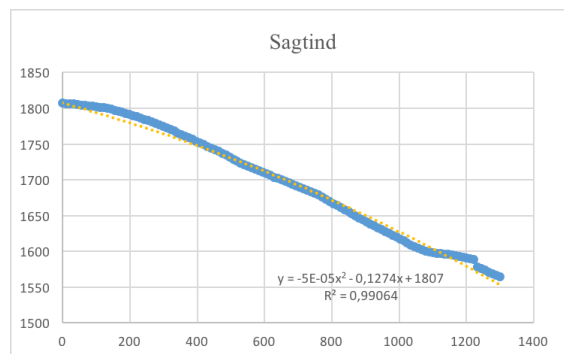
Sagtind vest er lokalisert vest for Sagtindene og med lokasjon vest i Rondane. Det valgte området viser en profil med noe konvekst toppområde og en lineær kurve ned til 1600 moh hvor skråningen får en mer konkav form med delvis bart fjell og kun blokkmark uten tegn til sigeformer (jevn overflate). Denne profilen viser hvordan striper opptrer på solifluksjonsloben og skaper et kaotisk terreng og landskap som kan gjøre det vanskeligere å tolke de periglasielle landformene som opptrer i terrenget. Funn av bart fjell kan være tegn til sig som transportmekanisme som fjerner materialer, men også at det her er en ulik forvitring i ulike deler av skråningen.



Figur 4-1 Profil for Sagtind vest i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no



Figur 4-2 viser profilkurve med kartlagte sigeformer



Figur 4-3 viser grafen tilhørende Sagtind vest med likning og r-kvadrert verdi.

### 4.1.2 Stygghøin

Høyde over havet: 1853

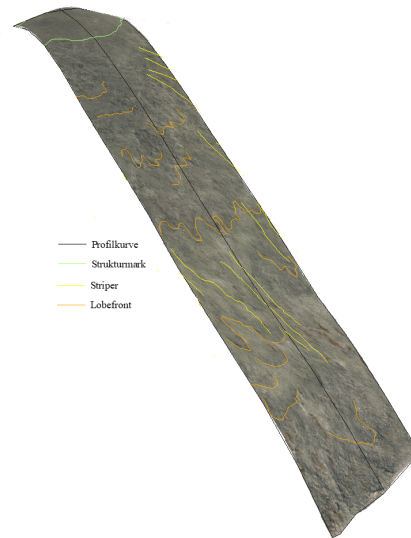
Helning: 24 ° og 14°

Tolkning:

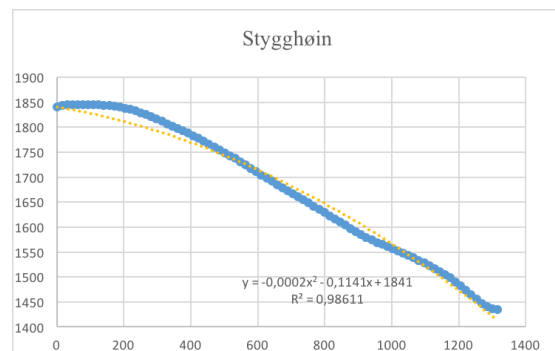
Stygghøin er lokalisert vest for Dørålseter turisthytte i fjellområdet nord i nasjonalparken. Profilen er preget av strukturmark på et konkavt toppunkt, store lobefronter og former som kan kategoriseres som lobetepper. Stripene opptrer her over, rundt og langs lobeformene med retning ned til antatt fluvial nedskjæring. Profilen har en tilnærmet lineær form helt ned til antatt fluvial nedskjæring. Profilen viser tegn til å inneholde noe torv eller annen vegetasjon i de nedre delene som kan stemme med løsmassekartet (figur 1-2).



Figur 4-4 Profil for Stygghøin i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no



Figur 4-5 viser profilkurve med kartlagte sigeformer



Figur 4-6 viser grafen tilhørende Stygghøin med likning og r-kvadrert verdi.

### 4.1.3 Småhaugan 1

Høyde over havet: 1858

Helning: 16°

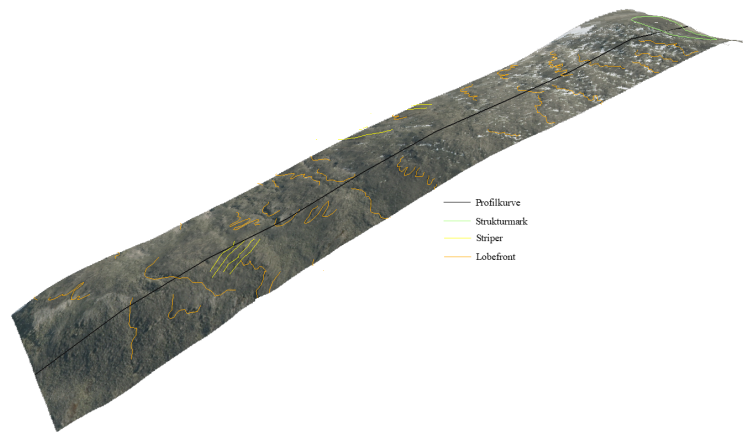
Under kartleggingen av toppene i Rondane ble jeg klar over at flere topper hadde likt navn, så for å gjøre kartlegging og lesing enklere ble toppene nummerert.

Tilfeldigheten har det til at begge toppene ble valgt ut som en av de fem toppene i Rondane.

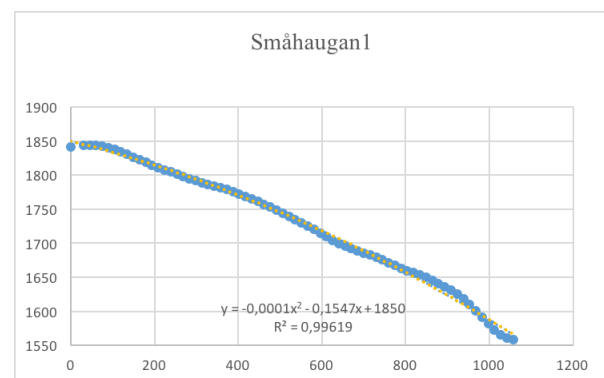
Småhaugan 1 er lokalisert vest for Dørålseter og ligger på 1853 moh. Profilen har en nordøstlig retning og profilen som er satt følger ikke helt og holdent den bratteste skråningen. Dette er bevisst gjort da profilen i så måte ville ha blitt i det korteste laget. Området er av stor interesse da den har mange «små» solifluksjonslober jevn fordelt på skråningen. Toppen har en jevn konkav flate med tegn til strukturmark før striper og loper opptrer i den relativt lineære delen av profilen. Selve profilkurven er satt langs ryggen av skråningen og de periglasielle formene opptrer nedover selve ryggen samt langs kantene ned mot skråningene på hver side. Profilen viser ikke like klare tegn til stripeformer, selv i denne gradienten, så trolig spiller lokale forhold en stor rolle.



Figur 4-7 Profil for Småhaugan 1 i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no



Figur 4-8 viser profilkurve med kartlagte sigeformer



Figur 4-9 viser grafen tilhørende Småhaugan 1 med likning og r-kvadrert verdi.



#### 4.1.4 Småhaugan 2

Høyde over havet: 1852

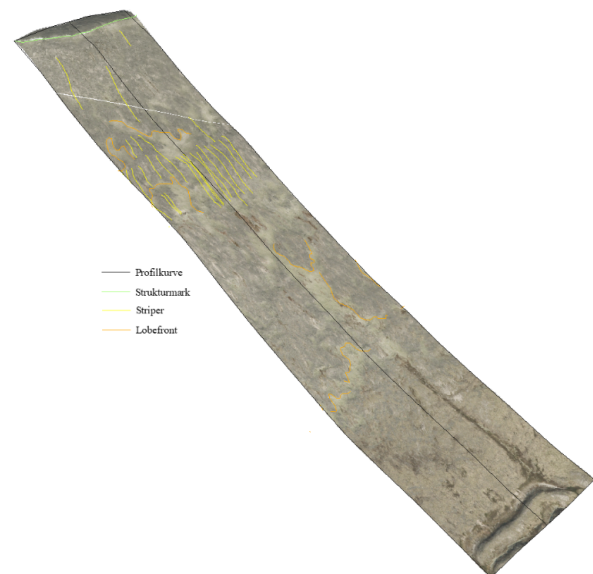
Helning: 23°

Tolkning:

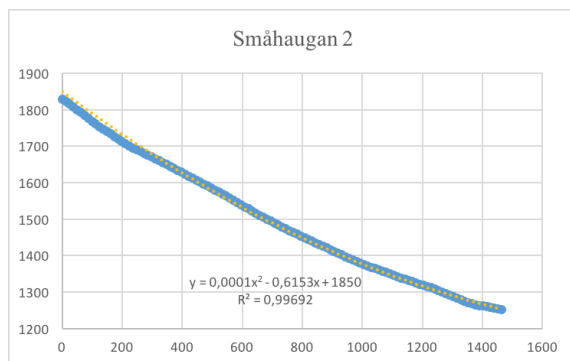
Småhaugan 2 har blitt kartlagt med en sørvendt retning. Det er mulig området har et tynnere lag med materialer enn de andre områdene kartlagt i Rondane da det her har vært vanskeligere å finne klare sigeformer. Strukturmark på toppen indikerer et jevnt og flatt toppunkt før striper og blokkmark indikerer start på helning. En litt mer komplisert skråning å tolke da skråningens former er diffus. Kan mulig tolkes som en jevn overflate med mindre periglasiale prosesser, men tegn på striperformer og lobefronter indikerer også at periglasiale prosesser her spiller en rolle. Grafen til Småhaugan 2 er på omlag 1100 meter og er særdeles jevn med like avvik i helningsgraden.



Figur 4-10 Profil for Småhaugan 2 i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no



Figur 4-11 viser profilkurve med kartlagte sigeformer



Figur 4-12 viser graf tilhørende Småhaugan 2 med likning og r-kvadrert verdi

#### 4.1.5 Stygg høe

Høyde over havet: 1710

Helning: 27°

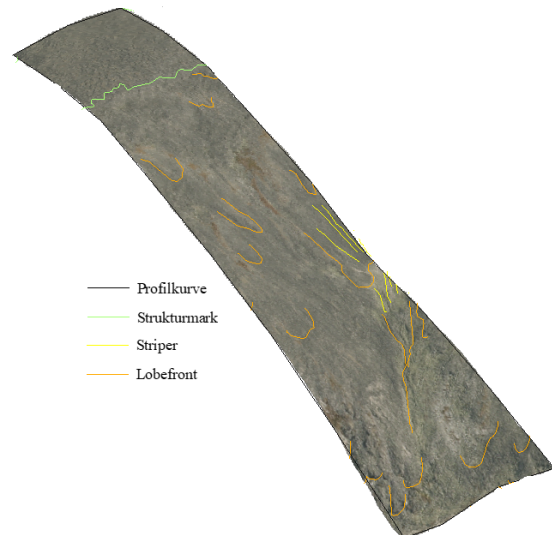
Tolkning:

Stygg høe er lokalisert nord i Dørålen og viser svært gode tegn på periglasiel aktivitet. Toppen har en klar og tydelig strukturmark i konveks form og tydelige

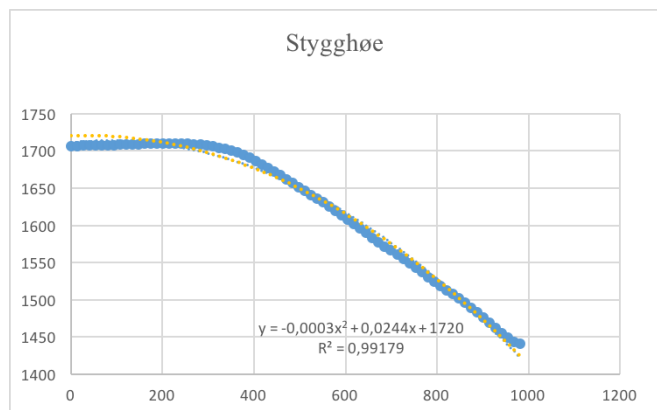
lobeformer jevnt fordelt ned skråningen. Det er ingen klare tegn til et skille mellom hvor ulike sigeprosesser opptrer. Selve lobene har relativt jevne former og viser lite tendens til «teppeform». Profilkurvens slutt er satt i bunn av skråningen hvor andre prosesser potensielt spiller inn. Det er noen tegn til morene eller torv-materialer i denne skråningen, men i all hovedsak er det blokkmarksinnhold. Figur 4-15 viser en tydelige lineær skråningsform.



Figur 4-13 Profil for Stygg høe i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no



Figur 4-14 viser profilkurve med kartlagte sigeformer



Figur 4-15 viser grafen tilhørende Stygg høe med likning og r-kvadrert verdi.

## 4.2 Profilene i Reinheimen

### 4.2.1 Blåhøe

Høyde over havet: 1617

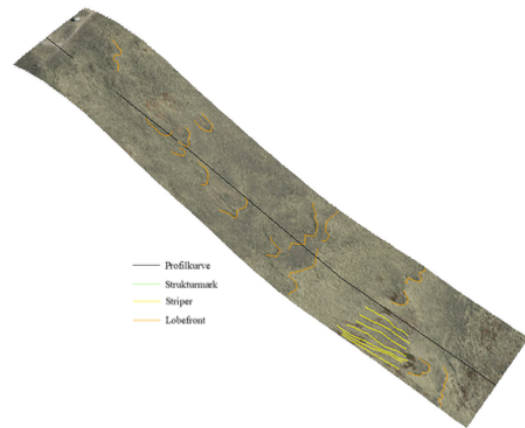
Helning: 27° og 12 °

Tolkning:

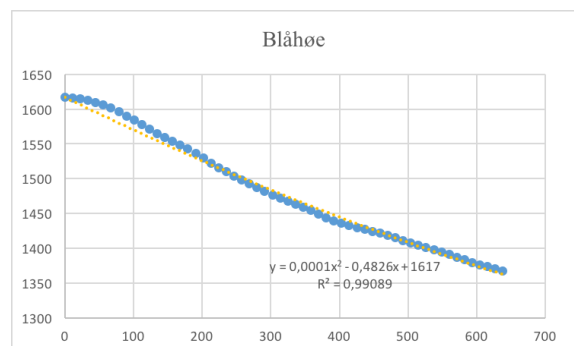
Blåhøe har tydelige tegn til dannelse av stripeformer og lobefronter nær toppen, mens det lenger ned i profilen blir et mer diffust landskap som er vanskeligere å tolke. Selve toppområdet er av konveks form, mens skråningen har en lineær kurve. Lobefrontene er relativt utydelige å kartlegge og kan være påvirket av et ortofoto med noe dårligere resolusjon enn for de andre profilene. Profilens graf strekker seg fra 1600 moh og ned til ca. 1350 moh, og har dermed en svært bratt helningsgrad. Profilens jevne overflate gjør det vanskelig å finne tydelige lobefronter og det har her kun blitt kartlagt de aller tydeligste tegnene på slike fronter.



Figur 4-16 Profil for Blåhøe i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no



Figur 4-17 viser profilkurve med kartlagte sigeformer



Figur 4-18 viser grafen tilhørende Blåhøe med likning og r-kvadrert verdi.

## 4.2.2 Kjølen

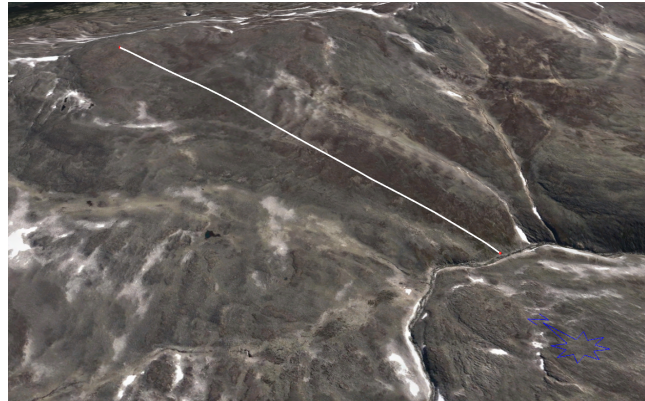
Høyde over havet: 1755

Helning: 6°

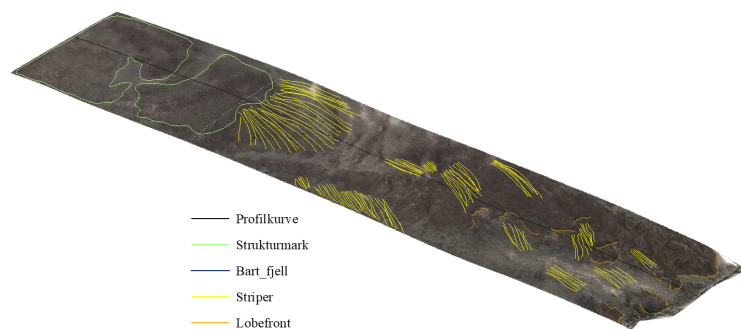
Tolkning:

Kjølen ligger lokalisert nord i den østlige delen av Reinheimen. Denne profilen strekker seg hele 3 km og ender der ved en fluvial nedskjæring. Dette er gjort da områder med en tydelig nedskjæring i terrenget viser at andre skråningsprosesser kan spille en større rolle enn de

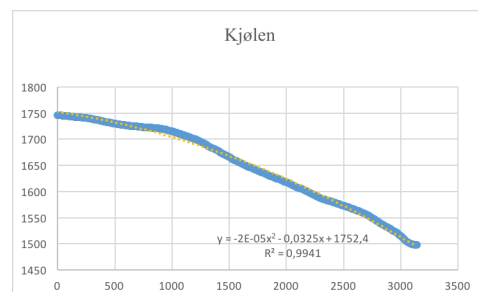
periglasiale prosessene i området. Med henvisning til grafer er toppområdet relativt konvekst, men med noen ujevnheter i terrenget. Selve skråningen har en lineær form helt ned til fluvial dal. Den konvekse formen til toppområdet viser tydelige tegn til strukturmark og før helningen fører til dannelse av store stripeformer, kan mulig tolkes som blokkmarksstrømmer, og lobeformer.



Figur 4-19 Profil for Kjølen i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no



Figur 4-20 viser profilkurve med kartlagte sigeformer



Figur 4-21 viser grafen tilhørende Kjølen med likning og r-kvadrert verdi.



### 4.2.3 Leirungshøi

Høyde over havet: 1825

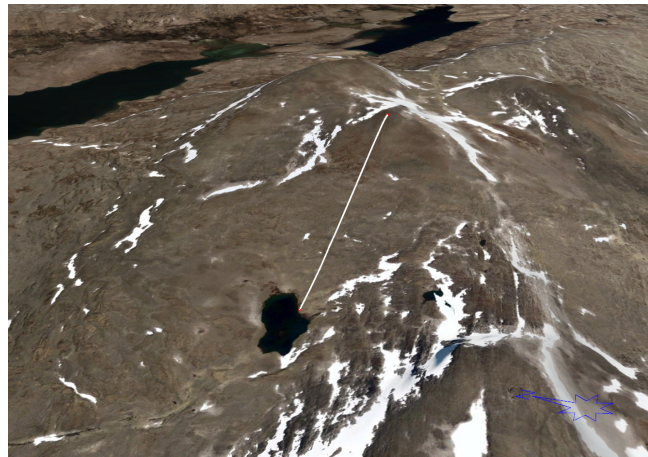
Helning: 8°

Tolkning:

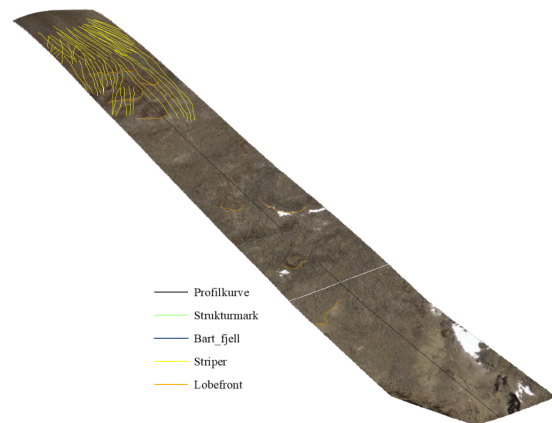
Profilen dannet ned fra Leirungshøi har en vestlig retning. Toppen har lite tegn til tydelig strukturmark, men dette kan ha med kvaliteten på ortofoto å gjøre.

Videre er det kartlagt klare og tydelige stripeformer som opptrer sammen med tydelige lobefronter nedover den øvre delen av profilen. Videre er det igjen et

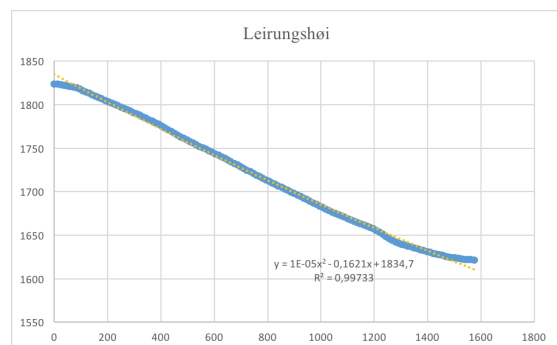
felt hvor området er vanskelig å tyde eksakt, men funn av lobefronter indikerer at sigeprosesser også lenger ned i profilen er tilstede. Grafen strekker seg hele 1600 m og har en svært jevn helning i terrenget og grafen er svært lineær. Profilen ender ved et vann som danner en fordypning i terrenget som kan tydes ved hjelp av grafen.



Figur 4-22 Profil for Leirungshøi i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no



Figur 4-23 viser profilkurve med kartlagte sigeformer



Figur 4-24 viser grafen tilhørende Leirungshøi med likning og r-kvadrert verdi.

#### 4.2.4 Rundkollan

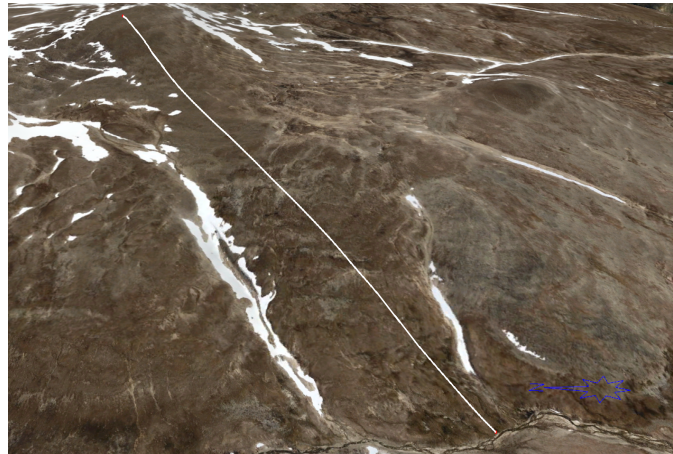
Høyde over havet: 1873

Helning: 8° og 6°

Tolkning:

Rundkollan-profilen er lokalisert midt i den østlige delen av Reinheimen og er har en vestvendt lokalisering i terrenget. Profilen viser en svært omfattende skråning med mange ulike periglasielle prosesser flere steder i skråningen. Øvre delen består av

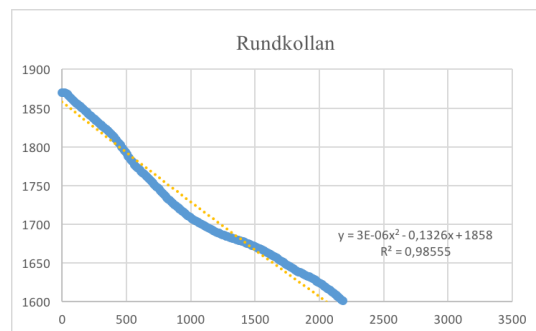
profilen består av store områder med stripeformer som opptrer med lober. Videre er det gjort funn at et område med strukturmark som videre går over i lobeformer og striper. Lobene i nedre del av snittet er store og kan ved bedre undersøkelser om mulig kategoriseres som lobetepper. Grafen tilhørende Rundkollan viser profilkurve bestående av både konkav og konvekse områder som kan forklare årsaken til strukturmark midt i profilen. Profilen ender ved en fluvial nedskjæring og dersom det er sigeprosesser som her er transportmekanismen kan man anta at materialet transporteres ned til denne.



Figur 4-25 Profil for Rundkollan i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no



Figur 4-26 viser profilkurve med kartlagte sigeformer



Figur 4-27 viser graf tilhørende Rundkollan med likning og r-kvadrert verdi

## 4.2.5 Topp 1731

Høyde over havet: 1731

Helning: 4° og 10°

Tolkning:

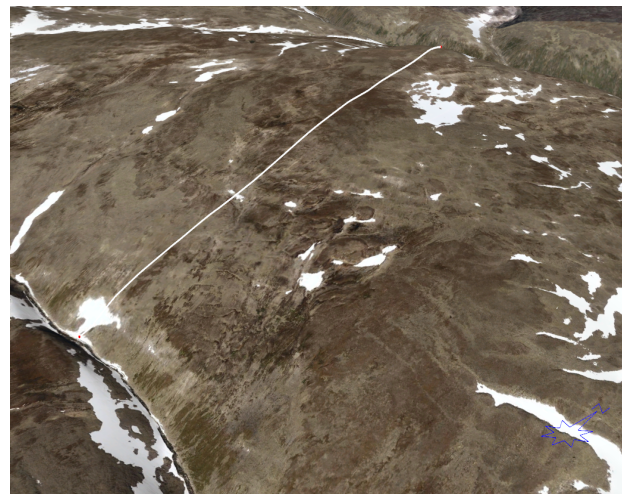
Denne toppen har ikke blitt navngitt og går dermed under navnet «topp 1731».

Topp 1731 er lokalisert i de indre delene av østlige Reinheimen. Profilen har en sørlig retning og avslutter der elva Gjerdinggål starter. Utsnittet viser klare tegn til områder med strukturmark og striperformer på toppen. Dette korrelerer

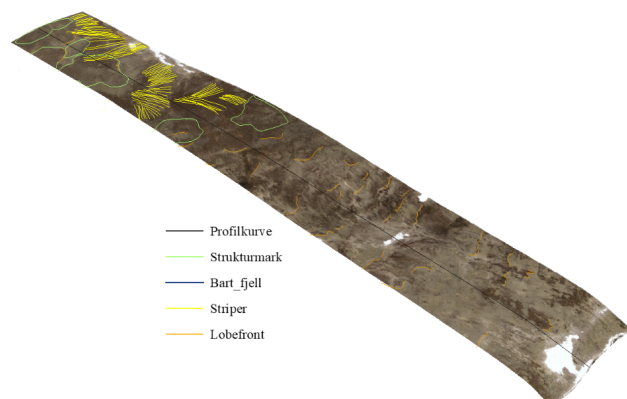
godt med de teoriene om periglasielle prosessers oppførsel i samsvar med hverandre. Stripene har også her en ulik retning avhengig av små variasjoner i retning på skråningens helning.

Videre er det gjort funn av solifluksjonslober og fronter som er tydelig i terrenget jevn nedover hele profilen. I denne profilen finner man tegn til andre typer materialer enn kun blokkmark. Dette tolker jeg som et dekke av morenematerialer da fargene på dekket tyder på innhold av torv og annet nedbrytbart materiale. Grafen viser

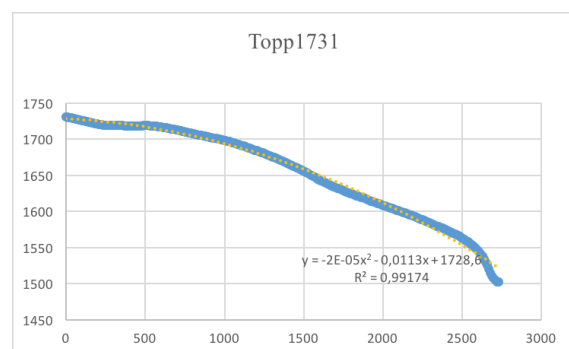
tydelig et klart toppunkt og en relativt flat slette i den øvre delen av profilen. Den jevne helningen fortsetter helt ned til nedskjæringen til elva starter. Her kan man ta sikte på at andre prosesser enn de periglasielle spiller en rolle i nedskjæringen mellom den jevne skråningen og selve elvepartiet.



Figur 4-28 Profil for Topp 1731 i kontekst. Hentet fra Norgei3D.no



Figur 4-29 viser profil med kartlagte sigeformer



Figur 4-30 viser graf tilhørende Topp 1731 med likning og r-kvadrert verdi

#### 4.2.6 Oversikt over likning og R-kvadrert verdi for profilene

Tabell 4-2 viser oversikt over likning og formel for trendlinje

Profil Rondane	Formel for trendlinje	Profil Reinheimen	Formel for trendlinje
Sagtind vest	$y = -1E-05x^2 - 0,1841x + 1823,5$ $R^2 = 0,992$	Blåhøe	$y = 0,0001x^2 - 0,4826x + 1617$ $R^2 = 0,99089$
Stygghøin	$y = -0,0002x^2 - 0,1141x + 1841$ $R^2 = 0,98611$	Kjølen	$y = -2E-05x^2 - 0,0325x + 1752,4$ $R^2 = 0,9941$
Småhaugan 1	$y = -0,0001x^2 - 0,1547x + 1850$ $R^2 = 0,99619$	Leirungshøi	$y = 1E-05x^2 - 0,1621x + 1834,7$ $R^2 = 0,99733$
Småhaugan 2	$y = 0,0001x^2 - 0,6153x + 1850$ $R^2 = 0,99692$	Rundkollan	$y = 3E-06x^2 - 0,1326x + 1858$ $R^2 = 0,98555$
Stygghøe	$y = -0,0003x^2 + 0,0244x + 1720$ $R^2 = 0,99179$	Topp 1731	$y = -2E-05x^2 - 0,0113x + 1728,6$ $R^2 = 0,99174$

Tabell 4-2 viser likning og R-kvadrert verdi for hver profil. Trendlinjene sier noe om hvor avhengig de er av  $x^2$ . Likningene viser at avhengigheten til  $x^2$  er liten som tilsier at profilene har svært lineære skråningsprofiler. Dette kan bety at avstanden fra topp ikke nødvendigvis er en veldig viktig faktor for å forklare terrenget, ei heller at avstanden fra toppen ikke er primærfaktoren for at solifluksjon kan opptre.

## 5 Diskusjon

I dette kapittelet vil resultatene og analysene gjort i denne oppgaven bli diskutert utfra oppgavas problemstilling (kapittel 1.3). I delkapittel 5.1 diskuterer og tolker jeg videre de profilene som har blitt kartlagt. Videre vil jeg diskutere hvorvidt funnene samsvarer med problemstillingene og om det skjer en periglasiel landskapsutvikling i de ulike profilene eller ikke.

### 5.1 Tolkning av kartlagte lokaliteters sigeformer

De profilene som har blitt kartlagt gjennom ArcGIS viser alle tegn til å ha landformer som kan knyttes til ulike periglasielle prosesser. Denne konklusjonen trekkes da funn av solifluksjonslober, striperformer og strukturmark har blitt gjort ved hver eneste profil både i Rondane og Reinheimen. Profilene mener jeg har et ulikt innhold av blokkmark og noen profiler har trolig et høyere innhold av morenematerialer enn andre. Dersom dette stemmer og morenematerialer fraktes som solifluksjon nedover skråningen må det settes spørsmålsteget rundt landskapsutviklingen. Dette vil bli diskutert i kapittel 5.2.

#### Rondane:

**Sagtind vest** har et konvekst toppområde og en lineær kurve ned til omlag 1600 meter over havet hvor grafen (figur 4-3) viser en knekk i terrenget. Sigeformene forklart og lokalisert i kapittel 4.1.1 samsvarer godt med kurvens tegn til konvekse form. Feltene med bart fjell kan tolkes til å være lokalisert litt høyere i terrenget enn resten av det periglasielle området, i samsvar med Ballantyne (2010) sine beskrivelser av hvordan bart fjell opptrer i områder med blokkmark. Figur 4-1 hvor profilen ses i kontekst med området rundt viser flere lokaliteter med bart fjell. Ved å kalkulere helningsgraden til det markerte området i figur 4-3 har det blitt regnet ut en helningsgrad på ca. 13° hvor solifluksjonslober og striperformer opptrer.



*Figur 5-1 viser bart fjell i midte del av profilen tilhørende Sagtind vest (Norgebilder, 2018)*



Området strekker seg fra 1800 moh og ned til 1600 meters høyde hvor skråningen flater noe ut i terrenget. Denne utflatingen av terrenget har så liten signifikans at hele profilen kan konkluderes med å være av lineær form. Toppområdet til denne lokaliteten har ingen klare tegn til strukturmark og kategoriseres dermed som jevn overflate. Jevn overfalte i blokkmarksområder vil også kunne kategoriseres som områder knyttet til periglasiale sigeprosesser og den konvekse toppen før skråningen starter kan forutses dersom sig er en dominerende transportmekanisme. I denne profilen opptrer både solifluksjonslober og striper sammen og det er dermed vanskelig å si noe om hvorvidt striper og lober opptrer i bestemte helningsintervaller. Lenger ned i profilen avtar antall stripeformer og det er i all hovedsak lobefronter som er synlige i terrenget. De stripeformene som er kartlagt lenger ned i profilen har en annen retning (sørvendt) enn lobefrontene grunnet økt helningsgrad ned til en nedskjæring i terrenget. Området kan dermed sies å ha sigeprosesser som transportmekanismer, men at det kun er det konvekse toppområdet som direkte svarer til diffusjonslikningen.



*Figur 5-2 viser stripeformer i øvre del av Sagtind vest (Norgebilder, 2018)*



*Figur 5-3 viser markante lobeformer i nedre del av Sagtind vest (Norgebilder, 2018)*

**Stygghøin** har i motsetning til Sagtind vest et distinkt og tydelig toppområde dominert av strukturmark som gir tydelig indikasjon på at det her finnes landformer knyttet til periglasiale sigeprosesser. Toppområdet er preget av konveks form hvorpå strukturmarka videre går over i stripeformer og lobeformer med økende gradient. Helningsgraden for lokaliteten er regnet ut til ca. 20° og graf 4-6 viser en lineær kurve. Fra toppunktet og ned til 1600 moh er det kartlagt tydelige striper og lober. Da lobene ser ut til å opptre sammenhengende i skråningen kan de tolkes som tepper, men med en viss usikkerhet. Lenger ned i skråningen er det kartlagt stripeformer delvis ved og oppå «vanlige» lober. Denne lokaliteten viser at sigeprosessene ikke følger bestemte gradienter og at lokale påvirkninger må spille en avgjørende rolle for styring av sigeformer. Stripeformene som oppstår i det øvre sjiktet viser ifølge figur 4-5 tegn til å ha en dragning mot sør slik som stripene som opptrer på Sagtind vest. Også denne lokaliteten har en fluvial nedskjæring lokalisert sør for profilen (se figur 4-4) som trolig har en innvirkning på hvilken retning siget i store deler av skråningen tar.



*Figur 5-4 viser strukturmark på toppområdet (Norgebilder, 2018)*



*Figur 5-5 viser tydelige lobeformer ved Stygghøin. (Norgebilder, 2018)*

**Småhaugan 1** har en helningsgrad på ca.  $16^\circ$  regnet for hele profilen. Lokaliteten har strukturmark på toppen hvorpå det så heller jevnt nedover til ca. 1600 moh. Hele profilen ser ut til å ha en jevn fordeling av sigeprosesser i form av mest loper og noe striper, i samsvar med de andre lineære profilkurvene i denne oppgava. Stripene på denne lokaliteten har også her slik som Sagtind vest og Styggheien en retning mot en nedskjæring i terrenget som indikerer en større helningsgrad eller større påvirkning av lokale forhold enn hele skråningen (se figur 4-7 for oversiktsbilde over lokalitet satt i kontekst). Toppområdet tilhørende lokaliteten har tydelige tegn på strukturmark og dens form blir dermed en indikasjon på at periglasiale sigeprosesser opptrer og påvirker landskapet. Men det er et spørsmål som må stilles for denne lokaliteten.



Figur 5-6 øvre del av Småhaugan 1. blokkmark med loper eller art fjell? (Norgebilder, 2018)

Det kan tenkes at det som over har blitt tolket som sigeprosesser i form av loper egentlig er bart fjell (tors). Ballantyne (2010) sin teori om at bart fjell står høyere i terrenget fordi materialet rundt eroderer og forvitrer raskere vil i så måte samsvare godt med funnene ved denne lokaliteten. Dersom det som har blitt tolket som tungeformer er utstikkende felt av bart fjell med løsmaterialer rundt kan det være en indikator på at det her finnes annen berggrunn enn i de andre profilene (se figur 5-6). Men kartet over berggrunnen i Rondane (figur 1-3) viser ingen tegn til å ha en annen type berggrunn enn de andre lokalitetene kartlagt her. Ser man tydelig på figur 4-7 hvor lokaliteten settes i kontekst med området rundt, ser man tydelige tegn til en vestgående nedskjæring i terrenget. En slik nedskjæring kan være en indikator på at det i området faktisk er tegn til sigeprosesser. Det er vanskelig å si med sikkerhet hva som stemmer i denne profilen gjennom kun fjernanalytisk analyse, men løsmassekartet over Rondane (figur 1-2) gir ingen indikasjon på at det i dette området er tegn til bart fjell. Med andre ord kan den øvre delen av Småhaugan 1 bestå av bart fjell, men at området i tillegg må bestå av forvittringsmaterialer som siger nedover både profilen og nedskjæringen i vest. Her kan man også stille spørsmål rundt de lokale kreftene og hvorvidt de spiller inn for utviklingen av skråningen og prosessene. Trolig er det også her de mer lokale prosessene som legger til rette for sigeprosessenes transportmekanisme.



**Småhaugan 2** lokalisert i sørvendt retning for Småhaugan 1 har en profil hvor det har vært mer krevende å kartlegge periglasiale sigeprosesser. Profilen får en rask økning i gradient fra toppområdet, som kun består av noe strukturmark. Figur 4-12 viser en svært lineær kurve og med en jevn helningsgrad på ca. 23°. Ifølge figur 1-2 over løsmasser i Rondane er det i denne profilen et dekke av forvittringsmaterialer i øvre del mens det i den nedre delen er et dekke av tynt og deretter tykkere morenemateriale. Det lyse og relativt tynne morenematerialet kan være en faktor som jevner ut overflaten og gjøre det vanskeligere å tolke landformene som finnes der gjennom fjernanalyse. Noen striper og lobeformer har blitt kartlagt i profilen og det er vanskelig å si med sikkerhet hvorfor det ikke er striper også lenger ned. En mulig teori kan være at stripene er direkte dannet av forvittringsmaterialet som har blitt transportert ned fra toppområdet og at det dermed har blitt en øvre grense for striper der overgangen mellom forvittringsmaterialer og tynt morenematerialer møtes. Det vil med andre ord si at lobene tar over for stripeformene når den direkte tilgangen på forvittringsmaterialer blir borte.



*Figur 5-7 viser et kartutsnitt av Småhaugan 2 med tydelige stripeformer som opptrer over lober (Norgebilder, 2018)*



*Figur 5-8 viser tydelige tegn på strukturmark (Norgebilder, 2018)*

**Stygghøe** er en av de brattere lokalitetene i Rondane med en helningsgrad på  $27^\circ$  fra ca. 1700 moh til ca. 1450 moh. Toppunktet har et stort og tydelig område konvekst område med strukturmark før figur 4-14 viser dannelse av lange lobeformer ned en lineær skråning. Noen stripeformer har blitt kartlagt og figur 4-13 viser tegn til en potensiell flomskredliknende form i området litt sør for profilen, bedre vist ved hjelp av figur 5-9. Dette «søkket» i terrenget kan være en årsak til at stripene her har en retning ned mot det potensielle flomskredpartiet. Videre kan man finne tegn til flere stripeformer, men det er i all hovedsak lobefrontene i denne lokaliteten som har vært tydeligst å kartlegge. Det er vanskelig å si med sikkerhet hvorfor funn av stripeformer er lite i denne profilen, men en kan tenke seg at det i denne profilen ikke er en så jevnt transport på grunn av den bratte gradienten. Med andre ord vil ikke stripeformene kunne dannes fordi det er her skjedd en opphoping av løsmasser også lenger opp mot toppområdet. Lobeformene er den sigeprosessen som transporterer opphoping av sedimenter nedstrøms og dermed blir denne sigeprosesser den dominerende i profilen. I tillegg kan Figur 5-10 om mulig være et diskuterbart tema om hvorvidt det er blokkmark eller bart fjell. Profil 4-13 viser området i kontekst hvor en finner tegn til bart fjell. Mest sannsynlig er dette bare flekker med fjell som kan tolkes dit hen at sigeprosessene har fjerna materialer i området. Området som er merka i figur 5-10 er trolig et felt med blokkmark og solifluksjonslober, men kan antas å ha et tynnere dekke av sedimenter som dekker bart fjell.



*Figur 5-9 potensielt flomskred (Norgebilder, 2018)*



*Figur 5-10 diskuterbart området, blokkmark eller bart fjell? (Norgebilder, 2018)*

### **Reinheimen:**

**Blåhøe** har en helningsgrad på ca.  $27^\circ$  for hele skråningen. Toppområdet er preget av menneskelige inngrep i form av vei og bygninger og det har dermed ikke blitt gjort noen funn av distinkt strukturmark. Trolig ville et inngrepsfritt toppområde ha sett helt likt ut og man kan dermed tolke toppområdet som en jevn overflate med konveks form. Profilen er preget av relativt store lobeformer (se figur 5-11) helt og klare stripeformer. Stripeformene kan om mulig være blokkstrømmer, men det er vanskelig å konkludere med dette uten videre undersøkelser. Den konvekse toppen vil trolig svare godt til diffusjonslikningen og konkludere med at det er sigeprosesser som fungerer som transportmekanisme i dette området. Det forsterkes også av funn av sigeformene, men likningen svarer ikke til den lineære formen på skråningen som tilsier at skråningen skal få en konveks form og at materialfluxen øker med avstanden fra toppen.



*Figur 5-11 viser tydelige lobeformer i øvre del av Blåhøe (Norgebilder, 2018)*



*Figur 5-12 viser tydelige tegn til stripeformer og lobeformer i nedre del av Blåhøe (Norgebilder, 2018)*



**Kjølen** har en svært liten endring i gradienten nedover profilen. Toppområdet er på 1755 moh og figur 4-21 viser en graf over området hvor de første 1000 meterne har en svært lav, konveks form og helningsgrad. Klare funn av strukturmark er kartlagt i to ulike felt på toppområdet, kartlagt i to ulike felt som vist i figur 4-20. Strukturmarka i denne profilen er svært tydelige som vist i figur 5-13 og viser tydelig tegn på at toppområdet for denne profilen er tilknyttet periglasiale prosesser. Formen på toppområdet, med omtrent ingen helningsgrad, samsvarer godt med formen som kan forutses dersom sig er den dominerende transportmekanismen. Fra omlag 1725 moh viser grafen klare tegn til en økning i helningsgraden og tydelige stripeformer er blitt kartlagt. Stripeformene er mange og tydelige nedover skråningen, vist med figur 5-14, kalkulert til å være omlag  $6^\circ$ . Lobeformer har blitt kartlagt i nedre del av profilen. En årsak til dette kan være at de periglasiale sigeprosessene lenger opp i skråningen har tatt med seg materialer nok til at lobeformene har blitt store og tydelige former i landskapet. Utfra figur 5-15 kan man anta at profilen har innhold av torv og annet nedbrytbart materiale.



Figur 5-13 viser tydelige tegn på strukturmark (Norgebilder, 2018)



Figur 5-14 viser tydelige tegn på striper (Norgebilder, 2018).



Figur 5-15 viser tydelige lobeformer (Norgebilder, 2018).

**Leirungshøi** har som nevnt i kapittel 4.2.3 utydelige tegn til strukturmark i toppområdet som kan ha med kvalitet på ortofoto å gjøre eller grunnet rask helning fra toppunkt som fører til en diffus overgang mellom den eventuelle strukturmarka og kartlagte stripeformer. Profilen viser tydelige tegn til stripeformer og loper i den øvre delen av profilen. Figur 4-24 viser en svært lineærformet graf med en helning på ca. 8° for hele profilen. En årsak til at det i denne profilen ikke er gjort klare funn av strukturmark i toppområdet er at denne toppen ikke har et stort og flatt toppområde slik som Styggshøe i Rondane. Den raske overgangen til stripeformer indikerer dermed en rask endring i helningsgrad i terrenget. Stripeformene i øvre del av profilen opptrer oppå og ved løbeformene som har blitt kartlagt, mens det lenger ned i skråningen er funn av tydelige loper men mindre funn av striper. Ved en nærmere titt på grafens nedre del ender profilen ved et vann, og uten distinkte tegn til morene i dette området kan man anta vannet har dannet overfordypning i terrenget. Toppområdet for denne profilen viser ikke med første øyekast karakteristikk som tyder på landformer knyttet til periglasiale prosesser, men den hurtige overgangen til stripeformer bekrefter antakelsen om at periglasiale prosesser er en transportmekanisme også i dette toppområdet. De utjevningssprosessene som sig medfører kan over tid føre til en utjevning av toppområdet slik at strukturmark kan opptre synlig i terrenget. Helningsgraden for denne profilen tilsier også her at striper opptrer i slake helninger, og at solifluksjonsloper opptrer både i slakere helningsgrader men også i brattere helning.



*Figur 5-16 viser et utydelig toppområde (Norgebilder, 2018)*

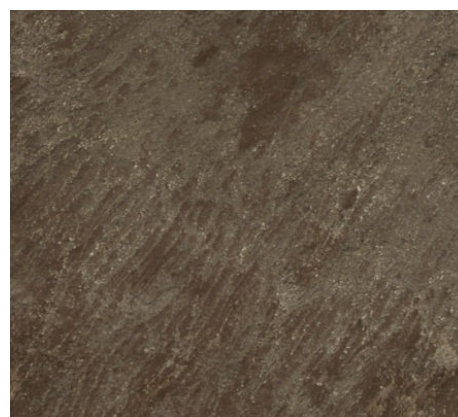


*Figur 5-17 viser klare stripeformer og mulige løbeformer (Norgebilder, 2018)*

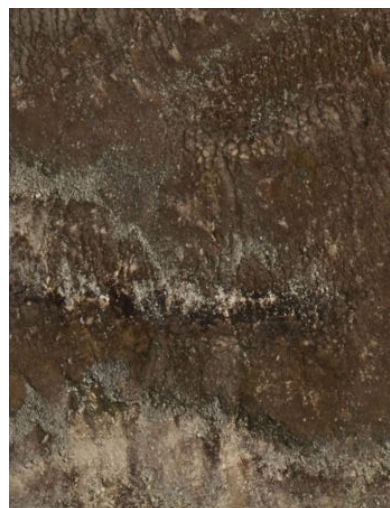
**Rundkollan** har en lang profilkurve bestående av både konkave og konvekse deler. I likhet med Leirungshøi er det ikke gjort funn av konkret strukturmark på toppunktet. Også her må det rettes et spørsmål mot kvaliteten på ortofoto, men jeg antar at det i likhet med Leirungshøi er et toppområde med jevn overflate. Den konkave, øvre delen av Rundkollanprofilen har en helning på  $8^\circ$ , mens den konvekse nedre delen har en helning på  $6^\circ$ . Dette kan kategoriseres som en svært liten endring i helningsgraden for denne profilen. Som vist gjennom figur 4-26 har det blitt kartlagt tette striperformer og noen solifluksjonslober i den konvekse delen av profilen, i tillegg til et felt med strukturmark mellom den konkave og den konvekse delen av profilen (se figur 4-27 for graf). Det er lite som skille den konkave og den konvekse delen med tanke på funn av periglasiale prosesser, og årsaken til dette er den lille forskjellen i helningsgrad. En kan stille spørsmål om hvorvidt det er nødvendig å dele denne profilen opp i en konkav og en konveks del da helningsgradene avviker så lite fra hverandre, men grunnet funnene av strukturmark i mellom gir det en indikasjon på at kun en liten endring i helningsgraden kan føre til at andre sigeprosesser blir den dominerende prosessen akkurat der. Selve toppområdet for denne profilen har den formen en forventer dersom sigeprosesser er tilstede. Selv uten markant strukturmark vil den lave helningen samt funn av sigeprosesser lenger ned gi en indikasjon på at det er sig som også på toppen er den dominerende transportmekanismen.



Figur 5-18 viser strukturmark mellom konkav og konveks del av profilen (Norgebilder, 2018)



Figur 5-19 viser striper og lobeformer i konkav del av profilen (Norgebilder, 2018)



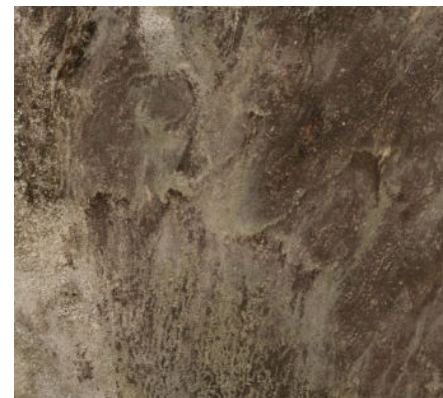
Figur 5-20 viser striper og lobeformer i konveks del av profil (Norgebilder, 2018)



**Topp 1731** har en profilkurve bestående av konvekse deler med et tydelig knekkpunkt på ca. 1625 moh. Figur 4-30 viser et tydelig toppområde med en slak helning som strekker seg omtrent 1 km før helningen øker til ca. 4° før et knekkpunkt på ca. 1625 moh endrer helningsgraden til ca. 10°. Det siste knekkpunktet lokaliseres på ca. 1550 moh hvor skråningen fått en svært bratt konkav form, ca. 30°, ned til elva Gjerdingåi. Stripeformene er i denne profilen lokalisert i den øvre delen av profilen på det slake toppområdet og hvor helningen er på ca. 4°. I denne helningen er det også gjort funn av noe lobeformer, men de opptrer i all hovedsak i helningen på ca. 4° og 10°. Funn av strukturmark og stripeformer på toppområdet viser klare og tydelige tegn på at sig er en dominerende transportmekanisme i dette området. Strukturmarka er svært tydelig i terrenget og kan dermed konkluderes å være dannet av periglasiale sigeprosesser over lang tid. Stripene opptrer i et helningsintervall som samsvarer godt med funn av striper i andre profiler. Innholdet av mulig morenematerialer og torv i denne profilen mener jeg fører til en klart enklere kartlegging da det fine materialet gjør det lettere å se strukturene av sigeprosessene som er å finne i profilen.



*Figur 5-21 viser strukturmark på Topp 1731(Norgebilder, 2018)*



*Figur 5-22 viser tydelige lobeformer i nedre del av profilen (Norgebilder, 2018)*

## 5.2 Morenematerialer eller blokkmark?

Med henvisning til figurene 1-2 og 1-4 over løsmasser i henholdsvis Rondane og Reinheimen er det Småhaugan 2 (kapittel 4.1.4), Rundkollan (kapittel 4.3.4) og Topp 1731 (kapittel 4.3.5) som har løsmasser i form av tynt og tykt dekke med morenematerialer. Løsmassekartene bekrefter antakelsene om at områdene har klare tegn til å ha innhold av morenematerialer. Rundkollan og Topp 1731 har innhold av morenematerialer gjennom hele profilen. Det videre spørsmålet er da om toppområdene faktisk gjennomgår en landskapsutvikling eller ikke. Når toppområdene har innhold av morenematerialer vil det si at de sigeprosessene som danner striper og loper danner disse i et allerede eksisterende løsmasselag. Med andre ord fraktes og sorteres løsmasselaget fra toppen og nedover ved hjelp av solifluksjon, men det skjer ingen landskapsutvikling. Landskapsutvikling skjer dersom solifluksjon fører med seg og fjerner materialer slik at nytt materiale kommer opp og kan fraktes ned. Denne «periglacial engine» er dermed ikke av stor interesse i disse områdene da disse profilene har tydelig innhold av morenematerialer og dermed også en videreutvikling av løsmasseformer. Uten direkte data på hvor tykt løsmassedekke det er for hver av profilene er det umulig å vite om det faktisk skjer en nydannelse av forvittringsmaterialer under et tynt dekke morenematerialer, så det antas her at det ikke skjer en landskapsutvikling i form av periglasiale prosesser.

Småhaugan 2 kan man utfra figur 1-2 se et innhold av forvittringsmaterialer i toppområdet og morenedekke lenger ned i profilen. Sannsynligheten for at sigeprosessene har fjernet alt av morenemateriale på toppområdet som har ført til en dannelse av forvittringsmateriale avhenger av tykkelse på sedimentene. Denne profilen er lokalisert i nærheten av dødisgroper, breelvavsetninger og randmorener (fullstendig oversikt over løsmasser, se figur 1-2) og jeg vil dermed anta at isen gjennom Rondane kan ha hatt en større påvirkning på denne profilen enn de andre. Lokale forhold som styrer hvordan solifluksjonen opptrer vil bidra til at skråninger med varierende innhold av løsmasser blir påvirket på ulik måte avhengig av hvor i skråningen de befinner seg. Dersom det i toppområdet også skjer en forvitring av blokkmarka vil dette bety at sigeprosessene må ta med seg nytt materialer i tillegg til det gamle, for eksempel morenematerialer. Det vil si at det fraktes noe inn i systemet, men det som fraktes ut av systemet er mye mer. Dette predikerer at transportkapasiteten må øke som følge av massefluxen, som vil gi en brattere skråning. Skråningsprofilen tilhørende Småhaugan 2 er svært bratt og kan tenkes å ha en høy transportkapasitet.



Leirungshøi (kapittel 4.3.3) består hverken av morenematerialer eller blokkmark, men ifølge figur 1-4 av bart fjell/tynt dekke. Tar man utgangspunkt i Ballantyne (2010) sin teori om bart fjell er dette hevet over blokkmarka og har ikke blitt forvitret på samme måte. Ved nærmere titt på nærbildene fra profilen (figur 5-16 og 5-17) er det lite som samsvarer med hvordan et terreng er når det kun består av bart fjell/tynt dekke. Dersom profilen har innhold av bart fjell vil det med andre ord si at det ikke skjer en forvitring og sigeprosess slik som i blokkmarka. Men kartleggingen har vist at det er funn av sigeformer som indikerer at sig er en transportmekanisme i området. Det er med andre ord ikke mulig at denne profilen kun består av bart fjell. Det er vanskelig å si hva det menes med tynt dekke, men antar man et dekke hvor noe forvitring har skjedd kan dette være nok til at funnene av sigeprosesser stemmer. Funnene av torv og sedimenter setter likevel et spørsmålstejn rundt kartets (figur 1-4) troverdighet for dette området.

### **5.3 Skråningsutvikling og sammenheng mellom helning og landform?**

En nærmere titt på grafene for alle profilene i kapittel 4 viser relativt lineære profiler, med unntak av de små knekkpunktene og små konkave og konvekse forskjeller vist i kapittel 4 og 5.1. I forhold til krypmodellen i kapittel 2.10 hvor det er antatt at materialfluxen øker med avstanden fra toppen, altså tydelig konveks skråningsform, stemmer disse grafene og tabell 4-2 lite med krypmodellen. Men det kan være deler av profilene som stemmer med en slik krypmodell. Med unntak av Leirungshøi, Rundkollan og Småhaugan 2 har profilene et toppområde som kan kategoriseres som noe konveks som da gir en indikasjon på at det i toppområdene skjer en diffusiv landskapsutvikling. Det betyr ikke nødvendigvis at modellen for skråningsutvikling korrelerer med resten av skråningen, og det betyr heller ikke at den lineære delen av skråningen ikke er kontrollert av periglasielle prosesser. Dersom man forutser en jevn forvittringsrate nedstrøms vil det føre til en utjevning av skråningen. Det vil si at med avstanden fra toppen øker også mengde masse som må transporteres ned og dette vil dermed føre til en økende nedstrøms effektivitet for skråningen. Som nevnt i kapittel 2.10 er modellen med jevn forvittringsrate lagd for å forenkle utregning av en skråning. Men det er ikke gitt at en hel skråning har samme forvittringsrate, dette avhenger selvsagt av berggrunn og tetthet, eller forhold som tilsier jevn forvittringsrate. Blant annet kan forekomsten av permafrost være tilstede i deler av skråningen, trolig øvre del, mens permafrost ikke er en faktor lenger ned. Med andre ord vil dette skape lokale ulikheter i skråningen som bidrar til usikkerhet rundt forvittringsrate og nedstrøms effektivitet.

Å finne en klar og tydelig avgrensning for hvor de ulike sigeprosessene oppstår har i denne oppgaven vært vanskelig og det kan konkluderes med at det ikke er en spesiell sammenheng mellom helning og landform. Lobeformene har om mulig hatt en større utbredelse enn stripene i litt brattere gradienter, men i alle profilene har det blitt gjort funn av både lober og striper i samme helningsgrad. Konklusjonen blir dermed at det ikke er mulig å få kartlagt et tydelig mønster for hvordan disse sigeformene opptrer i forhold til hverandre. Det en kan si noe om er at funn av lobeformer også er å finne lenger ned i skråningen. Dette kan tyde på at man har en relativt jevn transport under en lav gradient i toppområdene, mens det lenger ned i skråningen kan være en mer lokal påvirkning på transport. Den lokale påvirkningen, små mikroklimaer kan dermed bidra til en større forskjell i transportkapasiteten som kan føre til en lokal opphoping av materiale i form av lober. Alt som ligger under solifluksjonen er faktorer som påvirker transporten. Snømengde i fjellet spiller en rolle for vanntilførsel og temperatur i bakken, som i tillegg avhenger av høyde over havet. Snømengde er igjen avhengig av eoliske prosesser og hvordan terrenget er. Tykkelsen på sedimentene og dens egenskap vil også være en faktor som blir påvirket av temperaturen i området. Alle disse faktorene spiller en lokal rolle for forekomsten og dannelsen av sigeprosesser.

#### **5.4 Periglasiale landformer på toppområdet?**

For alle profilene i Rondane og Reinheimen har det blitt gjort funn av periglasiale landformer på toppene. Tydelige strukturmarkområder med lett konveks form har blitt kartlagt på flere av profilene. Noen utydelige toppområder slik som for Sagtind vest (kapittel 4.1.1), Blåhøe (kapittel 4.2.1) og Leirungshøi (kapittel 4.2.3) har blitt lokalisert og kartlagt, men tydelige tegn til stripeformer og lober nært eller oppå toppunktet har gitt en bekreftelse på funn av periglasiale landformer. For profilene som har innhold av morenematerialer kan man stille spørsmål rundt landskapsevolusjon da tilgangen på morenematerialer som nevnt over fører til sigeformer dannet i allerede eksisterende løsmaterialer. Sett bort ifra dette er det klare tegn til at også disse profilene er mest påvirket av de periglasiale transportmekanismene, men den periglasiale landskapsutviklingen blir uinteressant fordi den ikke har fjernet morenematerialet. En grunn til dette kan være at sigeprosesser som transportmekanisme er en prosess som endrer landskapet svært sakte og ikke har hatt mulighet til å fjerne alt morenemateriale før eventuell ny istid har avsatt mer morenematerialer.

I tidligere perioder har det vært antatt at blokkmarka en finner i områder idag er gamle peneplan i terrenget (Lidmar-Bergström et al., 2000; Reusch, 1901), mens Egholm et. al

(2015) mener at blokkmarka kan ha blitt dannet in situ av andre mekanismer uten tilknytning til tektonisk heving. De diffusive prosessene som transporterer materialer ned skråninger fører til en senkning av lokale relieff og skaper landformer med konveks form og trolig kan disse prosessene alene skape HELRS (Egholm et. al. 2015). Den periglasiale erosjonen har mest sannsynlig spilt en aktiv rolle i flere millioner av år, selv før de glasiiale prosessene (Nielsen et al., 2009). Profilene med innhold av blokkmark kan ha blitt påvirket av periglasiale prosesser, glasiiale prosesser og klima i flere millioner av år allerede. Selv i det varme klimaet idag er det materialer i transport. Dette er en indikasjon på en periglasiale erosjon og en «periglacial buzzsaw». Med andre ord betyr dette at blokkmarka er i bevegelse og en kan dermed stille spørsmålstegn rundt den paleiske overflaten og hvorvidt blokkmarka har blitt bevart gjennom millioner av år. Det er ingen tvil om at blokkmarka kan ha blitt bevart under en kaldbasert is, men spørsmålet er fortsatt hvor gammel blokkmarka er. At blokkmarka er en gammel forvittringsrest som har overlevd flere innlandsiser uten at det har skjedd noen form for erodering er lite sannsynlig. En årsak til det er at det i blokkmarka er gjort funn av massebevegelser i form av strukturmark, striper og solifluksjonsløber og det er dermed vanskelig å se for seg at blokkmarka er gammel og velbevart. Solifluksjon kan man bruke som en indikasjon på bevegelse, og i blokkmarka er det bevegelser. Noen av de skråningene som her har blitt kartlagt, med blokkmark, som eventuelt kan svare til diffusjonslikningen vil ha en transportrate som fører til endring av blokkmarka på relativt kort tid. Det tyder på at blokkmarkas opprinnelse er gammel, men at den overflaten en finner i toppområdene idag er av nyere tid dannet av periglasiale sigeprosesser.

## **5.5 Svakheter med metoden**

En må ta med i betraktning at ortofoto for denne profilen ikke har den høyeste oppløsning som dermed kan bidra til unøyaktig tolkning av både materialer og helhetlig tolkning av profil. En kan også stille spørsmål om de kartleggingene som her har blitt gjort faktisk er riktige eller ikke. I tillegg har det dessverre ikke blitt gjort noe feltarbeid under dette arbeidet som tilsynelatende kunne ha gitt oppgava en større dybde i form av feltresultater og prosessering av disse.



## 6 Konklusjon

Dataene for denne oppgaven viser at profilene i Rondane og Reinheimen all hovedsak består av blokkmark. De profilene med innhold av morenematerialer er de profilene hvor det ikke skjer en periglasial landskapsutvikling fordi sigeprosessene kun transporterer allerede eksisterende materialer fra toppunktet. Dette antas på grunnlag av at det ikke har blitt gjort målinger for sedimenttykkelse på noen av disse toppområdene som tilsier noe annet. Området med bart fjell/tynt dekke bør diskuteres og analyseres mer for å finne ut om det skjer en forvitring av dette dekket slik som i blokkmarka. Men området konkluderes med å ha tegn til transport i form av sigeprosesser, men hvorvidt det transporterer nytt forvittringsmaterialer eller ikke er usikkert.

Profilene med blokkmark har i all hovedsak konvekse toppområder med lineære skråninger. Den konvekse toppformer svarer godt med krypmodellen. Det forteller oss at det er periglasiale prosesser som transporterer materialer vekk fra området, altså «periglacial buzzsaw». Men den lineære delen av skråningen som nevnt i kapittel 5.3 svarer lite til krypmodellen. Men kartleggingen av periglasiale prosesser jevnt over skråningene tilsier at det er en form for transport i skråningen. Solifluksjon betyr som nevnt bevegelse og funnene av solifluksjon er dermed direkte tegn på at profilene er i endring. Likningene for hver profil viser at den lineære skråningsformen ikke samsvarer med den konvekse formen som skal dannes ved landskapsdiffusivitet. Men tegn på sigeformer også i disse lineære skråningene betyr at det ikke er avstand til topp som er viktig for å forklare solifluksjon eller terrenget, men heller lokale mikroklimaene i skråningen.

Det har ikke blitt funnet tegn til sammenhenger mellom sigeformer og helningsgraden de opptrer i. Funn av striper og loper i varierende gradienter gir ingen tydelig indikasjon på et system, men det har blitt gjort funn av solifluksjonslober lenger ned i skråninger. Dette kan være forårsaket av de lokale påvirkningene i skråningen ved at det skjer en forskjell i transportkapasitet og opphoping av materialer. Det vil si at sigeformene ikke blir mer effektive med avstand til toppen, men heller av lokale forhold. Dette er vanskelig å modellere på en enkel måte da det kan være mange lokale forhold å ta hensyn til.

## 7 Forslag til videre arbeid

For å kunne forstå sigeprosesser i høytliggende områder og hvorvidt de tilfører lavereliggende områder sedimenter, må man finne metoder som regner ut og sier noe om transporten til skråningen. Ved bruk av GPR vil det være mulig å kartlegge tykkelsen av blokkmark ved å gå opp profiler. Data fra GPR-en vil styrke problemstillinger om hvor sigeprosesser i blokkmark oppstår i forhold til helningsgrad og blokkmarkstykkelse. Om mulig kunne en nærmere titt på helning og landform gi en bekreftelse på om det noen områder finnes sammenheng eller ikke. Denne formen for statistisk undersøkelse av toppområder bør gjøres for et bredere utvalg av områder, gjerne flere steder i Sør-Norge for å få en sterkere kvantitativ analyse. Med mulighet for flerårig kartlegging av utvalgte profiler ville det kunne gi rater for hastigheten på sig i blokkmark. Bruk av TLS vil også kunne gi god oversikt over lobefronter og videre kartlegging av deres høyde og sig over en lenger periode. Bruk av  $^{10}\text{Be}$  – metoden ville ha vært interessant for å få dateringer på hvor gammel blokkmarka i områdene er og hvilken hastighet forvittringsprosessen har. Dersom det varierer mye fra profil til profil kan dette gi interessante data og god diskusjon.

## 8 Referanseliste

- Adams, B., Whipple, K., Hodges, K., & Heimsath, A. (2016). In situ development of high-elevation, low-relief landscapes via duplex deformation in the Eastern Himalayan hinterland, Bhutan. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(2), 294-319.
- Anderson, R. S., & Anderson, S. P. (2010). *Geomorphology: the mechanics and chemistry of landscapes*: Cambridge University Press.
- Ballantyne, C. K. (2010). A general model of autochthonous blockfield evolution. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(4), 289-300.
- Ballantyne, C. K. (2013). A 35-Year Record of Solifluction in a Maritime Periglacial Environment. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), 56-66. doi:10.1002/ppp.1761
- Berthling, I. (2015). *Passive margin high altitude low relief surfaces: old or new? Testing the glacial/periglacial buzzsaw hypothesis on the landscape of Southern Norway*. Paper presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts.
- Egholm, D., 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(4).
- Egholm, D. L., Nielsen, S. B., Pedersen, V. K., & Lesemann, J. E. (2009). Glacial effects limiting mountain height. *Nature*, 460(7257), 884.
- Etzelmüller, B., Berthling, I., & Sollid, J. L. (1998). *The distribution of permafrost in Southern Norway; a GIS approach*. Paper presented at the Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada.
- Etzelmüller, B., Berthling, I., & Sollid, J. L. (2003). Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene permafrost in southern Norway. *Geomorphology*, 52(1), 87-104. doi:[https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00250-7](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00250-7)
- Etzelmüller, B., Ødegård, R. S., Berthling, I., & Sollid, J. L. (2001). Terrain parameters and remote sensing data in the analysis of permafrost distribution and periglacial processes: principles and examples from southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 79-92. doi:10.1002/ppp.384
- Farbrot, H., Isaksen, K., Etzelmüller, B., & Gislås, K. (2013). Ground thermal regime and permafrost distribution under a changing climate in northern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), 20-38.
- French, H. M. (2007). *The Periglacial Environment* (Third Edition ed.): John Wiley & Sons Ltd. .
- Geonorge. (udatert). DTM 10 Terrengmodell (UTM33). Hentet fra <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/kartverket/dtm-10-terrengmodell-utm33/dddbb667-1303-4ac5-8640-7ec04c0e3918>
- Gislås, K., Etzelmüller, B., Farbrot, H., Schuler, T., & Westermann, S. (2013). CryoGRID 1.0: Permafrost distribution in Norway estimated by a spatial numerical model. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), 2-19.
- Gislås, K., Etzelmüller, B., Lussana, C., Hjort, J., Sannel, A. B. K., Isaksen, K., . . . Frampton, A. (2017). Permafrost map for Norway, Sweden and Finland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(2), 359-378.
- Gjessing, J. (1995). *Norges landformer* Universitetsforlaget
- Harris, C. (1981). *Periglacial mass-wasting: a review of research*.

- Harris, C., Kern-Luetschg, M., Smith, F., & Isaksen, K. (2008). Solifluction processes in an area of seasonal ground freezing, Dovrefjell, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(1), 31-47.
- Høydedata.no. Hentet fra <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>
- Johnsson, A., Reiss, D., Hauber, E., Zanetti, M., Hiesinger, H., Johansson, L., & Olvmo, M. (2012). Periglacial mass-wasting landforms on Mars suggestive of transient liquid water in the recent past: Insights from solifluction lobes on Svalbard. *Icarus*, 218(1), 489-505. doi:<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.12.021>
- King, L. (1986). Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 68(3), 131-139.
- Kvisvik, B. C., Paasche, Ø., & Dahl, S. O. (2015). Holocene cirque glacier activity in Rondane, southern Norway. *Geomorphology*, 246, 433-444. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.06.046>
- Lidmar-Bergström, K., Ollier, C. D., & Sulebak, J. R. (2000). Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change*, 24(3), 211-231. doi:[https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00009-6](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00009-6)
- Matsuoka, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, 55(1), 107-134. doi:[https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00057-5](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00057-5)
- Matthews, J. A., Harris, C., & Ballantyne, C. K. (1986). Studies on a gelifluction lobe, Jotunheimen, Norway: 14C chronology, stratigraphy, sedimentology and palaeoenvironment. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 345-360.
- Microsoft Office. (Udatert). Velg beste trendlinje for dataene. Hentet fra <https://support.office.com/nb-no/article/velge-beste-trendlinje-for-dataene-1bb3c9e7-0280-45b5-9ab0-d0c93161daa8>
- Miljødirektoratet. (2010). Om Reinheimen nasjonalpark Hentet fra <http://www.miljodirektoratet.no/no/Tema/Verneomrader/Norges-nasjonalparker/Reinheimen/Reinheimen-nasjonalpark/>
- Müller, R. (2014). Høyere enn Himalaya *Det som ble Norge - om fjell is og liv gjennom 2902 millioner år* (pp. 177-200): Aschehoug
- Nielsen, S. B., Gallagher, K., Leighton, C., Balling, N., Svenningsen, L., Jacobsen, B. H., . . . Egholm, D. L. (2009). The evolution of western Scandinavian topography: a review of Neogene uplift versus the ICE (isostasy–climate–erosion) hypothesis. *Journal of Geodynamics*, 47(2-3), 72-95.
- Norgebilder. (2018).
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., & Nøttvedt, A. (2007). *Landet blir til: Norges geologi*: Norsk geologisk forening.
- 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(2), 109-121.
- Reusch, H. (1901). Nogle bidrag till forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevene til. *Nor. Geol. Unders.* 32, 124–263. , *Aarbog 1900.*
- Roering, J. J. (2008). How well can hillslope evolution models “explain” topography? Simulating soil transport and production with high-resolution topographic data. *Geological Society of America Bulletin*, 120(9-10), 1248-1262.
- Selby, M. J. (1993). *Mass wasting of Soils Hillslope materials and processes* Oxford University Press



- Shakesby, R. A., Dawson, A. G., & Matthews, J. A. (1987). Rock glaciers, protalus ramparts and related phenomena, Rondane, Norway: a continuum of large-scale talus-derived landforms. *Boreas*, 16(3), 305-317.
- Statens Kartverk. (2013). Produktspesifikasjon for ortofoto i Norge. Hentet fra <http://sosi.geonorge.no/Produktspesifikasjoner/tidligere/produktspesifikasjonortofotoversjon45-20130110.pdf>
- Stoffel, M., & Huggel, C. (2012). Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in physical geography*, 36(3), 421-439.
- Strømsøe, J. R., & Paasche, Ø. (2011). Weathering patterns in high-latitude regolith. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(F3).
- Sulebak, J. R. (2007). Landformer og prosesser. *En innføring i naturgeografiske tema. Fagbokforlaget, Bergen, Norway.*
- Westermann, S., Schuler, T., Gislås, K., & Etzelmüller, B. (2013). Transient thermal modeling of permafrost conditions in Southern Norway. *The Cryosphere*, 7(2), 719.
- Wilson, P., Matthews, J. A., & Mourne, R. W. (2017). Relict Blockstreams at Insteheia, Valldalen-Tafjorden, Southern Norway: Their Nature and Schmidt Hammer Exposure Age. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(1), 286-297.
- Ødegård, R. S., Hoelzle, M., Vedel Johansen, K., & L. Sollid, J. (1996). Permafrost mapping and prospecting in southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 50(1), 41-53.