

Masteroppgave ved institutt for Geografi

En fjernanalyse av landformer og skråningsprofiler i Reinheimen og Rondane

Tormod Vik Brede

Trondheim, 2018

Veileder: Ivar Berthling

Våren 2018

Norges teknisk- naturvitenskapelige universitet

Fakultet for samfunns- og utdanningsvitenskap

Institutt for Geografi



Abstract

The long-lasting paradigm that the low relief- high elevation surfaces of southern Norway is of Palaeozoic origin has recently been challenged by hypotheses' suggesting an increase of erosion due to a cold climate and corresponding recent development of these surfaces. To support claims regarding long term landscape evolution solifluction and weathering processes must be researched thoroughly. This study presents a randomized selection of slopes on low relief surfaces in two different mountainous areas in southern Norway and find that periglacial creep and weathering likely have altered many of these slopes. The slopes gradient along the profiles share the same qualities at most locations if we discard what is interpreted as deglaciation-features. The same range of slope gradients are found on 8/10 locations, and this is may be interpreted as a possible critical range of slope gradients formed by periglacial action.

Sammendrag

Det langvarige paradigme om at høytliggende områder med lavt relieff i Sør-Norge er av Paleozoisk opphav har blitt utfordret av hypoteser som foreslår en økning i erosjon på grunn av et kaldt klima og en tilsvarende utvikling av disse overflatene. For å støtte opp under påstander om storskala landskapsutvikling må solifluksjons- og forvitningsprosesser bli nøyere undersøkt. Dette studiet presenterer ti forskjellige, tilfeldig utvalgte skråninger og vurderer flere av de til å være av periglasialt opphav på grunnlag av landformer og skråningsform. Skråningens gradient langs profilen deler lignende kvaliteter på de fleste av lokalitetene. Lignende spenn i helning i deler av skråningen er funnet på 8/10 lokaliteter, og dette kan tolkes som en mulig kritisk helning formet av periglasial sediment-produksjon og -transport.

Forord

Takk til Lina og Arita som hjalp meg med å grave opp jordprøver vi aldri brukte, og til Kristin som lånte bort hytta si som base under uka med feltarbeid som i ettertid viste seg å være helt unødvendig. Det var hyggelig å være på fjellet uansett. Jeg må også takke veileder Ivar Berthling; jeg kommer aldri til å ha et avslappet forhold til skråninger igjen. En bakgrunn i naturgeografi gjør friluftslivet rikere, og det skal man ikke kimse av. Det er veldig mange fine folk på lesesalen, og de har gjort det morsomt å være student. Nå er det over, og jeg skulle gjerne gjort det igjen.

Innhold

Abstract	III
Forord	V
Innhold	VII
Figurer	IX
Tabeller.....	XI
Formler	XI
Vedlegg.....	XI
Terminologi	XIII
1 Innledning.....	1
1.1 Oppgavens relevans	1
1.2 Problemstilling.....	2
2 Områdebeskrivelse.....	3
2.1 Studieområdene	3
2.2 Reinheimen.....	4
2.3 Rondane	4
2.4 Deglasiasjonen i studieområdet.....	4
2.5 Permafrostutbredelse	4
3 Teori.....	7
3.1 Solifluksjon	7
3.2 Strukturmark og striper – kryoturbasjon	8
3.3 Frostforvitring - sedimentproduksjon	9
3.4 Blokkmark / blokkhav	10
3.5 Storskala landskapsutvikling.....	12
3.6 Storskala landskapsutvikling – ICE – hypotesen og standardmodellen	12
3.7 Glacial og periglacial “buzz-saw” – forklaringen på et jevnt landskap?	13
3.8 Skråningsmorfologi og skråningsystem.....	15
3.9 Deglasiasjon og fluviale nedskjæringer	16
3.10 Modellering av skråningsutvikling – en enkel krypemodell	17
4 Metode	19
4.1 Bakgrunn for metodevalg.....	19
4.2 Utvalg.....	20
4.3 ARCGIS.....	21
4.4 DEM	21
4.5 Ortofoto.....	21
4.6 Profilkurver og trendlinjer	22

4.7	Slope	22
4.8	Kartleggingsteknikk	22
4.9	ArcScene og Norgei3D	22
5	Resultater	24
5.1	Oversiktstabell	24
5.2	Helningskart Østre Reinheimen	25
5.3	Helningskart Rondane	26
5.4	Topp 1: Horrungen (1883)	27
5.5	Topp 2: Søre Kjølhaugen (1768)	28
5.6	Topp 3: Skardtind (1883)	29
5.7	Topp 4: Gjerdingshøi (1754)	30
5.8	Topp 5: Knatthøin (1706)	31
5.9	Topp 6: Gråhøe (1751)	32
5.10	Topp 7: Stygghøin (1727)	33
5.11	Topp 8: Simletind (1771)	34
5.12	Topp 9: Vasshuskollen (1783)	35
5.13	Topp 10: Storåtdalen vest (1792)	36
5.14	Reinheimen profilgrafer	37
5.15	Rondane profilgrafer	37
5.16	Reinheimen og Rondane, profilgrafer	38
5.17	Profilgrafer for Reinheimen og Rondane med samme startpunkt	38
5.18	Profilgrafer med like lange x- og y- akser med polynomfunksjon + trendlinje og R-kvadrat	39
6	Diskusjon og tolkninger	46
6.1	Kvalitativ tolkning av lokalitetene basert på ortofoto	46
6.2	Helning	50
6.3	Krypmodellen og trendlinjene	51
6.4	Blokkmark og skråning	52
6.5	Landformer	52
6.6	Geologi	52
6.7	Forskjeller mellom Reinheimen og Rondane	53
6.8	ICE – hypotesen og standardmodellen	53
6.9	Feilkilder	54
6.10	Alternativ metodologi til lignende problemstillinger	54
7	Konklusjon	56
8	Referansteliste	58

Figurer

Figur 2-1: Bilde som viser hvor studieområdene Reinheimen (til venstre) og Rondane (til høyre) ligger i Norge. Figuren er laget ved bruk av InnlandsGIS.no.....	3
Figur 2-2: Isstrømmer over fjellheimene i området fra Follestad & Fredin (2007) modifisert av Follestad (2011).....	4
Figur 3-1: Bevegelsesprofiler for de fire prosessene som er involvert i solifluksjon (Matsuoka, 2001).....	7
Figur 3-2: Islinser i overgangssonen mellom det aktive laget og permafrosten. Adventdalen, Spitsbergen. Foto: Dmitry Nekrasov.....	8
Figur 3-3: Front av solifluksjonslobe, Vinstradalen i Oppdal. (Dovre) Foto: Tormod Brede ...	8
Figur 3-4: Striper av stein i Reinheimen. Foto: Tormod Brede	9
Figur 3-5: Skjematisk diagram av et tverrsnitt av en hypotetisk skråning (Anderson, Anderson, & Tucker, 2013).....	9
Figur 3-6: Modellerte temperaturprofiler gjennom i en skråning på ukentlige intervall, med en gjennomsnittstemperatur på -2 °C vist i en trumpetkurve. Temperaturer i vinterhalvåret er godt innenfor FCW. (Anderson et al., 2013).....	10
Figur 3-7: Ballantynes (2010) forsøk på å lage en evolusjonsmodell for begge hypoteser i ett og samme rammeverk	11
Figur 3-8: Modellert overflate utsatt for simulert frostsprengning og frostkryp (D. L. Egholm et al., 2015).....	12
Figur 3-9: en spekulativ modell om hvordan isostasi hever selektivt etter denudasjon og issmelting. Fra Molnar & England (1990)	13
Figur 3-10: DEM og batymetri av vest-Skandinavia, med Z som høydedata. b, Nærøyfjorden (en fjordarm til Sognefjorden), som illustrerer kontrasten mellom den dypt eroderte fjorden og HELRS. c, Modeller for den tektonisk-geomorfogiske evolusjonen av vest-Skandinavia siden Cenozoikum. Rød linje: grunnoverflaten til begge modellen. Sort linje: dagens topografi. Blå linje: Havnivå. Grått: volum av masse erodert i pliocen og kvartær. Tid representert med tall. Fra Steer et al. (2012).....	14
Figur 3-11: Periglasialt skråningsystem fra Ballantyne & Harris (1994)	15
Figur 3-12: Konseptuell modell for periglasial skråningsutvikling, med og uten basal sedimentsakkumulasjon, fra Kirkby (1987)	15
Figur 3-13: "Hugg" i fjellet vest for Knatthøin (1706) tolket som deglasiasjonsformer	16
Figur 3-14: Elva Skjerva med tydelig fluvial nedskjæring med etterfølgende skråningsprosesser.....	16
Figur 3-15: Parabel.....	17
Figur 4-1: Østre del av Reinheimen inkl. Jetta, med topp-punkt i utvalget markert.....	20
Figur 4-2: Rondane topp-punkt i utvalget markert.....	21
Figur 5-1:Helningskart Reinheimen.....	25
Figur 5-2: Helningskart for Rondane (vest)	26
Figur 5-3: Horrungen	27
Figur 5-4: Skråningsprofil for Horrungen satt i kontekst.....	27
Figur 5-5: Søre Kjølhaugen.....	28
Figur 5-6: Skråningsprofil for Søre Kjølhaugen satt i kontekst	28
Figur 5-7: Skartind	29
Figur 5-8: Skråningsprofil for Skardtind satt i kontekst	29
Figur 5-9: Gjerdingshøi.....	30

Figur 5-10: Skråningsprofil for Gjerdingshøi satt i kontekst	30
Figur 5-11: Knatthøin	31
Figur 5-12: Skråningsprofil for Knatthøin satt i kontekst	31
Figur 5-13: Gråhøe	32
Figur 5-14: Skråningsprofil for Gråhøe satt i kontekst.	32
Figur 5-15: Skråningsprofil for Stygghøin satt i kontekst.....	33
Figur 5-16: Stygghøin	33
Figur 5-17: Simletind	34
Figur 5-18: Skråningsprofil for Simletind satt i kontekst	34
Figur 5-19: Vasshuskollen	35
Figur 5-20: Skråningsprofil for Vasshuskollen satt i kontekst.....	35
Figur 5-21: Storåtdalen Vest	36
Figur 5-22: Skråningsprofil for Storåtdalen vest satt i kontekst	36
Figur 5-23: Alle fem skråninger i Reinheimen i en graf	37
Figur 5-24: Alle fem skråninger i Rondane i en graf	37
Figur 5-25: Alle undersøkte skråningsprofiler i en graf.....	38
Figur 5-26: Profilgrafer for Reinheimen og Rondane der alle starter på samme høyde	38
Figur 5-27: Profilgraf for Horrungen med polynom trendlinje og R^2	39
Figur 5-28: Utvalg av profilgraf for Horrungen med polynom trendlinje og R^2	39
Figur 5-29: Profilgraf for Søre Kjølhaugen med polynom trendlinje og R^2	40
Figur 5-30: Profilgraf for Skardtind med polynom trendlinje og R^2	40
Figur 5-31: Profilgraf for Gjerdingshøi med polynom trendlinje og R^2	41
Figur 5-32: Profilgraf for Knatthøin med polynom trendlinje og R^2	41
Figur 5-33: Profilgraf for Gråhøe med polynom trendlinje og R^2	42
Figur 5-34: Profilgraf for Stygghøin med polynom trendlinje og R^2	42
Figur 5-35: Profilgraf for Simletind med polynom trendlinje og R^2	43
Figur 5-36: Profilgraf for Vasshuskollen med polynom trendlinje og R^2	43
Figur 5-37: Utvalg av profilgraf for Vasshuskollen, siste del. Med polynom trendlinje og R^2 . 44	44
Figur 5-38: Profilgraf for Storåtdalen vest med polynom trendlinje og R^2	44
Figur 6-1: Bratt parti ved start av skråningen på Horrungen og tydelig fargeforskjell mellom toppflate og skråning - erosiv grense?.....	46
Figur 6-2: Ubestemmelig teppelignende grense på Søre Kjølhaugen	46
Figur 6-3: Solifluksjonslober i blokkmark langs profilet på Skardtind	47
Figur 6-4:: Stripper under toppen på profilet ved Gjerdingshøi.....	47
Figur 6-5: Sorterte sirkler langs profilet på Gjerdingshøi Diameteren per sirkel er ca. 3m (det betydelige partiet midt i profilet markert som "strukturmark" i figur 5-9.....	47
Figur 6-6: Ortofoto av toppen av Knatthøin, der vi har torer på toppen, og blokkmarka har en skarp grense som et teppe.....	48
Figur 6-7: Toppen av Gråhøe. Virker til å ha et tynt eller ikke-tilstedeværende løsmassedecke	48
Figur 6-8: Toppen av Simletind	49
Figur 6-9: Former som tolkes som flomskredavsetninger langs profilet ved Stygghøin	49
Figur 6-10: Ubestemmelige landformer langs profilen til Vasshuskollen	50
Figur 6-11: Strukturmark på toppen ved Storåtdalen.	50
Figur 6-12: Profilgrafer for Reinheimen og Rondane med markert område.....	51

Tabeller

Tabell 5-1: Oversiktstabell over funnene for begge områder.....	24
---	----

Formler

Formel 3-1: Endring i løsmateraledekke over tid.....	17
Formel 3-2: Endring i løsmateraledekke over tid: Steady state	17

Vedlegg

Vedlegg 1	61
Vedlegg 2	62

Terminologi

ALT – Active layer thickness - Tykkelse på det aktive laget

Aktivt lag - Den delen av jorda der det er permafrost som fryser og tiner årlig

Aktivt lag – Laget over permafrosten som tiner og fryser årlig

Biota – Et økosystems levende grunnelementer

DEM – Digital Elevation Model - Digital høydemodell, en høydeverdi per piksel.

ELA – Equilibrium line altitude – Høyden på likevektslinjen på breer der mest geomorfologisk arbeid vil bli utført

FCI – Frost cracking intensity - Frostsprengningsintensitet

FCW – frost cracking window - Frostsprengingsvindu

Frostkryp – Sig pga. frosthevning i skråning

Gelifluksjon – Jordsig pga. høyt porevannstrykk under tinefasen

Glacial buzz-saw – slagord for hypotese om glacial kontroll av landskapets høyde over havet

HELRS – High elevation low relief surfaces / lavrelieffsoverflater høy over havnivå

Hydraulisk konduktivitet – vannledningsevne

In situ – Dannet på samme sted som det er

Islinser – Segregasjonsis i bakken dannet parallelt med frysefronten

Isostasi – Alt over en viss grense i mantelen skal veie like mye, og vulkanske prosesser justerer deretter.

MAAT – mean annual air temperature – Gjennomsnittelig lufttemperatur

Migmatittisk - dannet ved delvis oppsmelting av en tidligere bergart

Ortofoto – Flyfoto korrigert for å gi lik målestokk i hele bildet

Paleisk overflate – Gammel overflate

Passiv kontinental margin – Grense mellom kontinental- og havbunns skorpe som ikke beveger seg i forhold til hverandre.

Periglacial buzz-saw – spekulativ periglacial kontrollmekanisme i storskala landskapsutvikling

Periglasialt miljø – Miljø der frostprosesser er aktive

Planasjonsoverflate .- gammel nedtært overflate

Plug-like flow – gelifluksjon av hele det aktive laget

Porevannstrykk – trykket i vannet i jorda

Relikt – ikke aktiv

Regolitt – Forvittringsmasse

Solifluksjon – Paraplybetegnelse for periglasialt jordsig/kryp

1 Innledning

Høytliggende områder med lavt relativt relieff – high elevation low relief surfaces (heretter HELRS) er vanlig i Norge, og tradisjonelt er dette tolket som Norges *paleiske* overflate; en gammel nedtært overflate på havnivå som deretter er hevet av en eller flere tektoniske hendelser i Neogen (Lidmar-Bergström, Ollier, & Sulebak, 2000). I senere år er alternative tolkninger presentert, som legger vekt på feedback-mekanismer mellom relieff og klima, glasial erosjon i høyden og periglasial sediment-produksjon og transport (S. B. Nielsen et al., 2009). I periglasiale miljø er skråningsprosessene aktive også i slakere skråninger, der vegetasjonen er sparsom og temperaturene under frysepunktet store deler av året. Disse skråningsprosessene kalles *soliflukasjon*. Det er kjent at soliflukasjon spiller en betydelig rolle i landskapsutvikling over lang tid, men den sanne signifikansen er forholdsvis ukjent. Datamodellering viser at jevne overflater i periglasiale miljø kan dannes i løpet av noen få millioner år gjennom frostforvitring og sigeprosesser (D. L. Egholm, Andersen, Knudsen, Jansen, & Nielsen, 2015). Samtidig finnes det ingen beskrivelser av periglasiale berggrunnslandskap i klassisk periglasial litteratur (French, 2007). Feltstudier på temaet er mangelvare, og dette fjernstudiet kan bidra med tolkninger basert på målte høyder og fotografier av feltet.

En digital høydemodell (DEM) og ortofoto er brukt for å kartlegge landformer og for å tegne grafer med skråningsprofil fra topp til bunn. Dette for å finne ut om disse skråningene svarer til hvordan en skråning ideelt ville sett ut om soliflukasjon og frostforvitring er dominerende formgivende prosesser over svært lang tid. Utvalget av topp-punkt og de tilhørende skråningene som presenteres i denne oppgaven er valgt på grunnlag av tilstedeværelsen av *blokkmark*; sammenhengende forvitningsdekker med stor stein som har overlevd glasiasjonen i kvartær. Dette er relevant fordi landformer som dannes av soliflukasjon også finner sted i blokkmarka, som ifølge litteraturen er opptil flere millioner år gammel (Ballantyne, 2010), så betydelig massebevegelse kan virke usannsynlig.

1.1 Oppgavens relevans

I klassisk geomorfologi er periglasiale prosesser ofte nevnt som en ekstra kuriositet bakerst i boka, redusert til noe som egentlig ikke spiller noen stor rolle på landskapsnivå. I grunnkurs naturgeografi og geologi lærer man også stort sett at de store områdene med lavt relativt relieff i fjellområder er en paleisk (gammel) overflate. Dette er på ingen måte et ferdigstudert felt. Sulebak (2007) nevner i sin innførings-lærebok at på tross av motstanden til Davis' (1899) klassiske geografiske syklus om hvordan *planasjonsoverflater* blir til, er det denne modellen som blir presentert i de fleste lærebøker i naturgeografi og geologi fordi den er enkel å forstå

og bringer system og orden i en tilsynelatende stor variasjon i landformer og prosesser. Jo mer vi vet om blokkmarkas alder/opphav, bevaringsevnen til kald is og betydningen av forvitring og sigeprosesser kan det lede til et paradigmeskifte i spørsmålet om opphavet til Skandinavias relieff.

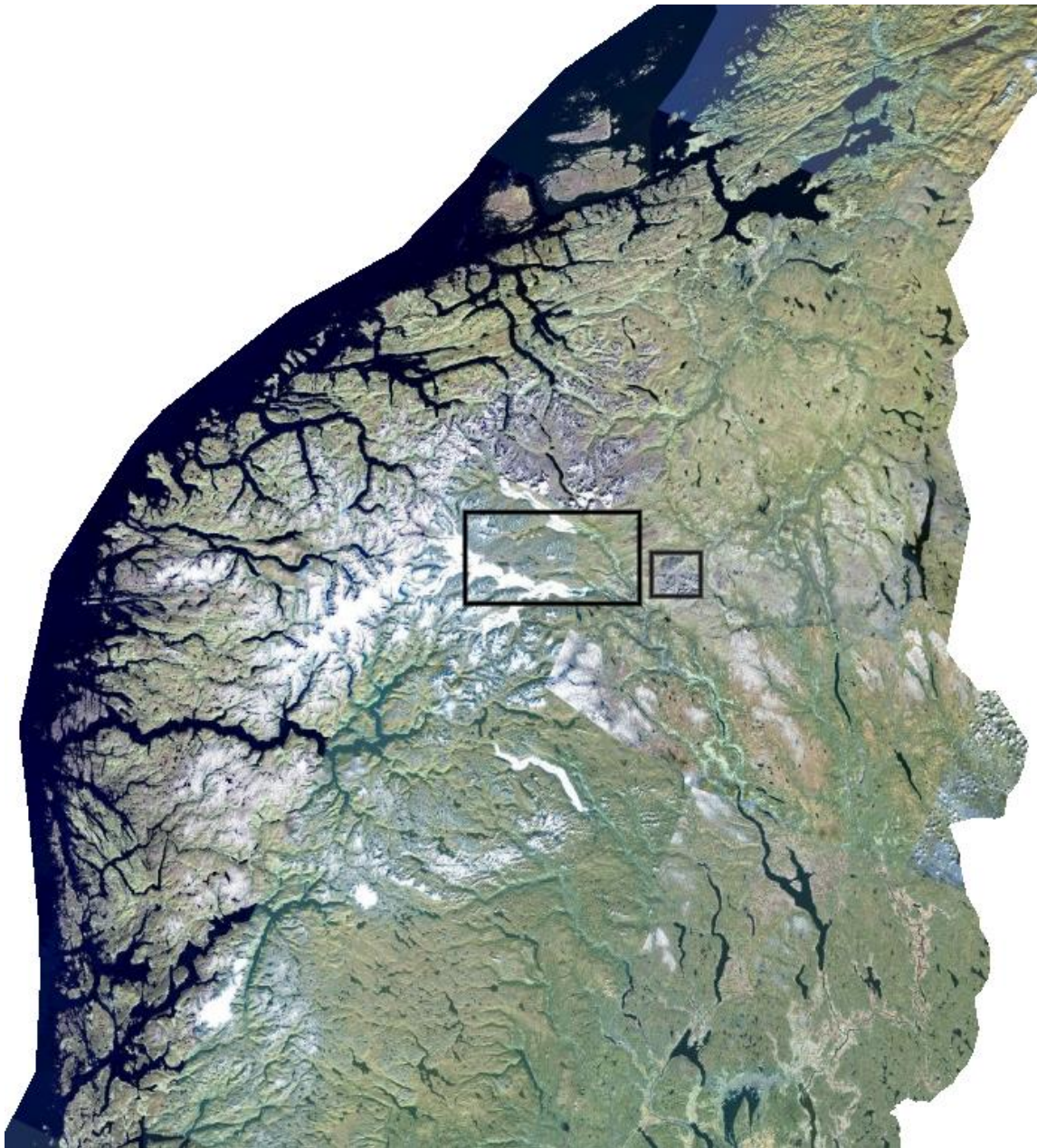
1.2 Problemstilling

HELRS/paleiske overflater dekker store deler av den norske fjellheimen, og en nyutviklet landskapsutviklingsmodell viser at slike overflater kan dannes av solifluksjon i kombinasjon med frostforvitring. På denne bakgrunnen vil oppgava undersøke i hvilken grad (1) typiske solifluksjonslandformer opptrer langs et profil over slik fjelloverflate, og (2) faktiske skråningsprofiler tilsvarer morfometrien som forventes som resultat av forvitring/sigeprosesser.

2 Områdebeskrivelse

Studieområdene er fjellheimene i Sør-Norge der vi finner *high elevation low relief surfaces - HELRS*. Storgeomorfoloien i Norge består i all hovedsak av dype, bratte glisiale daler nedskjært i et jevnere og tilsynelatende eldre landskap oppe i høyden. Det jevne landskapet er beskrevet i flere nivåer over ~1000 m.o.h. (Bonow, Lidmar-Bergström, & Näslund, 2003; Lidmar-Bergström et al., 2000), og vi finner det i hele Sør-Norge, men i denne oppgaven skal det fokuseres på Reinheimen og Rondane.

2.1 Studieområdene



Figur 2-1: Bilde som viser hvor studieområdene Reinheimen (til venstre) og Rondane (til høyre) ligger i Norge. Figuren er laget ved bruk av InnlandsGIS.no

2.2 Reinheimen

Reinheimen finner vi mellom Dovre/Sunnalsfjella og Jotunheimen. Grunnen til at dette område er valgt som studieområde er at vi dro dit for å gjennomføre feltarbeid sommeren 2017, men valgte å ikke bruke dataen vi samlet av ulike grunner. Reinheimen har topper opp mot 2000 m.o.h., og har store områder med HELRS. Østre del har ingen breer eller botner i dag, men vestre del (utenfor det valgte studieområdet) er svært glasialt preget. Berggrunnen i den østre delen av Reinheimen består i all hovedsak av granittiske gneiser med innslag av andre bergarter (se vedlegg 1).

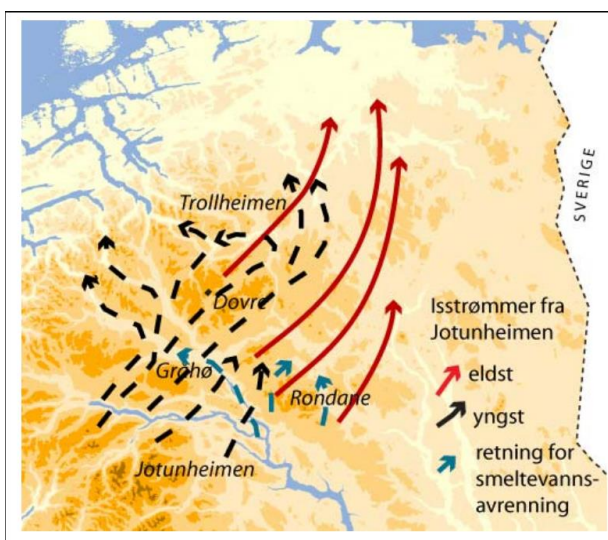
2.3 Rondane

Rondane er nært Reinheimen, og utgjør fjellområdet sør-øst for Dovre. Rondane har høyere topper enn Reinheimen, større deler virker dekt av blokkrik blokkmark; ortofotoene er helt grå. Geologien i Rondane består bla. av sammenhengende dekker av metasandstein og glimmerskifer (se vedlegg 2).

2.4 Deglasiasjonen i studieområdet

Siste istid varte fra ~115 000 til ~10 000 år siden. Da innlandsisen var så tykk at isretningen ikke var styrt av underliggende topografi, tyder skuringsstriper og avsetningsformer på at isstrømmene i dette området gikk nordover mot Trøndelag (Follestad & Fredin, 2007).

Mens innlandsisen fortsatt dekte mesteparten av fjellheimene under deglasiasjonen i Sør-Norge er det mye som tyder på supraglasial smeltevannsdrenering over isen og ned Romsdalen fra innlandsisens høyeste rygg lenger sør (Follestad, 2011). Figur 2-2 viser retninger for isstrømmer og smeltevannsdrenering.



Figur 2-2: Isstrømmer over fjellheimene i området fra Follestad & Fredin (2007) modifisert av Follestad (2011)

2.5 Permafrostutbredelse

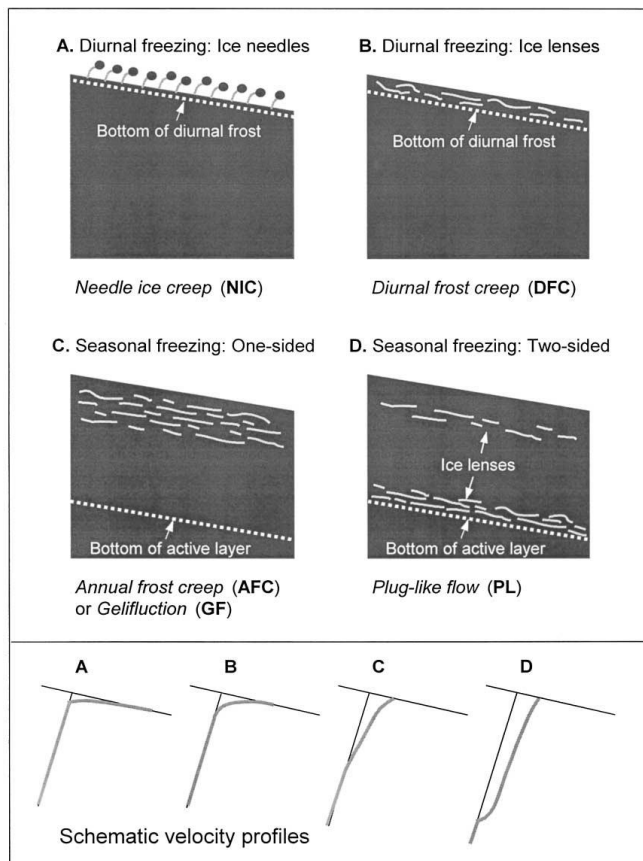
Gjennom klimadata og temperaturer fra borehull har Gisnås et al. (2017) laget et kart som viser utbredelsen av *permafrost* i Norge, Sverige og Finland. Av landarealene i disse tre landene har Norge 56% av områdene med permafrost, og 21% av det er områder mer blokkmark. Ifølge Etzelmüller, Berthling, & Sollid (1998) er det sannsynlig at det er permafrost der

MAAT er lavere enn $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$, og borehull og temperaturmålinger på Jetta og Dovre viser til en estimert permafrostgrense på henholdsvis 1450 og 1500 m.o.h. Reinheimen og Rondane har sannsynligvis permafrostgrenser på omtrent de samme høydene. Man finner lite data om tykkelsen på det aktive laget, men et borehull ved Juvasshøe hadde en *ALT* på mellom 2 og 2,5 meter mellom 1999 og 2011 (CALM, 2018). *ALT* på toppene i Reinheimen og Rondane er trolig marginalt tykkere eller tilnærmet likt.

3 Teori

3.1 Solifluksjon

Solifluksjon er et kjent fenomen og er kombinasjonen av flere prosesser som flytter løsmateriale selv langs lave gradienter på grunn av frysing og tining i periglasielle miljøer med lite vegetasjon. De to viktigste prosessene kalles *frostkryp* (*frost creep* på engelsk) og *gelifluksjon*. Frostkryp er den forflytningen som skjer etter frostheving som vil skje normalt på fryseplanet. Tining vil da resultere i en vertikal nedadgående massebevegelse. Gelifluksjon skjer når porevannstrykket er høyt på grunn av at frosten i jorda hindrer infiltrasjon, spesielt i det en *islinse* tiner raskt slik at overskuddsvann ikke rekker å presses ut av jorda. Et is-rikt lag i øverst permafrosten kan resultere i *plug like-flow*, som beveger hele det *aktive laget* som en ‘plugg’ (French, 2007). Se bevegelsesprofiler jf. Matsuoka (2001).



Figur 3-1: Bevegelsesprofiler for de fire prosessene som er involvert i solifluksjon (Matsuoka, 2001)

For at frostheving skal skje, må kornstørrelsene i jorda være innen visse rammer. Når vann fryser sakte til i finkornede jordarter, vil ikke alt vannet fryse i porene, men trekke oppover mot lavere trykk; på engelsk *cryosuction*. Kornstørrelse kontrollerer *hydraulisk konduktivitet*. Dette danner islinser, og gjør frostheving betydelig høyere enn det ville vært om det kun var pga. 9% volumøkning (French, 2007).

Kornstørrelse, termisk konduktivitet, temperatur, vegetasjon, gradient og dybden av årlig frysing/tining kontrollerer solifluksjon og andre periglasielle prosesser (French, 2007). Prosessen i seg selv er enkel å forstå, men det viktige spørsmålet er hvordan overflaten som helhet utvikler seg over



Figur 3-2: Islinser i overgangssonen mellom det aktive laget og permafrosten. Adventdalen, Spitsbergen. Foto: Dmitry Nekrasov

lange tidsskalaer om solifluksjon og frostforvitring er aktive prosesser. Solifluksjonslandformer finner man gjerne mellom 2° og 41°, særlig mellom 10° og 20°. Den årlige overflatebevegelsen til

solifluksjonsprosesser kan variere veldig, og kontrolleres av flere koblede parametere, men ligger ofte mellom 0 og 5 cm i året (Matsuoka, 2001).

Solifluksjon danner landformer som lober/tepper og pløyeblokker. Likevel kan solifluksjon skje uten dannelse av landformer. Det trenger heller ikke være permafrost for at solifluksjon skal foregå, så det er viktig å bemerke seg at tilstedeværelsen av lober ikke er ensbetydende at det er permafrost (French, 2007)

Lober og tepper er vanlige former å finne på HELRS. Solifluksjonsprosesser danner sannsynligvis disse landformene ved at bevegelsen er mindre på enkelte steder og det fører til



Figur 3-3: Front av solifluksjonslobe, Vinstradalen i Oppdal. (Dovre) Foto: Tormod Brede

at materiale hoper seg oppå hverandre der bevegelsen retarderer. Tepper finner man gjerne der man ikke har vegetasjon som forstyrrer prosessen, evt. der jordstrukturen er lik i hele skråningen. Om skråningen har lober tolker man gjerne det til at sigeprosesser er pågående.

3.2 Strukturmark og striper – kryoturbasjon

Frysing og tining i permafrost fører ofte til en vertikal og horisontal fordeling av løsmassene i det aktive laget. Frostsortering skjer på grunn av *kryoturbasjon*. Kryoturbasjon er en parablybetegnelse for hvordan frosthevning og påfølgende tining av denne endrer jordstrukturen og kan sortere ulike kornstørrelser (French, 2007). Strukturmark inkluderer områder med trekk som mer eller mindre sorterte sirkler (steinsirkler) og tuemark. I høyalpine områder som Reinheimen og Rondane er det det først og fremst sirkler, striper og andre mer imperfekte sorterte former som er relevant. Det som skjer er i all hovedsak at på grunn av ujevn frostnedtrengning så blir det også horisontal forflytning av de grovere steinene. Da vil store

kornstørrelser bevege seg mot fryseplanet og finmaterialet beveger seg bort fra fryseplanet (Hallet, 1990). Striper tolkes også gjerne som et resultat av kryoturbasjon i slak skråning (Bockheim & Tarnocai, 1998). De tydeligste langsgående stripeformene man kan observere med fjernanalytiske verktøy kan også være det som kalles *blockstreams*; et blokkmarksfenomen der lange linjer av grovmateriale bryter opp et ellers vegetert eller blokkfritt område. Slike landformer kobles imidlertid til solifluksjon i et permafrostmiljø kaldere enn dagens og virker ofte å være *relikte* (Wilson, Matthews, & Mourné, 2017).



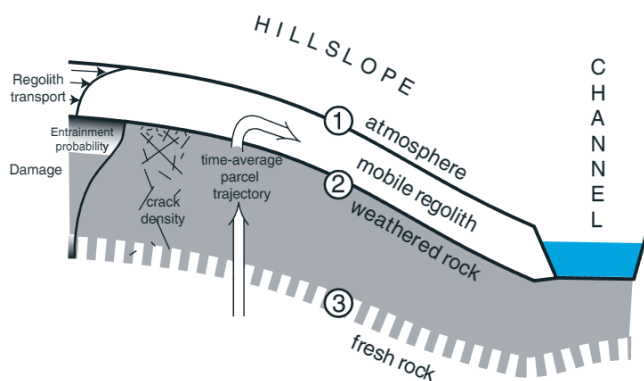
Figur 3-4: Striper av stein i Reinheimen. Foto: Tormod Brede

3.3 Frostforvitring - sedimentproduksjon

Forvitring er et bredt uttrykk om favner mange prosesser av både fysisk, kjemisk og biologisk karakter. Når det skrives om forvitring i denne oppgaven menes alle prosesser som produserer løsmateriale fra grunnfjellet. Frostforvitring foregår alle steder med negative temperaturer. På flere nivå er det en viktig prosess i nedbrytningen av fjell. Moderne forskning konkluderer med at frostsprengning i periglasielle miljø stort sett er et resultat av is-segregasjon (French, 2007). Dybden og intensiteten til frostsprengning er primært avhengig av den årlige gjennomsnittlige lufttemperaturen (MAAT). MAAT på plussiden har ofte intens sprengning nært overflaten og frost ned til omtrent fire meter i fjell. Negativ MAAT har mindre intens sprengning dypere ned i overflaten (50cm – 800cm) (Hales & Roering, 2007). Det er bred enighet om at frost, og fryse-/tineprosesser fører til kiling i bergsprekker, splitting av steiner og *granulær disaggregasjon*. En parablybetegnelse for disse typene frostforvitring er

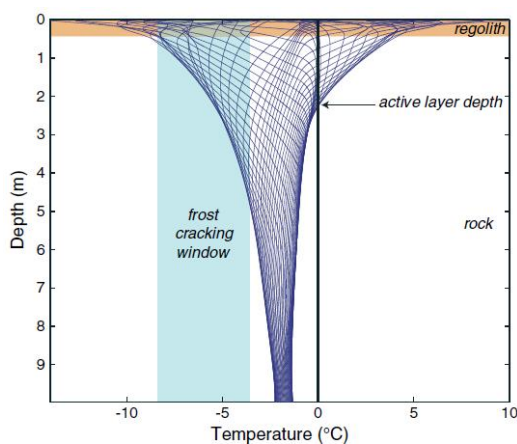
gelifraksjon.

Granulær disaggregasjon er nedbrytningen av det ytterste laget på fjell i dagen. Det produserer finkornede sedimenter, og kan tolkes til å være det som produserer finmaterialet i blokkmark (Ballantyne, 2010).



Figur 3-5: Skjematiske diagram av et tverrsnitt av en hypotetisk skråning (Anderson, Anderson, & Tucker, 2013)

Anderson, Anderson, & Tucker (2013) beskriver et tredimensjonalt syn på frostkryp og forvitring som er drevet av tektonikk, klima, *biota* og tyngdekraft. Figur 3-5 viser de viktige grensene i et tverrsnitt i en skråning med et sigende forvitningsdekke; grensen mellom atmosfæren og overflaten, grensen mellom det fine og det grove materialet i den diamikte, bevegende *regolitten* og grensen mellom den fastsittende uforvitrede fjelloverflaten og løsmassen. Flere studier omtaler det man kaller *frost cracking window (FCW)*, de temperaturene i vinterhalvåret som gir aktiv frostsprengning; $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ til $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Anderson et al., 2013; Hales & Roering, 2007). Et kaldt klima vil føre til nedbrytning av overflaten, men intensiteten vil være høyere innenfor gitte rammer.



Figur 3-6: Modellerte temperaturprofiler gjennom i en skråning på ukentlige intervall, med en gjennomsnittstemperatur på $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ vist i en trumpetkurve. Temperaturer i vinterhalvåret er godt innenfor FCW. (Anderson et al., 2013)

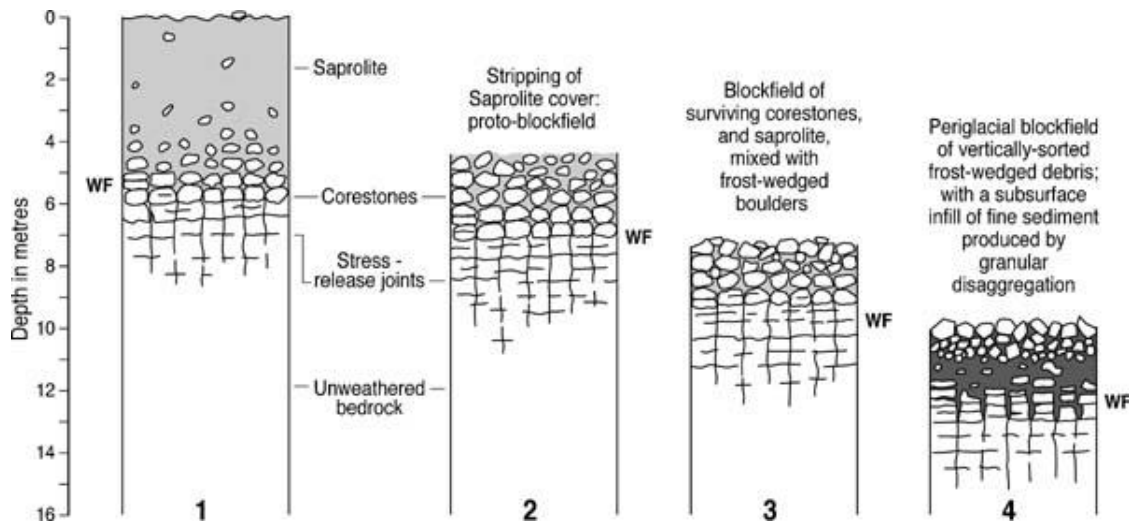
3.4 Blokkmark / blokkhav

Særlig på de høyeste toppene i den sørnorske fjellheimen, men også lenger ned finner vi blokkmark/blokkhav; mer eller mindre sammenhengende dekker av *regolitt* med store kantete steiner på overflaten. Den stedegne (*autochthonous*) blokkmarka dannet *in situ*, har en opprinnelse og alder som er sterkt debattert tema. Det er to motstridende hypoteser som forsøker å svare på dette; Neogen-hypotesen og den periglasiale hypotesen (Ballantyne, 2010).

Tidligere ble ofte blokkmark antatt til å være av holosen tid, men dette er nå vurdert umulig fordi det er minimalt med frostsprengning i områder der fjelloverflater er blankpolert av glasial erosjon (André, 2002). Ballantyne (2010) hevder at det meste av stedegen blokkmark virker å være relikte; mange er dekt av mose, lav og tynne lag med jord og synlige steiner er svakt rundet av granulær disassagregasjon.

Neogen-hypotesen går i all hovedsak ut på at blokkmarka er eldre enn kvartær, men er modifisert av det kalde klimaet i denne perioden. Det er mange argumenter for at blokkmarka vi finner mange steder er eldre enn kvartær. Den ligger oppå på det som blir tolket som den paleiske overflaten hevet i tertiær tid (Fjellanger & Sørbel, 2007; Nesje & Dahl, 1990; Paasche, Strømsøe, Dahl, & Linge, 2006; Whalley, Rea, & Rainey, 2004), som disse forfatterne hevder består av finmateriale fra kjemisk forvitring til silikater vi sjelden finner i kalde klima, deriblant leirmineraler som Gibsitt og Kaolnitt (Paasche et al., 2006; Rea, Whalley, Rainey, & Gordon, 1996; Whalley, Rea, Rainey, & McAlister, 1997).

Den periglasiale hypotesen argumenterer for at blokkmarka er av kvartær alder, og primært et resultat av frostforvitring i et periglasialt miljø. Ballantyne (1998) argumenterer for at komposisjonen til lokaliteter med blokkmark i nord-vest Skottland svarer godt til en formasjon gjennom frostsprengning og granulær disaggregasjon, og at Gibbsitt og Kaolnitt kan dannes i interglasialer da det er varmere. B. Goodfellow (2007); B. W. Goodfellow, Fredin, Derron, & Stroeven (2009) argumenterte med det samme og tolket det til å være av kvartær opprinnelse da leirinnholdet i massene de undersøkte i Nord-Sverige var minimal; mellom 3 og 10 prosent.



Figur 3-7: Ballantynes (2010) forsøk på å lage en evolusjonsmodell for begge hypoteser i ett og samme rammeverk

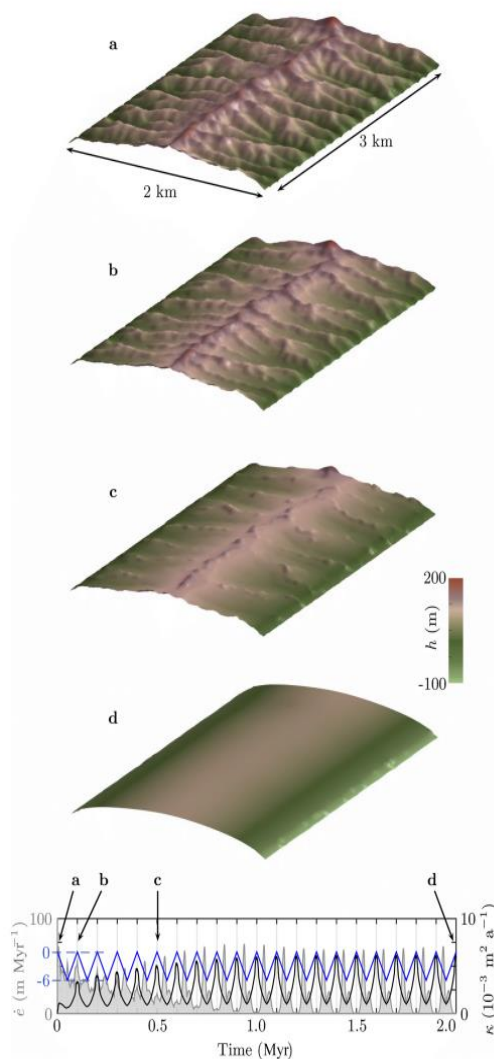
Mye blokkmark har et sammenhengende regolitt-dekke, men noen steder kan man finne det man kaller en *tor*; knoller med fjell i dagen i blokkmarka (Anderson, 2002). Dette finner man mange steder der det er blokkmark- noen mer spektakulær enn andre. Særlig i granittiske bergarter vil enkelte punkt i blokkmarka være mindre utsatt for forvitring og erosjon enn områdene rundt. Ved å undersøke disse for kosmogoniske radionuklider (^{10}Be og ^{26}Al) kan man få et estimat på hvor lenge overflaten har vært i dagen og blitt utsatt fra stråling fra verdensrommet. Bierman, Marsella, Patterson, Davis, & Caffee (1999) har prøvd dette i Minnesota og Baffin Island i USA, og har funnet eksponeringsaldre fra ~ 30000 år på glasialt modifiserte torer til ~ 340000 år på glasialt umodifiserte torer. Brook, Nesje, Lehman, Raisbeck, & Yiou (1996) har gjort det samme på blokkmark på Skåla i Sunnmøre og funnet eksponeringsaldre under ~55000 år.

Fabel, Ballantyne, & Xu (2012) beskriver *trimlines*, de godt synlige grensene mellom blokkmark og det som bærer preg av glasial erosjon. Disse tolkes som enten grensen mellom varm og kald is eller øvre grense for isdekke.

3.5 Storskala landskapsutvikling

I teorien kan solifluksjon og sediment-produksjon ved forvitring danne jevne landskap over lange tidsperioder. Om man gjør noen antagelser om prosessene, kan man tenke seg til hvordan denne skråningen ville sett ut. D. L. Egholm et al. (2015) presenterer en evolusjonsmodell for et fluvialt landskap som blir utsatt for sediment-produksjon via frostsprengning og sediment-transport via frostkryp. Dette forsøket, ledet av pionérene for *ICE-hypotesen* viser et spennende resultat; et jevnt landskap kan utvikles i løpet av få millioner år. Se figur 3 – 8.

D. L. Egholm et al.: Modelling periglacial landscape evolution



Figur 3-8: Modellert overflate utsatt for simulert frostsprengning og frostkryp (D. L. Egholm et al., 2015)

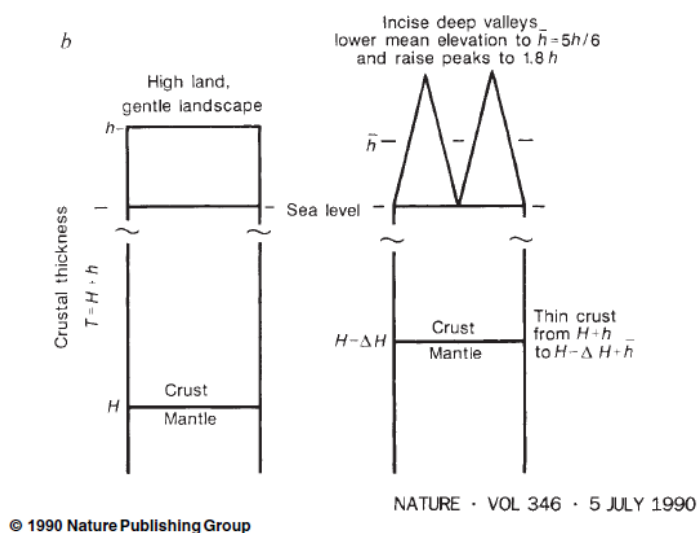
3.6 Storskala landskapsutvikling – ICE – hypotesen og standardmodellen

Storskala landskapsutvikling i Skandinavia er et sterkt debattert tema. Den tradisjonelle forklaringen; Standardmodellen, tolker det udramatiske landskapet som et eller flere oppløftede peneplan, løftet under en tektonisk hendelse i Kritt og Paleogen. De dype innskjæringene er dannet av en meget selektiv erosjon av isbreene i kvartær, og det jevnere landskapet i høyden er bevart under kald is. Lidmar-Bergström et al. (2000) presenterer en kvalitativ studie der de støtter den tradisjonelle oppfatningen av storskala landskapsutvikling i Skandinavia. De argumenterer med at morfologien på paleo-overflatene stemmer godt overens med det som er typisk for oppløftede landmasser langs *passive kontinentale marginer*, og støtter opp under tidlige artikler av Reusch (1901) og Gjessing (1967). Denne landhevningen; Neogen-oppløftet eller landhevningen i tertiær som det tidligere ble kalt, skal ha blitt satt i gang av

kompresjonsstress innad i kontinentalplaten og videreført av glasiasjoner og påfølgende

isostatisk kompensasjon (Doré et al., 1999). Denne landhevningen er med andre ord vanskelig å få taket på og det finnes ingen bred enighet om når, hvordan eller hvorvidt det har hendt.

Isostasy-climate-erosion-hypotesen/ICE-hypotesen foreslår en annen tolkning av landskapet, og setter andre komponenter i vurdering. S. B. Nielsen et al. (2009) nevner en feedback-mekanisme mellom klima og relieff gjennom kvartær, der et kaldt klima vil gi økt denudasjon, og dermed også økt landheving (Molnar & England, 1990). Heving vil foregå langsomt, og selektivt på høye områder uten veldig tykke isdekker og tregere skråningsprosesser. Steer, Huismans, Valla, Gac, & Herman (2012) mener sediment-volumet på kontinentalsokkelen fra 0 – 2,8 millioner år siden er for stort til at erosjon kun har foregått i daler og fjorder; det forklarer bare 35 -55%, og tolker det som at betydelig erosjon også har funnet sted oppe på HELRS. Et nytt studie fra et transekt langs Sognefjorden foreslår også dette på bakgrunn av kosmogenisk ^{10}B og ^{26}Al (Andersen et al., 2018). Onshore-/offshore-stratigrafi er imidlertid vanskelig, og ingen metoder for dette er uten betydelige feilkilder (Sømme, Helland-Hansen, & Martinsen, 2013). Norske fjell er da tolket som en rest av den kaledonske fjellkjeden, fordi isostasi ikke fungerer likt over hele landmassen. (S. B. Nielsen et al., 2009)



Figur 3-9: en spekulativ modell om hvordan isostasi hever selektivt etter denudasjon og ismelting. Fra Molnar & England (1990)

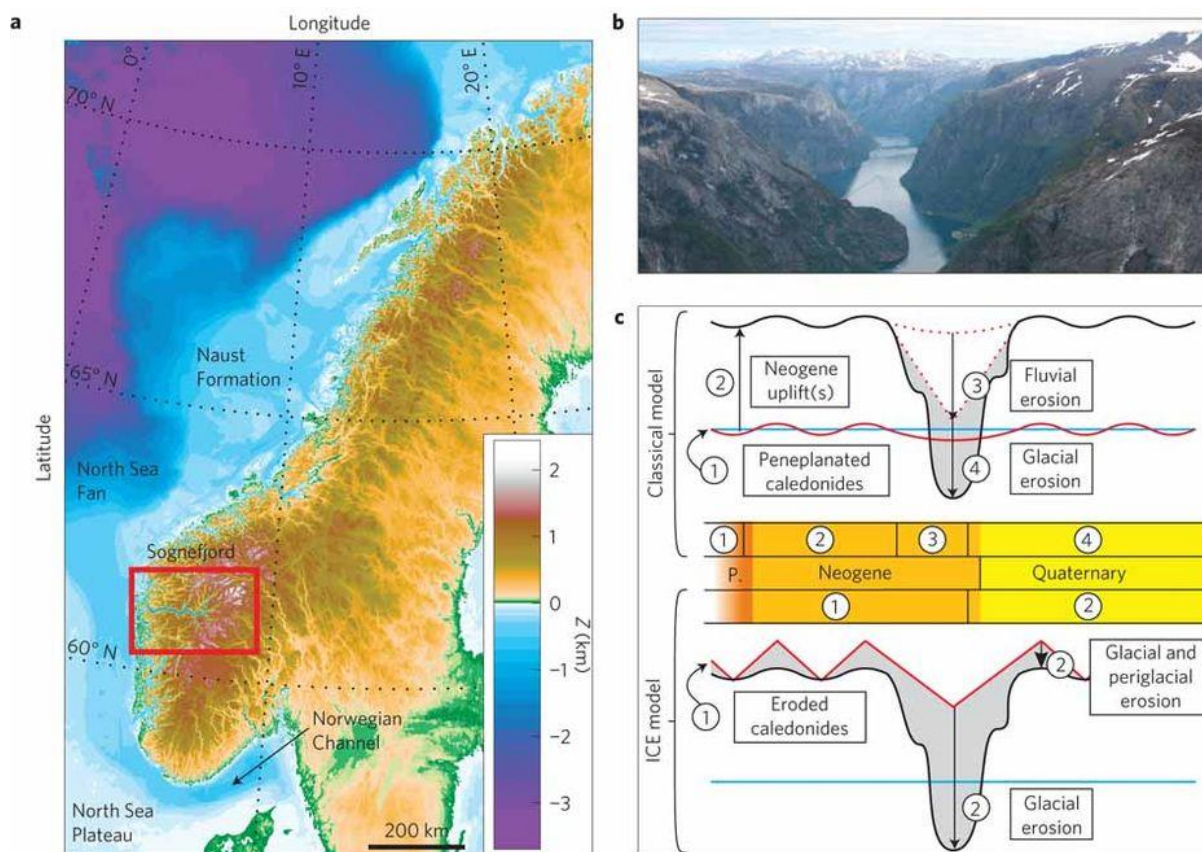
ICE-hypotesen er underutviklet, og det er en pågående diskusjon om dens validitet (Chalmers, Green, Japsen, & Rasmussen, 2010; Lidmar-Bergström & Bonow, 2009; S.-B. Nielsen, Gallagher, Egholm, Clausen, & Summerfield, 2009; S. Nielsen et al., 2010)

3.7 Glacial og periglacial "buzz-saw" – forklaringen på et jevnt landskap?

I følge ICE-hypotesen er det også stort og betydelig geomorfologisk arbeid i de lokale botnbreene i fjellheimen. Den bakoverskridende erosjonen av disse breene gjør at disse breene fungerer som en "sag" langs den regionale likevektslinjen; ELA, som eroderer av HELRS og på den måten bidrar til at større områder har relativt lik høyde (D. Egholm, Nielsen, Pedersen, & Lesemann, 2009). Her nevnes også periglasialt sig – solifluksjon – som en viktig agens. Solifluksjon skaper da det jevne

landskapet vi observerer, og gjør et betydelig geomorfologisk arbeid i skråninger mellom glasialt eroderte daler med en helning innenfor visse rammer. Andersen, Egholm, Knudsen, Jansen, & Nielsen (2015) undersøker signifikansen til de periglasiale prosessene frostkryp og frostsprengning som en funksjon av temperatur og sediment-tykkelse. De konkluderer på basis av mange studier med at frostsprengning skjer med en MAAT på både over og under frysepunktet og blir forsterket av et sediment-dekke, men frostkryp er mest intenst når MAAT er nærmere 0 °C. Tilstedeværelsen av vann er nødvendig for disse prosessene, noe som er styrt av mange komponenter som kan være problematisk å kvantifisere.

Det er viktig å presisere at det hersker liten tvil om at kald is har bevart store deler av HELRS; enkelte steder finner man til og med flyttblokker oppå blokkmark, andre steder finner man glasiale dreneringskanaler (Ballantyne, 2010).

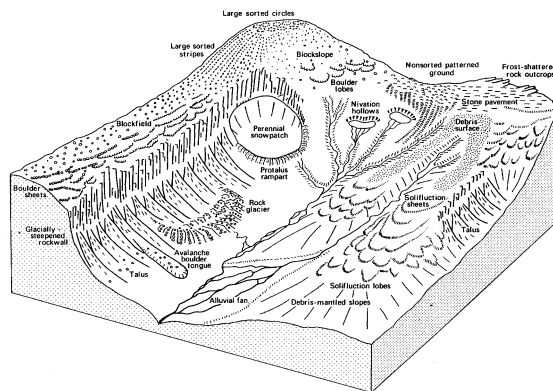


Figur 3-10: DEM og batymetri av vest-Skandinavia, med Z som høydedata. b, Nærøysfjorden (en fjordarm til Sognefjorden), som illustrerer kontrasten mellom den dypt eroderte fjorden og HELRS. c, Modeller for den tektonisk-geomorfologiske evolusjonen av vest-Skandinavia siden Cenozoikum. Rød linje: grunnoverflaten til begge modellen. Sort linje: dagens topografi. Blå linje: Havnivå. Grått: volum av masse erodert i pliocen og kvartær. Tid representert med tall. Fra Steer et al. (2012)

3.8 Skråningsmorfologi og skråningsystem

Forståelsen for skråningsformer vi finner i kalde klima er liten – koblingen mellom prosess og form er uklar (French, 2007). Den ‘paleiske’ overflaten er ikke flat, selv om det kan virke slik når man skriver om den. Den består av skråninger, og alle skråninger er en del av et system. Slike skråningsystem er ofte representert gjennom tegnede figurer, der vi ser sorterte sirkler på toppen, som stadig blir til striper når skråningen blir bratt (se figur 3-11). Lenger ned finner man lober helt ned til man

ikke befinner seg i et periglasialt miljø lenger, der andre prosesser frakter materiale. At periglasiiale skråningsformer finnes i forbindelse med fjellvegger og deres flomskred-/snøskred-modifiserte taluser,



Figur 3-11: Periglasialt skråningsystem fra Ballantyne & Harris (1994)

og former av andre hurtige massebevegelser er kjent, men i Hugh French' (2007) periglasiiale oppslagsverk nevnes det ingenting om et periglasialt berggrunnslandskap formet av forvitring og solifluksjon. Kirkby (1987) foreslår en skråningsutvikling der treg massetransport vil jevne ut en skråning (figur 3-12). Avhengig av konnektiviteten til eventuell dreneringskanal for videre transport, vil sedimentdekket bli tykt i nedre halvdel av skråningen. ICE – hypotesen foreslår et glasialt/periglasialt landskap formet av både glasial og periglasiial erosjon og transport. Berthling & Etzelmüller (2011) nevner et alternativt uttrykk - *cryo-conditoning* – på bakgrunn av at glasiageomorfoloji og periglasiial geomorfologi i litteraturen ofte er to separate praksiser. I forbindelse med storskala landskapsutvikling er ikke nødvendigvis dette skillet til gagn. Kryogeomorfoloji kan derfor være et godt uttrykk i forbindelse med slike studier, da koblingen mellom disse to hovedretningene er essensiell i studier om storskala landskap over lange tidsserier.

ICE – hypotesen foreslår et glasialt/periglasialt landskap formet av både glasial og periglasiial erosjon og transport. Berthling & Etzelmüller (2011) nevner et alternativt uttrykk - *cryo-conditoning* – på bakgrunn av at glasiageomorfoloji og periglasiial geomorfologi i litteraturen ofte er to separate praksiser. I forbindelse med storskala landskapsutvikling er ikke nødvendigvis dette skillet til gagn. Kryogeomorfoloji kan derfor være et godt uttrykk i forbindelse med slike studier, da koblingen mellom disse to hovedretningene er essensiell i studier om storskala landskap over lange tidsserier.

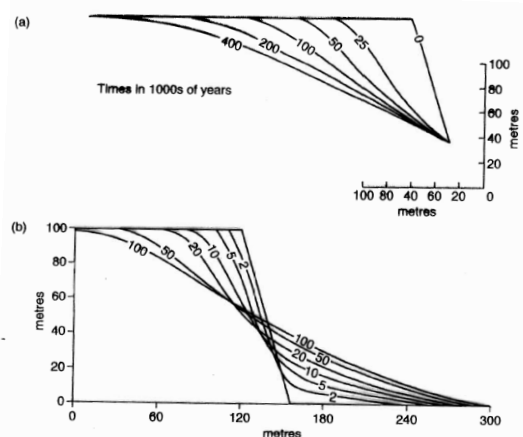
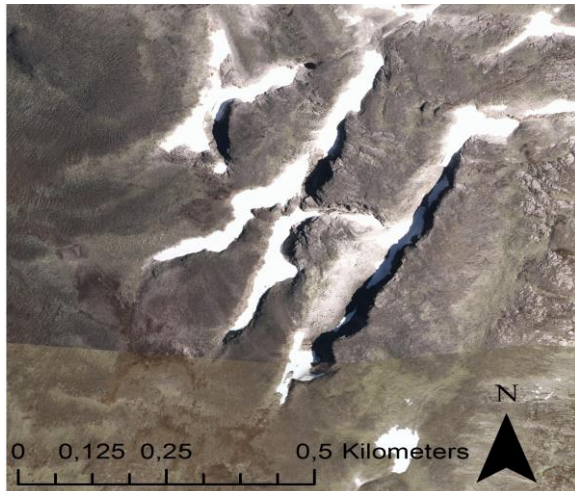


Figure 7.27 (a) Model of periglacial slope evolution with basal removal of debris. (b) Model of periglacial slope evolution with basal sediment accumulation. After Kirkby (1987).

Figur 3-12: Konseptuell modell for periglasiial skråningsutvikling, med og uten basal sedimentsakkumulasjon, fra Kirkby (1987)

3.9 Deglasiasjon og fluviale nedskjæringer

Gjennom datamodellering o.l. kan man se skråningsutvikling som et resultat av kun periglasiære prosesser. I felten er det særlig to komponenter som er ventet til å kunne endre skråningene i studiet; deglasiasjoner og den fluviale nedskjæringen man kan vente seg på bakgrunn av isostatisk kompensasjon. Selv om glasiær erosjon kan være minimal i høyden der det er



Figur 3-13: 'Hugg' i fjellet vest for Knatthøin (1706) tolket som deglasiasjonsformer

permafrost mellom isen og jordoverflaten kan deglasiasjonen og dens glasi-fluviale prosesser sette spor etter seg også i høyden. I forbindelse med denne oppgaven gjør det den kvalitative tolkningen av landskapet vanskeligere. Tilstedeværelsen av glasi-fluviale spylereenner, rester av bredemte sjøer og deres katastrofetappinger finnes både i Reinheimen og Rondane, og de stedene der man ser klare skiller mellom 'nytt' og 'gammelt' landskap blir gjerne tolket som deglasiasjons-trekk. Glasiasjoner og

påfølgende deglasiasjoner har det vært mange av i kvartær, og om hver deglasiasjon ligner den forrige er umulig å vite, men tilstedeværelsen av blokkmark gir en øvre grense for hvor bortvasking av eldre former er forekommet (f. eks figur 3.13).

Etter en deglasiasjon, vil flere formgivende prosesser være ekstra aktiv som følge av stressavlastning, temperaturendringer, tining av permafrost etc. Disse systemene kalles *paraglasiale systemer* og er essensielle for å forstå nedbrytningen av et landskap over tid (Ballantyne, 2002). I denne sammenhengen er det viktig å tenke på fordi sigeprosessene frakter materiale ned til kanalen, og den totale denudasjonen vil ha vært høyere i den ustabile/metastabile fasen etter/under deglasiasjonen. Former og prosesser kan være inaktive eller relikte i dag i et mer eller mindre stabilt klima.



Figur 3-14: Elva Skjerva med tydelig fluvial nedskjæring med etterfølgende skråningsprosesser.

3.10 Modellering av skråningsutvikling – en enkel krypemodell

Morfologien til en skråning er et direkte resultat av tektoniske, biologiske og klimatiske faktorer som driver sediment-produksjon og -transport (Roering, 2008). Massebalansen i en skråning kan forklares ved at fluks gjennom et gitt snitt (Q_{out}) er bestemt av tilført materiale (Q_{in}) og endring i topografi over tid (ΔS) (f. eks solifluksjon): $Q_{out} = Q_{in} + \Delta S$

En bør også ta hensyn til hvor mye berggrunn som forvitrer, og endringer i tetthet fra berg til forvittringsmateriale: $Q_{out} = Q_{in} + \Delta S + \text{forvitring}$.

Formel 3-1: Endring i løsmaterialedekke over tid

$$\frac{\partial R}{\partial t} = \frac{\rho r}{\rho b} \dot{W} - \frac{1}{\rho b} \frac{\partial Qx}{\partial x}$$

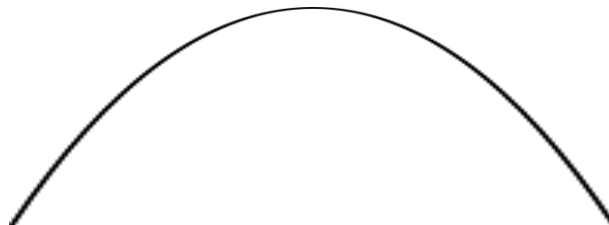
R = Tykkelse av løsmaterialedekke, ρr = tetthet berggrunn, ρb = tetthet av løsmateriale, \dot{W} er forvittringsrate, t er tid, ∂ er endring og Qx er materialfluks.

Hvis man da gjør en antagelse om at forvitring er lik i hele skråningen uavhengig av topografien, og at transporten hele tiden må ta med de nyforvitrede massene i tillegg til det som allerede er i transport (“steady state”), må transportkapasiteten øke og skråningen bli brattere.

Formel 3-2: Endring i løsmaterialedekke over tid: Steady state

$$\frac{\partial R}{\partial t} = 0: \rho r \dot{W} = \frac{dQx}{dx},$$
$$Qx = \rho r \dot{W} x$$

Med andre ord vil Qx øke med avstand fra toppen av skråningen om det er ingen endring i R over tid. Med en slik modell til grunn burde en skråningsform fra topp til bunn i et periglasialt forvittrings-/krypelandskap svare til en konveks parabel-form (Anderson & Anderson, 2010).



Figur 3-15: Parabel

4 Metode

4.1 Bakgrunn for metodevalg

Masterløpet har sine begrensinger, og på grunnlag av tid, evne og forståelse har jeg valgt en enkel fjernanalytisk metodikk. Originalplanen var å finne en geomorfometrisk metode der man utvikler en egen algoritme for å gjenkjenne en bestemt skråningsform fra topp til bunn. Etter å ha innsett at dette var lettere sagt enn gjort, falt valget på en enklere løsning der man velger ut topp-punkt gjennom en tilfeldig navnevelger, og måler ut endring i z-verdi langs akse og kartlegger landformer på hvert sted.

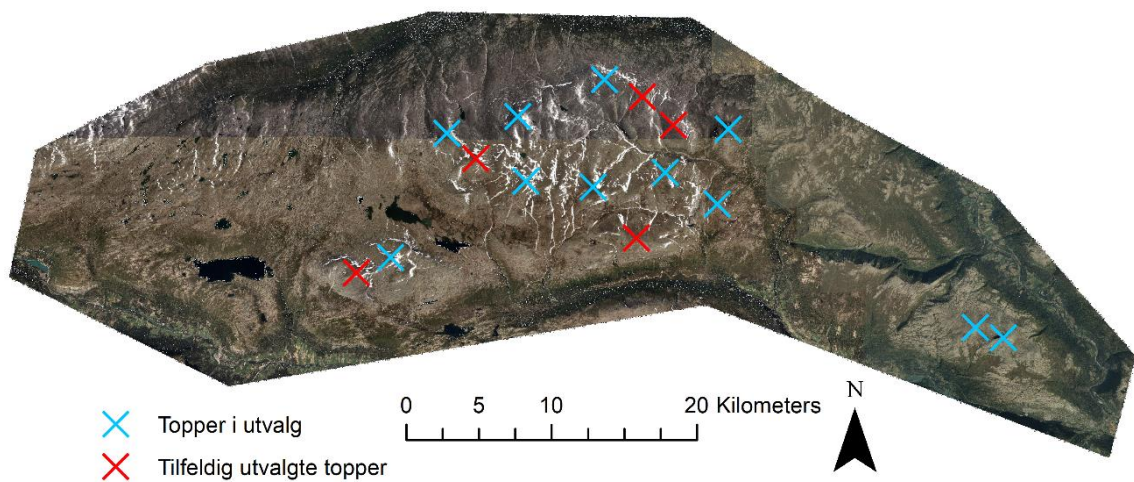
Tanken var at alle undersøkte skråninger bør ha samme himmelretning, så man ikke velger ut den retningen som ser mest ut som det man søker for å få et objektivt vurderingsgrunnlag. I praksis ville det fungert dårlig, så i stedet ble retningen som ble tolket som minst preget av andre prosesser enn solifluksjon og kryoturbasjon den valgte retningen.

Metoden foreslår tolkninger basert på fjernanalytiske verktøy, som kun er en digital representasjon av verden. En blanding av kvantitativ og kvalitativ metode er brukt for å vurdere om ti forskjellige skråninger har en form som virker til å være påvirket av produksjon og transport av forvittringsmateriale. Det presenteres et begrenset utvalg av skråninger, og om funnene svarer til visse antagelser kan det være en indikator på at videre studier bør utføres for å teste eventuelle hypoteser. Dvs. at metoden fungerer som en døråpner videre forskning, og som et forsøk på å skape forståelse i spørsmålet om storskala landskapsutvikling.

4.2 Utvalg

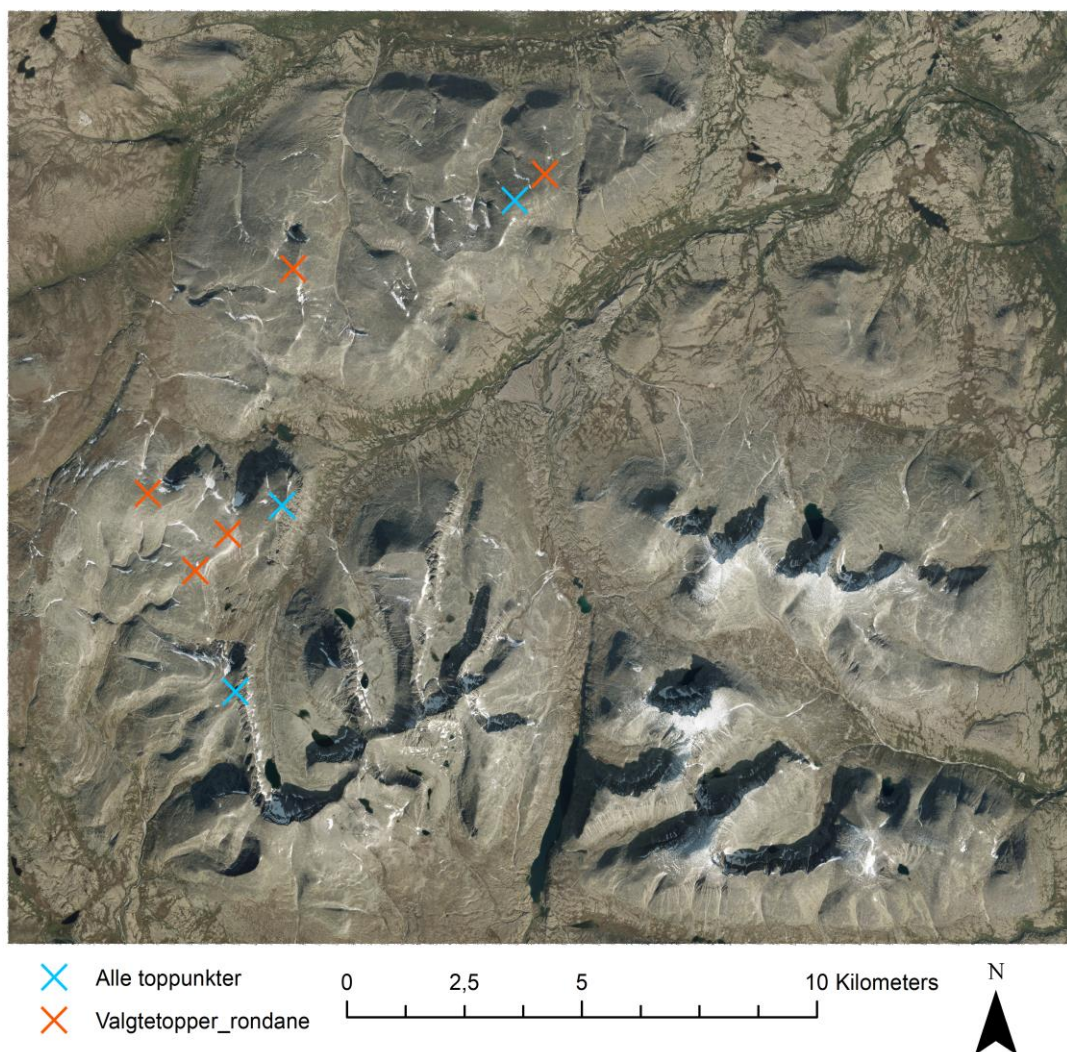
Samtlige topper er over 1600 m.o.h. og har visuell bekreftelse på at blokkmark er tilstedeværende. 5 av 14 topper i Reinheimen ble tilfeldig valgt gjennom en tilfeldig utvelger. De fem toppene i Rondane ble tilfeldig valgt av resteutvalget til en annen student som gjør en tilsvarende studie. Estimert gjennomsnittstemperatur er hentet fra Senorge.no (2018). Periglasiale massebevegelser er relevant i den øverste delen av systemet, særlig de sakte bevegelsene som foregår på lav gradient. Retningen fra topp-punktet som skal undersøkes blir derfor valgt på grunnlag av en kvalitativ vurdering om hvor skråningen tolkes til å være eldst, dvs. ikke tilfeldig slik som topp-punktene er utvalgt.

Østre Reinheimen



Figur 4-1: Østre del av Reinheimen inkl. Jetta, med topp-punkt i utvalget markert

Rondane



Figur 4-2: Rondane topp-punkt i utvalget markert

4.3 ARCGIS

ArcGIS er en programvare fra ESRI for behandling av stedfestet informasjon, med utallige muligheter for kartlegging, analyse og visualisering.

4.4 DEM

En digital høydemodell er et raster med høydedata i hver piksel. Høydemodellen som er brukt her er 10x10m. Det er grovt, men for så store områder som i dette tilfellet er det godt nok. Rasteret er hentet fra kartverket.

4.5 Ortofoto

Et ortofoto er et georeferert og rektifisert flybilde. Ortofoto er lastet ned med tillatelse fra Norgebilder.no med en oppløsning på 0,5 x 0,5. Der det var vanskelig å gjøre vurderinger, ble norgebilder.no sitt nett-GIS og dens 3D-funksjon brukt der oppløsningen er litt høyere.

4.6 Profilkurver og trendlinjer

Nyere funksjoner i ArcGIS gir gode muligheter for å analysere data med z- verdier. Ved å bruke verktøylinjen til 3D-analyst inn i brukergrensesnittet er det enkelt å interpolere linjer og se på endring av z-verdi langs linjen (ESRI, 2018b). Ved å vise mange snitt i samme graf kan man finne eventuelle likheter, som er hovedpoenget ved dette studiet.

Høydeprofiler er også hentet fra høydedata.no sitt nettbaserte GIS som også bruker samme høydemodell. Disse profilene er de samme som er hentet ut via 3D-analyst. Denne dataen er bearbeidet i Microsoft Excel for å øke mulighetene for analyse. Alle grafene er satt sammen i en enkelt graf der alle starter på samme høyde i y-aksen. Dette er gjort ved å legge til differansen mellom den høyeste toppen i utvalget og de øvrige. Alle profilene er også satt inn i egne grafer der alle har en annengrads polynom-trendlinje for å se om de svarer til en forventet matematisk kurve.

4.7 Slope

Verktøyet *slope* beregner helningsgrad fra terrengmodellen, og gir et raster med verdier fra 0° til 90°. Algoritmen fungerer slik at den regner ut maksimal forskjell fra nabocellene (ESRI, 2018c). Resultatet er et raster der cellene med stor forskjell i z-verdi i omkringliggende celler i inngangsrasteret får en estimert verdi målt i grader.

4.8 Kartleggingsteknikk

Kartleggingsteknikken er enkel, og har sine svakheter. Ikke alle landformer ligner på sitt ideale tekstbokeksempel, og noen karakteristikk vil tolkes feil. Landformer i liten skala i denne oppgaven er imidlertid ikke hovedfokus; det er først og fremst inkludert for å diagnostisere at sig er tilstedeværende på et overordnet nivå, og som en ekstra kuriositet. Landformene lobefronter, striper, strukturmark og fast fjell er kartlagt med linjer der alle har hver sin fargekode.

4.9 ArcScene og Norgei3D

For å visualisere de valgte skråningene tredimensjonalt, har jeg brukt ESRI's ArcGIS' ekstraprogram ARCSce. Det gir muligheten til å drapere ortofoto og vektor-filer på terrengmodellen (ESRI, 2018a) slik at man får en anelse av hvordan skråningen ser ut tredimensjonalt. For å sette utsnittet i kontekst er også bilder hentet fra Norgei3D.no (Norkart, 2018), der funksjonene er de samme, men man også kan legge til en nord-pil.

5 Resultater

ArcGIS-verktøyet ‘‘3D analysst’’ og høydedata.no er brukt på utvalgte steder på en 10m x 10m digital høydemodell for å se på formen på skråningene fra topp til bunn, i tillegg til at landformer er kartlagt med linjer i fargekoder. Hver lokalitet har også et skråbilde fra norgei3d.no (Norkart, 2018) for å sette det utklippede området i kontekst. Formen på skråningen blir også visualisert i en graf som også fungerer som målestokk for utsnittet. Hvert utsnitt presenteres etter tur; fem i Reinheimen og fem i Rondane. Deretter vil alle profilgrafene settes sammen for finne sammenhenger. Etter det er differansen mellom høyeste topp i utvalget og de som er lavere lagt til slik at alle har samme startpunkt i grafen. Til slutt er alle grafene for seg selv med samme spenn i x- og y-, og med en annengrads polynom trendlinje for å se om de svarer til den matematiske kurven som er forventet.

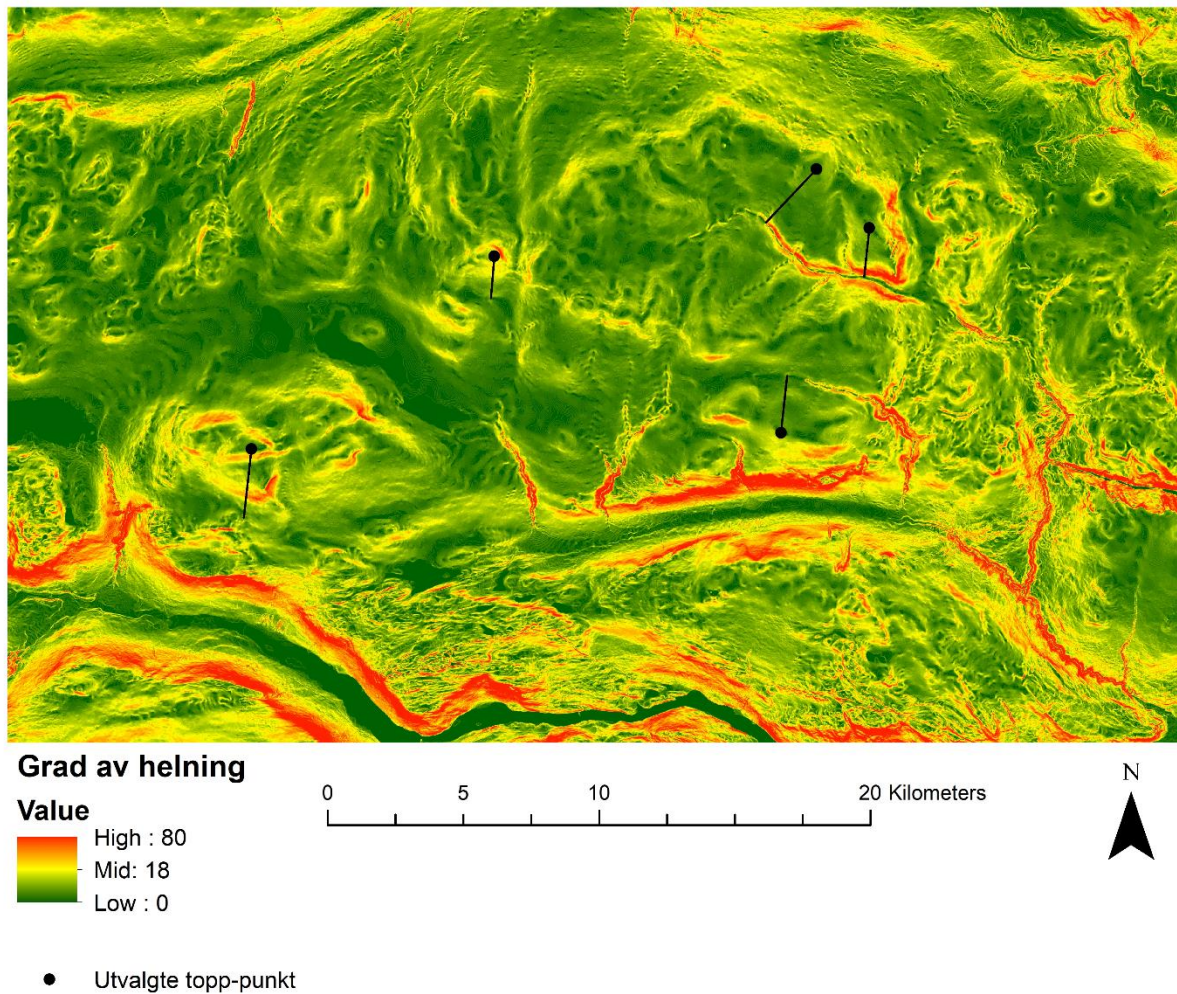
5.1 Oversiktstabell

Tabell 5-1: Oversiktstabell over funnene for begge områder

TOPPNAV N	HØY DE	SIGEFOR MER	SKRÅNINGSFO RM (K/K) FRA TOPP TIL BUNN	SKRÅNINGS FORM TRENDLINJE HEL ELLER UTVALG	LENG DE (M)	HIMMELR ETING	HØYDEFOR SKJELL TOPP /BUNN
HORRUNGE N	1883	ja	Konkav/konveks /konkav	Konveks	2500	Sør	583
SØRE KJØLHAUG EN	1768	ja	Konkav/konveks	Rett	2700	Sør	308
SKARTIND	1883	ja	Konkav	Konkav	1600	Sør	343
GJERDINGS HØI	1754	ja	Svakt Konkav/konveks /konkav	rett	2100	Nord	204
KNATTHØI N	1706	ja	Rett/Konveks	Konveks	1800	Sør	421
GRÅHØE	1751	ja	Konveks/konkav		1200	Sør	211
STYGGHØI N	1727	ja	Rett	Rett	900	Nord-Øst	377
SIMLETIND	1771	ja	Svakt Konveks/konkav	Konveks	2000	Vest	336
VASSHUSK OLLEN	1783	ja	Rett/konveks	Konveks	1500	Vest	233
STORÅTDA LEN VEST	1792	ja	Konveks	Konveks	800	Sør-vest	217

5.2 Helningskart Østre Reinheimen

Helning, Østre Reinheimen

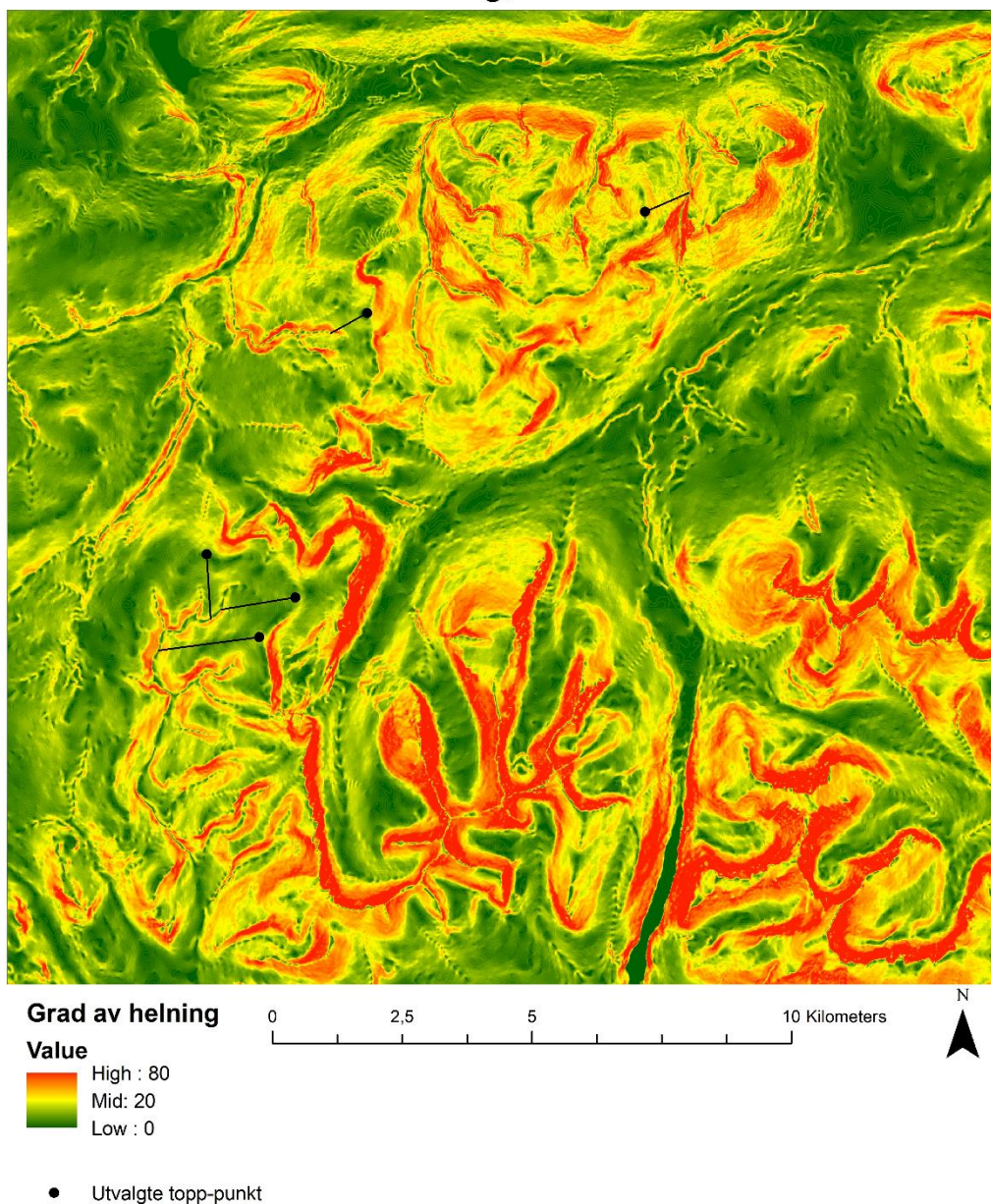


Figur 5-1: Helningskart Reinheimen

Den østre delen av Reinheimen har bratte parti i fluviale nedskjæringer, resten har et svært lavt relativt relieff med helninger under 10° . Området har ingen breer og ingen botner, og alle toppene er avrundet og/eller flate.

5.3 Helningskart Rondane

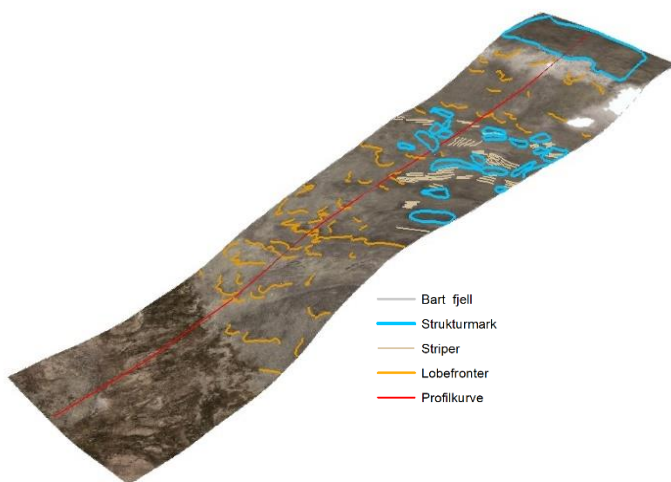
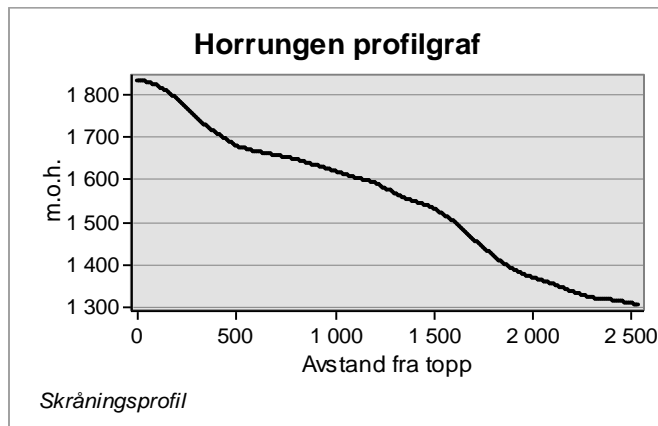
Helning, Rondane



Figur 5-2: Helningskart for Rondane (vest)

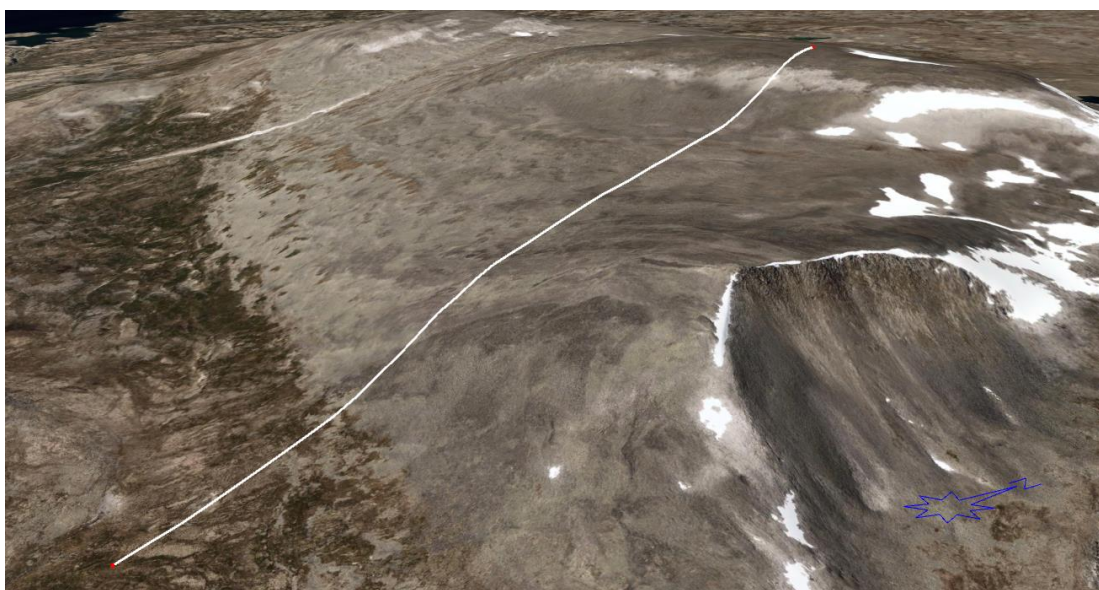
Rondane har bratte partier og stedvis alpint landskap i forbindelse med sine botner. Lavrelieffsområder med helninger under 10° finnes i mellom. Dette i sterk kontrast til østre Reinheimen. Toppene er også høyere i Rondane med flere topper over 2000 m.o.h. Åpen og tilsynelatende storsteinet blokkmark dekker også store deler av Rondane; ikke bare toppene.

5.4 Topp 1: Horrungen (1883)



Figur 5-3: Horrungen

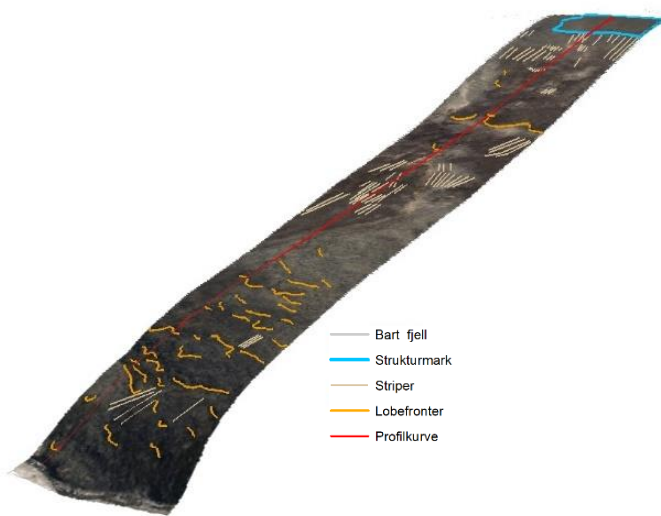
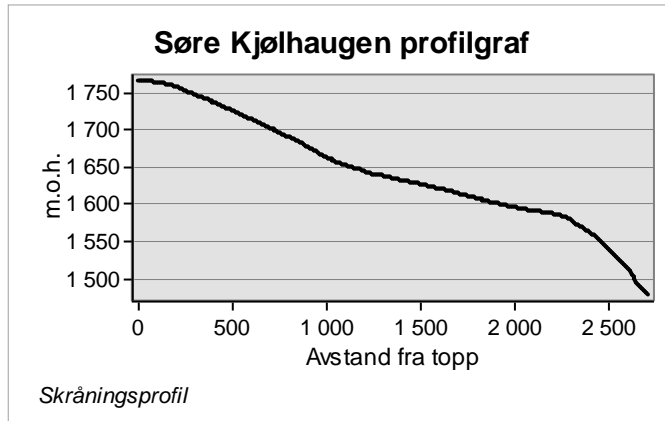
Toppområdet på Horrungen har liten helning og er dekt av strukturmark, løber finner sted der skråningen raskt blir bratt. Deretter finner vi et større flatere område med strukturmark og striper før det begynner å skråne igjen der lobene er tilbake. Utsnittet er vendt sørover. Estimert MAAT for lokasjonen er -4 til -5 °C. Berggrunnen i området er ifølge vedlegg 1 granittisk gneis som er stedvis *migmatittisk*.



Figur 5-4: Skråningsprofil for Horrungen satt i kontekst

5.5 Topp 2: Søre Kjølhaugen (1768)

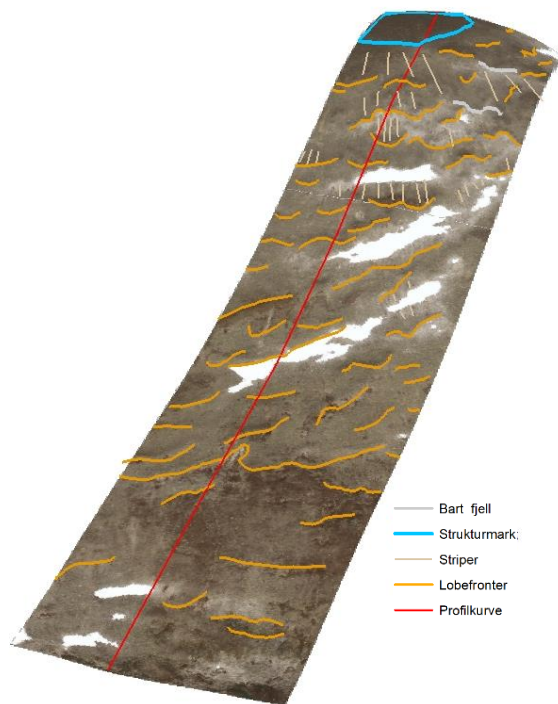
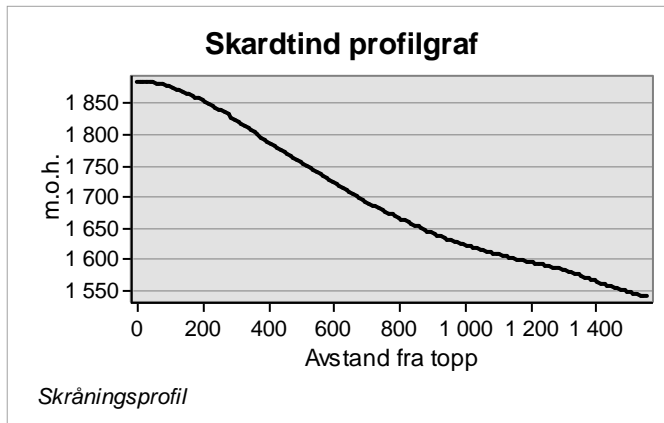
Søre kjølhaugen har strukturert blokkmark på toppen, som gradvis går over i striper og etter hvert enkelte løber. Midtre del har lav gradient og har mange fremtredende striper. Nedre blir brattere og har mange lobefronter. Utsnittet er vendt sør-vest. Estimert MAAT for lokasjonen er -4 til -5 °C. Berggrunnen i området er ifølge vedlegg 1 granittisk gneis, stedvis grovkornet og stedvis migmatittisk.



Figur 5-5: Søre Kjølhaugen



Figur 5-6: Skråningsprofil for Søre Kjølhaugen satt i kontekst



Figur 5-7: Skardtind



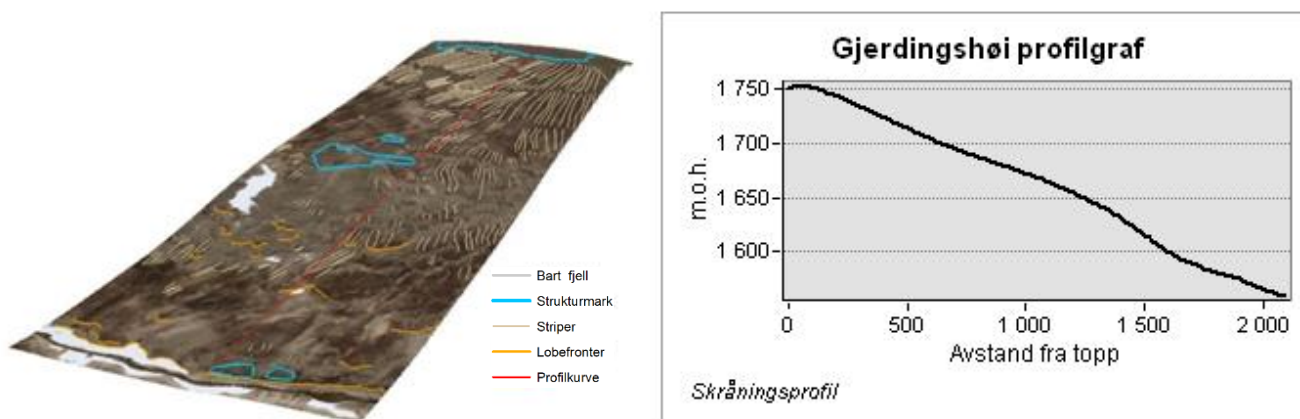
Figur 5-8: Skråningsprofil for Skardtind satt i kontekst

5.6 Topp 3: Skardtind (1883)

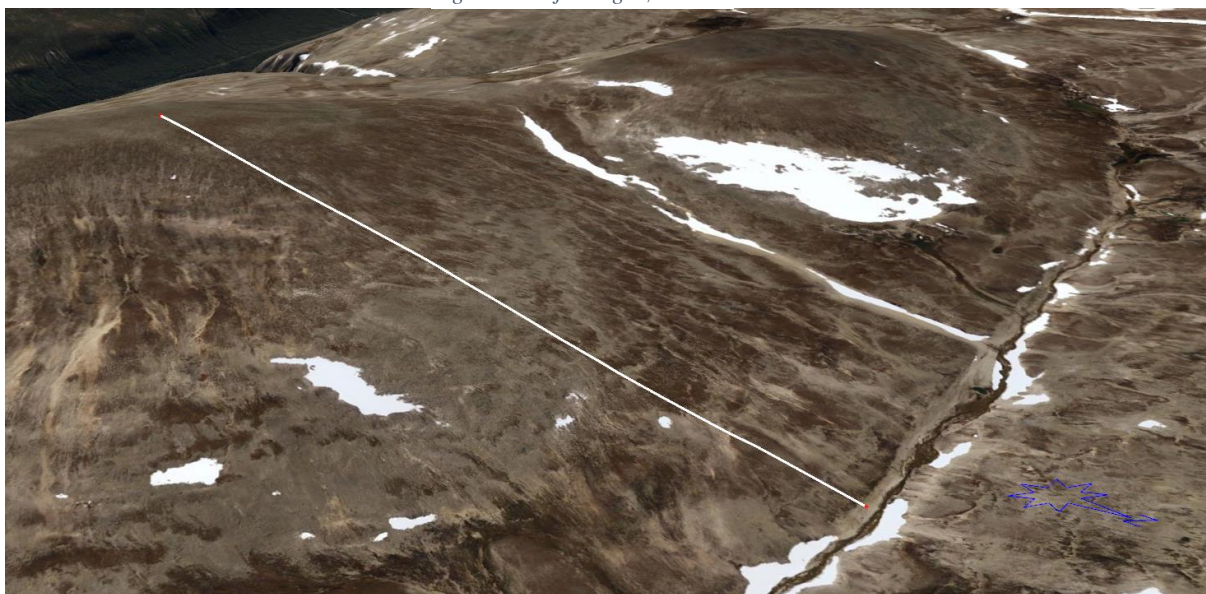
Skardtind er den høyeste toppen i feltet. Navnet tilsier at det er en tind, noe som er misvisende da toppen er ganske flat og dekket av strukturert blokkmark slik som de andre toppene i området. Den sørgående skråningen har lobefronter hele veien, og striper synes godt i øvre del. Utsnittet er vendt sørover. Estimert MAAT for lokasjonen er -4 til -5 °C. Berggrunnen i området er ifølge vedlegg 1 granittisk gneis, stedvis grovkornet og stedvis migmatittisk.

5.7 Topp 4: Gjerdingshøi (1754)

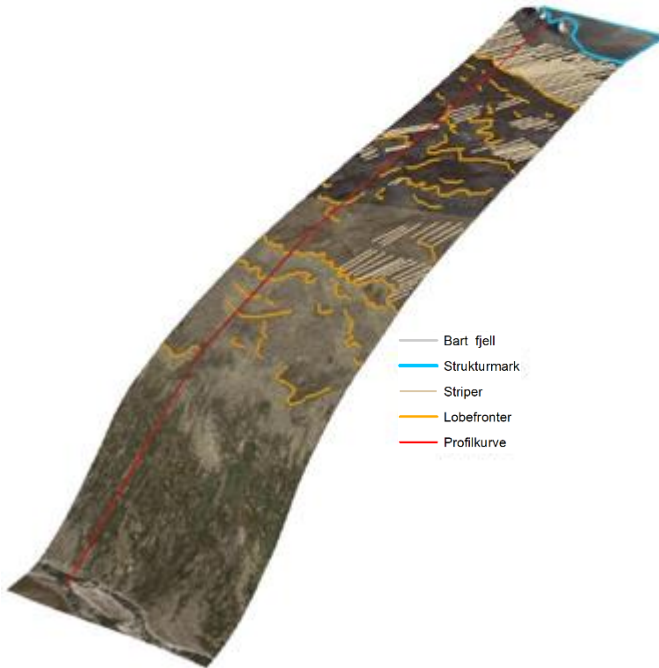
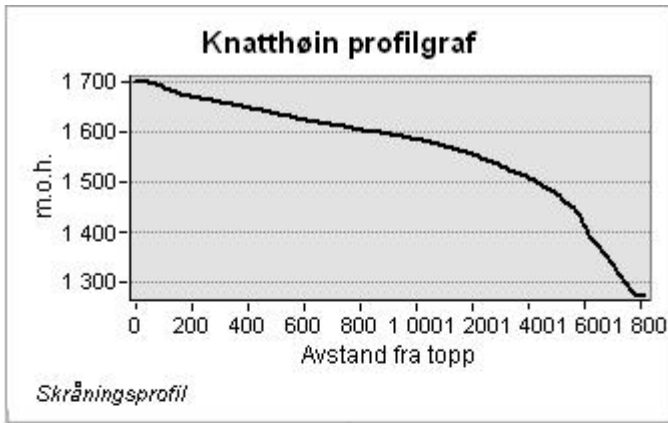
Gjerdingshøi har en jevn sørgående skråning med liten høydeforskjell mellom topp og bunn. Toppen er flat og skråningen er slak hele veien. Hele øvre del av skråningen består av strukturmark og striper. Enkelte utydelige lobefronter kan finnes nær bunnen. Utsnittet er vendt nordover. Estimert MAAT for lokasjonen er -4 til -5 °C. Berggrunnen i området er ifølge vedlegg 1 granittisk gneis som er stedvis *migmatittisk*.



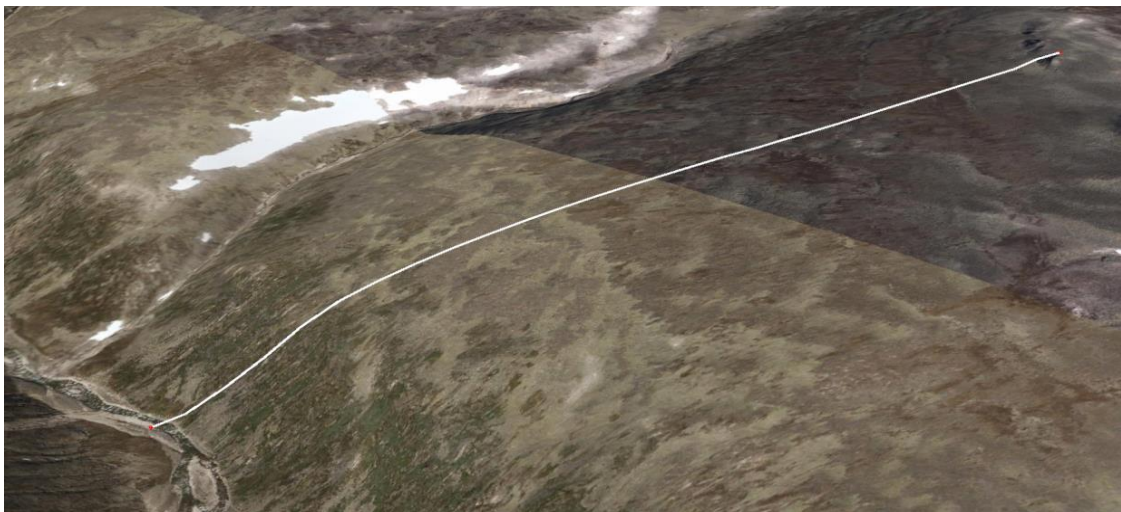
Figur 5-9: Gjerdingshøi



Figur 5-10: Skråningsprofil for Gjerdingshøi satt i kontekst



Figur 5-11: Knatthøin



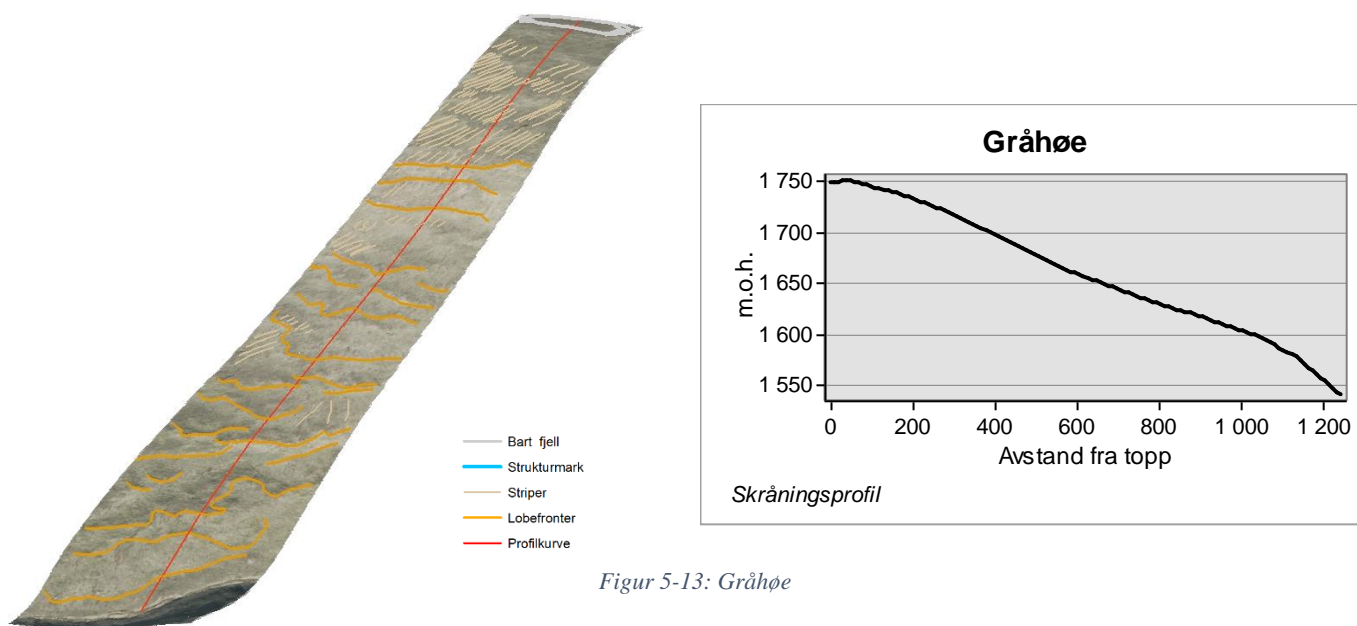
Figur 5-12: Skråningsprofil for Knatthøin satt i kontekst

5.8 Topp 5: Knatthøin (1706)

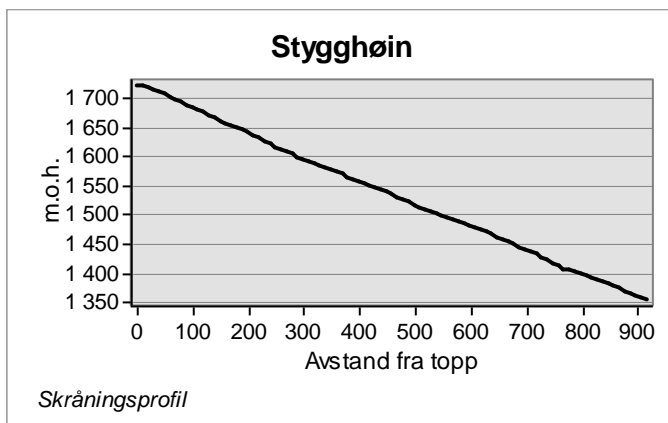
Knatthøin har en slak og jevn skråning i øvre del, med strukturmark og torer øverst, deretter et tydelig stripefelt helt ned til blokkmarksgrensen. Under det er det mange lobefronter og et betydelig innslag av striper i mellom. Nedre del er preget av høy gradient og ligner en nedskjæring med etterfølgende skråningsprosesser. Utsnittet er vendt sørover. Estimert MAAT for lokasjonen er -3 til -4 °C. Berggrunnen på denne lokaliteten er mer kompleks med innslag av fyllitt.

5.9 Topp 6: Gråhøe (1751)

Gråhøe virker til å ha fjell i dagen på toppen, muligens med et tynt dekke blokkmark innimellom. Tydelige striper i øvre del, deretter jevnt med loper helt ned til kanalen. Utsnittet er vendt sørover. Estimert MAAT for lokasjonen er -4 til -5 °C. Berggrunnen i området består ifølge NGU av lysegrå feltspatisk sandstein i mellomtykke til tynne lag.

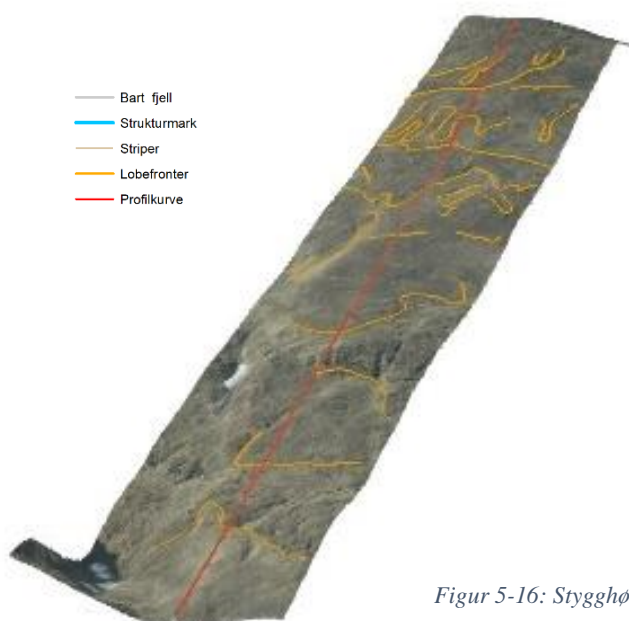


Figur 5-14: Skråningsprofil for Gråhøe satt i kontekst.



5.10 Topp 7: Stygghøin (1727)

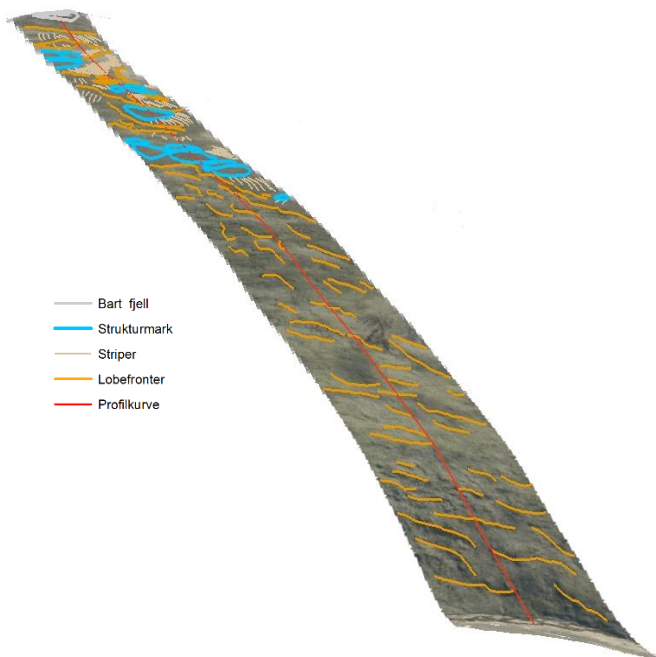
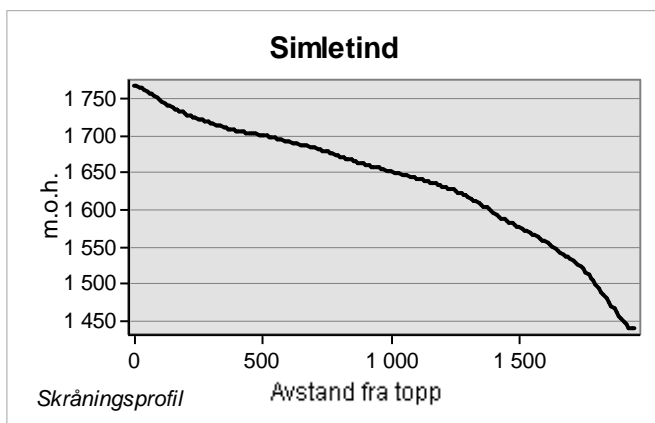
Stygghøin byr på en bratt og helt rett skråning med tynne løber i øvre del, teppeaktige fronter ned mot bunnen og muligens innslag av fast fjell. Høydeforskjellen er stor. Stygghøin skiller seg fra resten av utvalget. Utsnittet er vendt nord-østover. Estimert MAAT for lokasjonen er -4 til -5 °C.



Figur 5-16: Stygghøin



Figur 5-15: Skråningsprofil for Stygghøin satt i kontekst



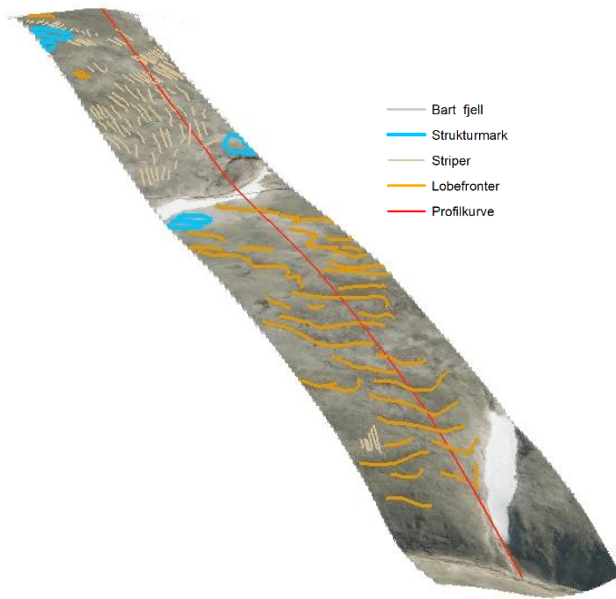
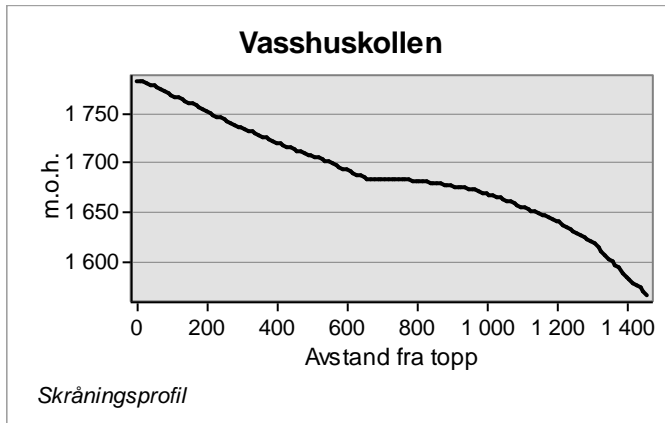
Figur 5-17: Simletind



Figur 5-18: Skråningsprofil for Simletind satt i kontekst

5.11 Topp 8: Simletind (1771)

Simletind har et profil tegnet over en jevn rygg. Toppen virker til å være fast fjell med et mulig tynt blokkmarksdekke. Strukturmark og striper finnes på slakere partier i øvre del, og loper der det er brattere. Utsnittet er vendt vestover. Estimert MAAT for lokasjonen er $-5 - -4$ °C. Berggrunnen i området består ifølge NGU av lysegrå feltspatisk sandstein i mellomtykke til tynne lag.



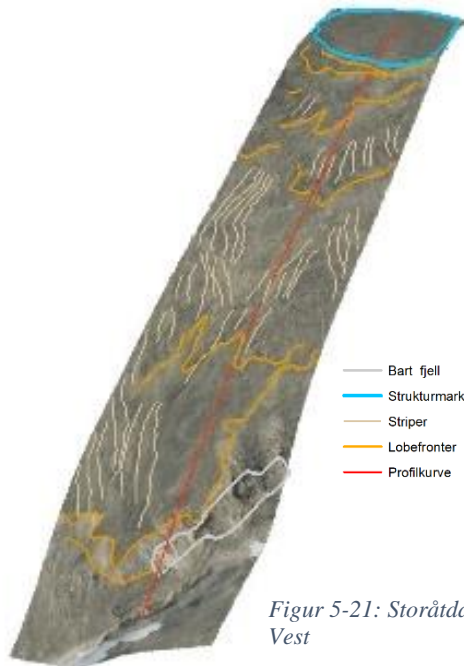
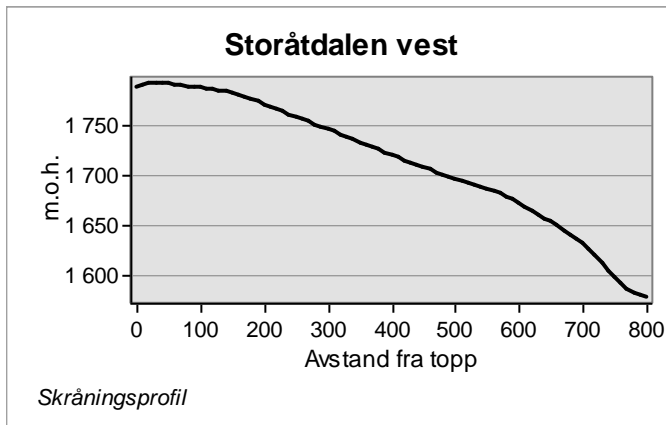
Figur 5-19: Vasshuskollen



Figur 5-20: Skråningsprofil for Vasshuskollen satt i kontekst

5.12 Topp 9: Vasshuskollen (1783)

Vasshuskollen har striper og strukturmark i øvre del, et snødekt knekkpunkt på midten og deretter høy tetthet av lobefronter ned til kanalen. Utsnittet er vendt vestover. Estimert MAAT for lokasjonen er -4 til -5 °C. Berggrunnen i området består ifølge NGU av lysegrå feltspatisk sandstein i mellomtykke til tynne lag.



Figur 5-21: Storåtdalen Vest

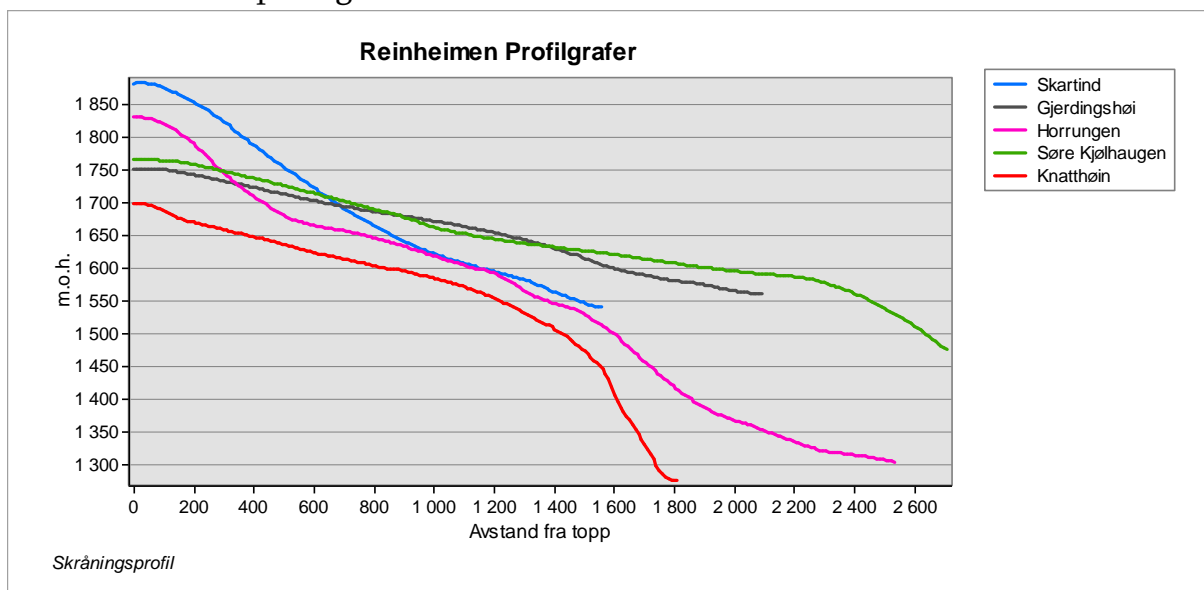
5.13 Topp 10: Storåtdalen vest (1792)

Toppen på 1792 m.o.h. vest for Storåtdalen har et stor høydeflate på toppen med tydelige sorterte sirkler o.l. Enkelte lobefronter kan skimtes, men striper er mest fremtredende i dette utsnittet. Nært kanalen synes noe som ligner fast fjell. Utsnittet er vendt sør-vestover. Estimert MAAT for lokasjonen er -4 til -5 °C. Berggrunnen i området er ifølge NGU av mørkegrå grov feltspatisk sandstein i mellomtykke til tykke benker; med lag av konglomerat med strukne boiler og skifrig feltspatisk sandstein, stedvis karbonatholdig.



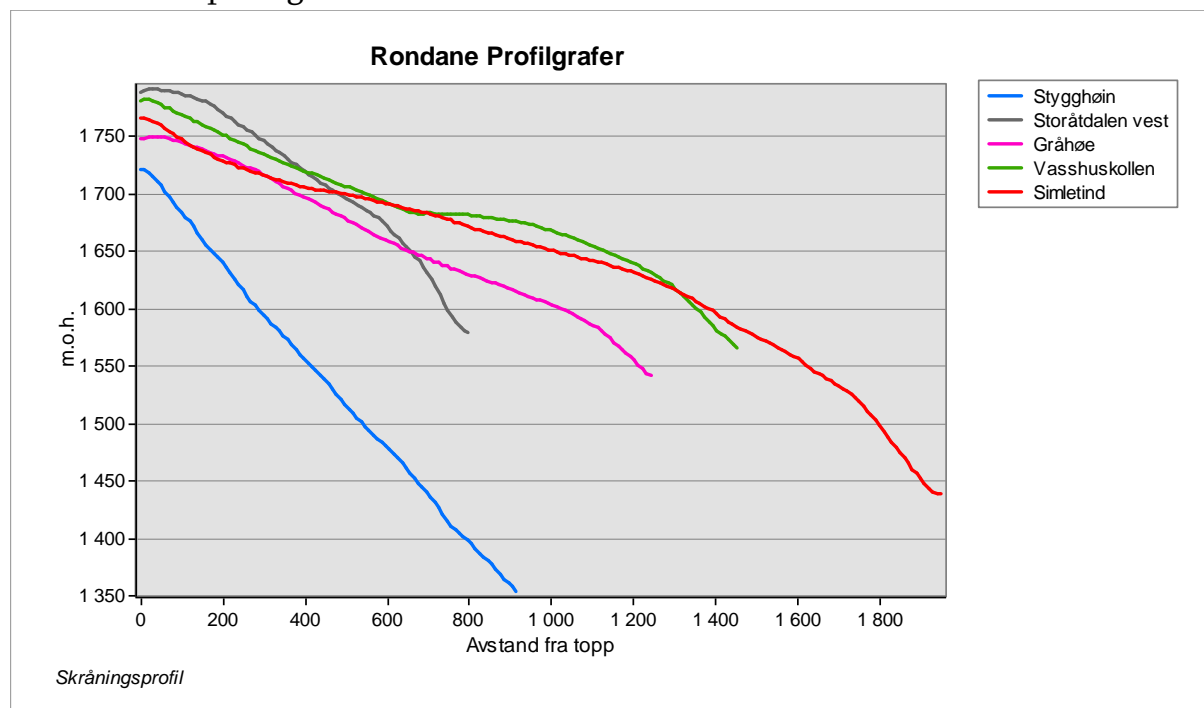
Figur 5-22: Skråningsprofil for Storåtdalen vest satt i kontekst

5.14 Reinheimen profilgrafer



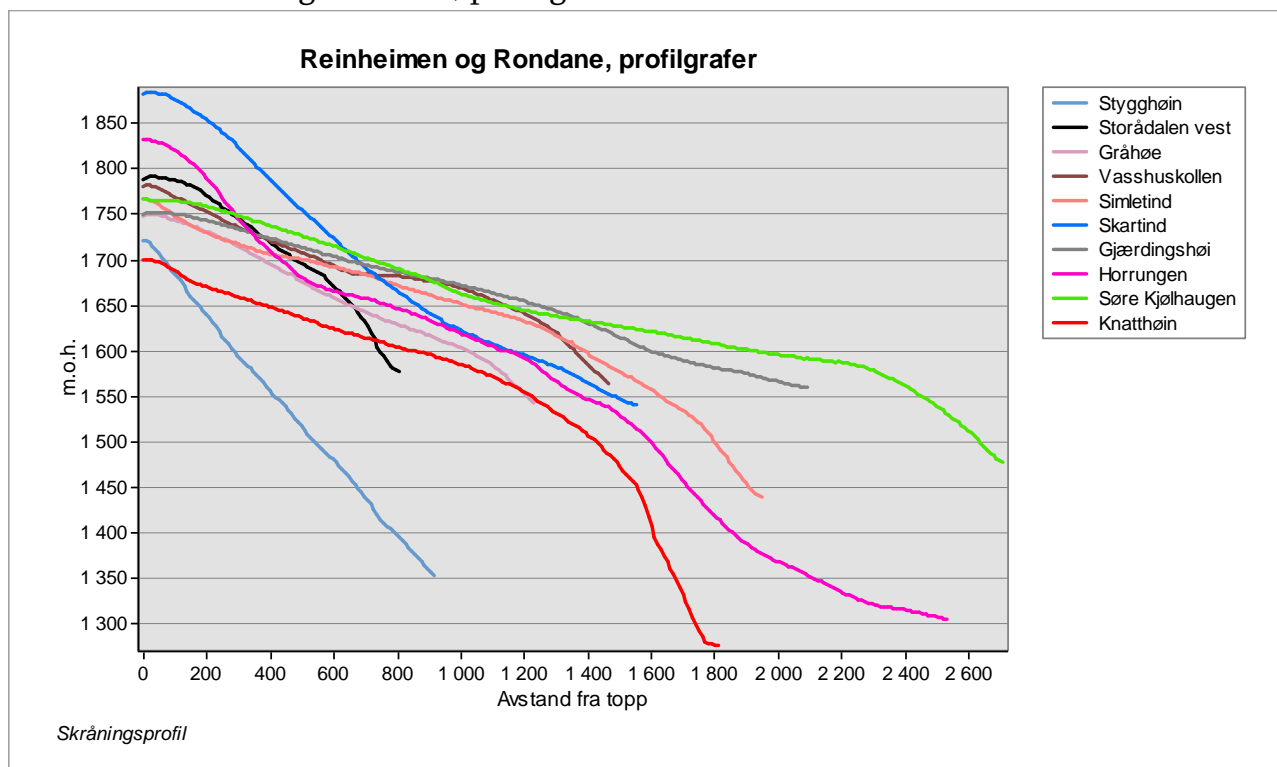
Figur 5-23: Alle fem skråninger i Reinheimen i en graf

5.15 Rondane profilgrafer



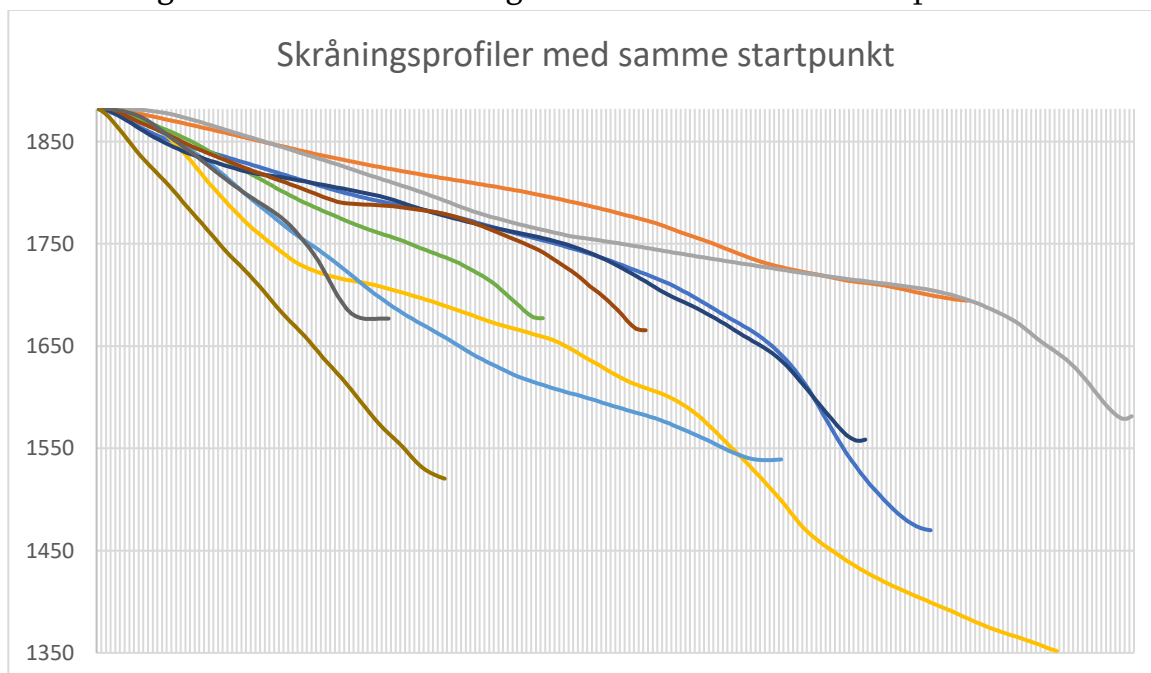
Figur 5-24: Alle fem skråninger i Rondane i en graf

5.16 Reinheimen og Rondane, profilgrafer



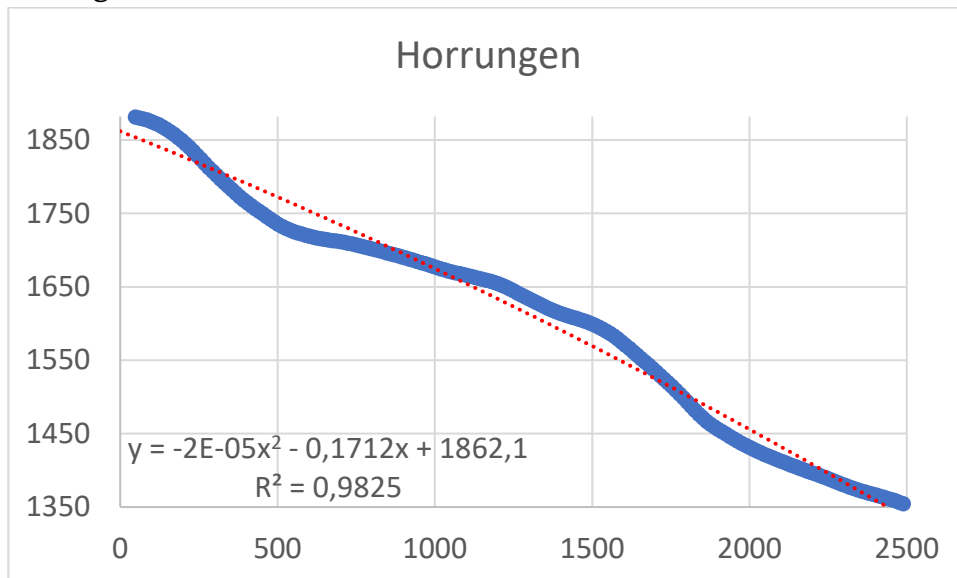
Figur 5-25: Alle undersøkte skråningsprofiler i en graf

5.17 Profilgrafer for Reinheimen og Rondane med samme startpunkt



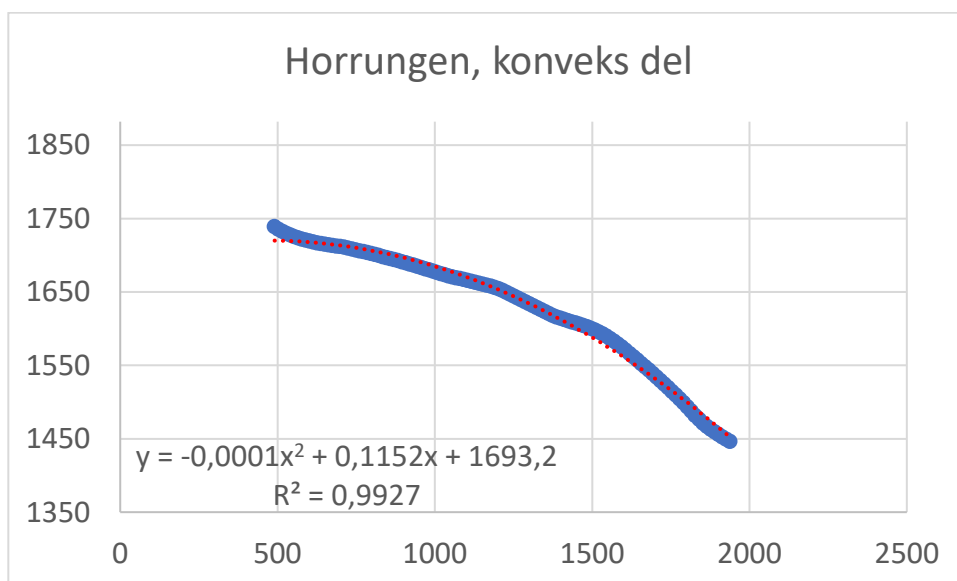
Figur 5-26: Profilgrafer for Reinheimen og Rondane der alle starter på samme høyde

5.18 Profilgrafer med like lange x- og y- akser med polynomfunksjon + trendlinje og R-kvadrat



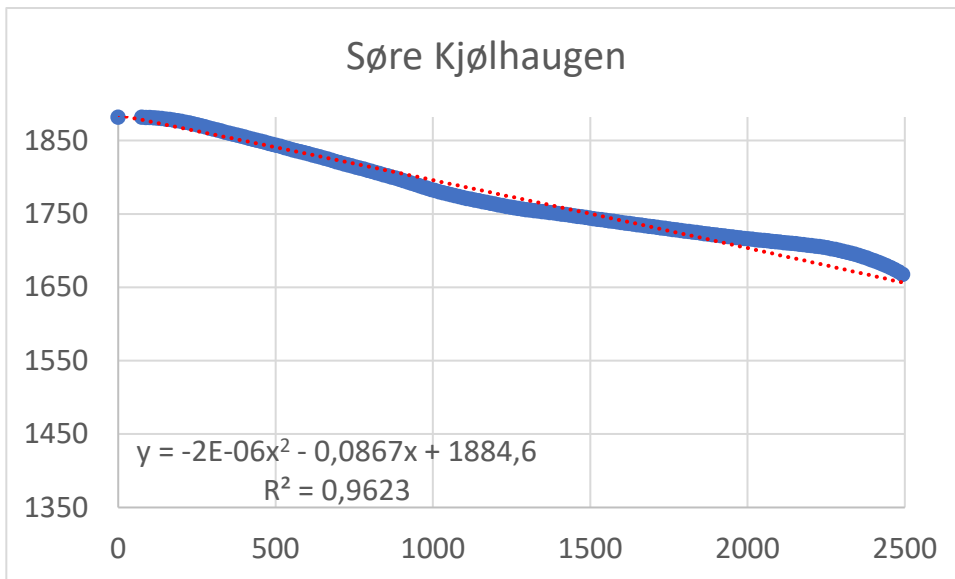
Figur 5-27: Profilgraf for Horrungen med polynom trendlinje og R^2

Skråningens form går fra konkav til konveks til konkav igjen. Midtre del svarer godt til formen krypemodellen legger til grunn.



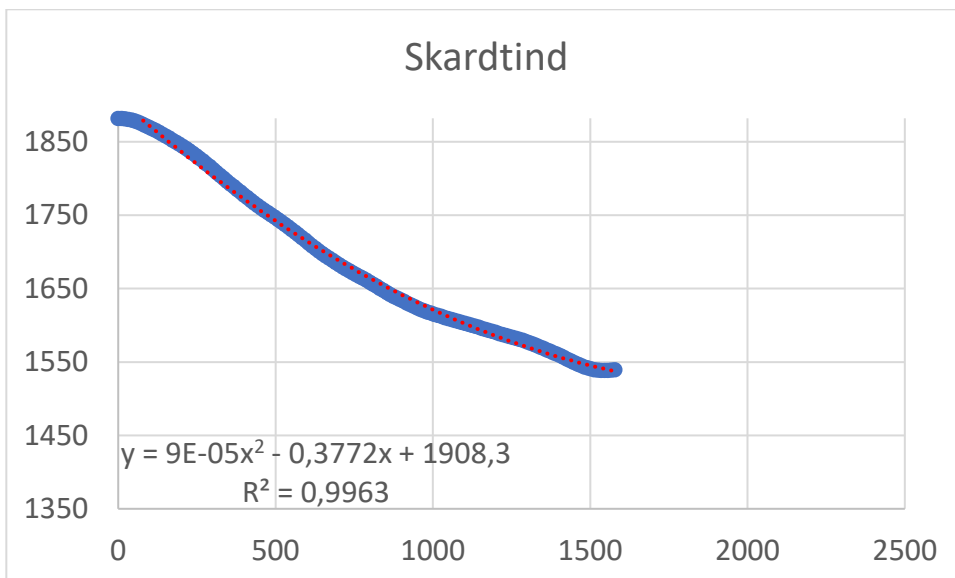
Figur 5-28: Utvalg av profilgraf for Horrungen med polynom trendlinje og R^2

Midtre del av skråningen blir brattere med avstand fra konkaviteten.



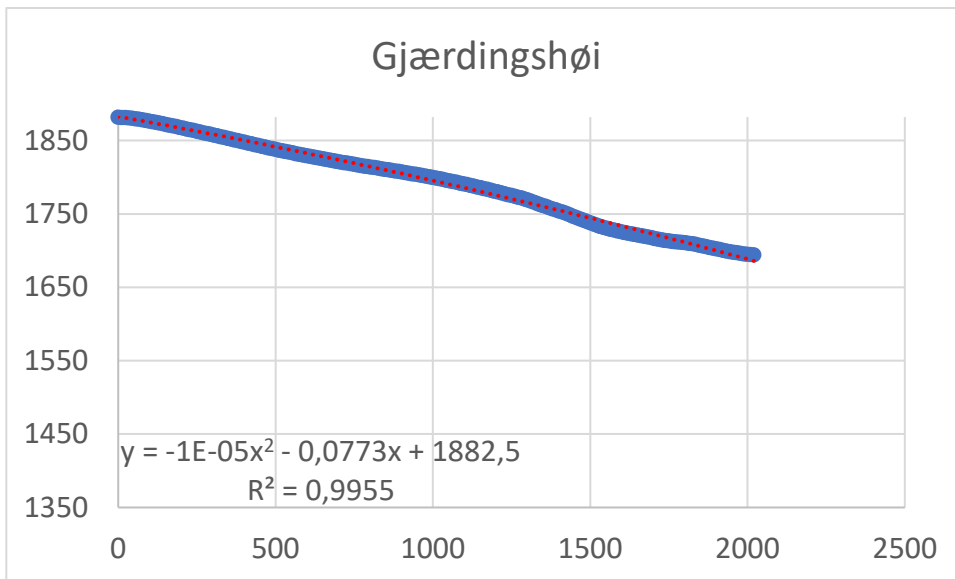
Figur 5-29: Profilgraf for Søre Kjølhaugen med polynom trendlinje og R^2

Skråningens form består av to rette deler i ulik helning. Trendlinjen er rett, men siste del hadde vært kuttet ville den vært svakt konkav.



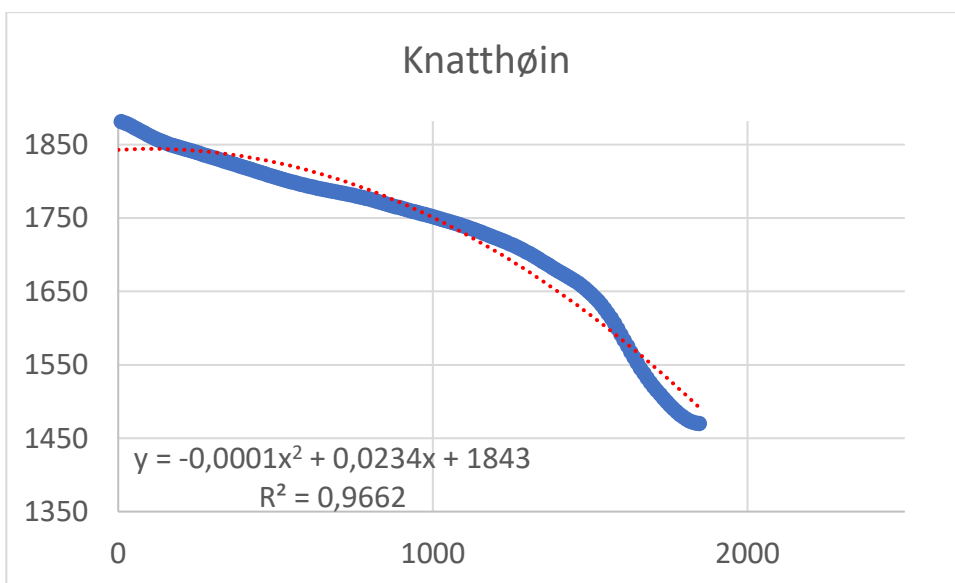
Figur 5-30: Profilgraf for Skardtind med polynom trendlinje og R^2

Skråningens form er konkav, og blir slakere med avstand fra topp. Øvre del er relativt rett.



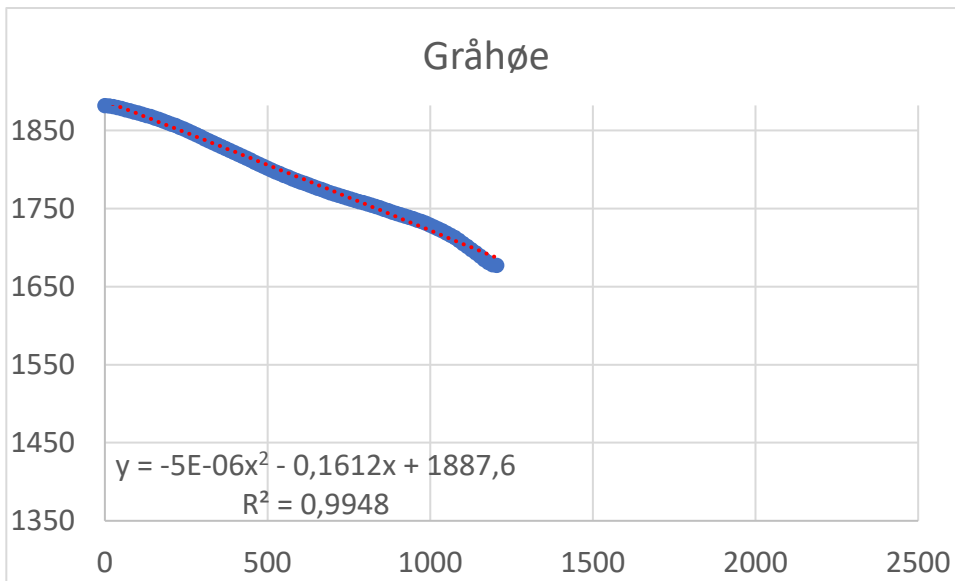
Figur 5-31: Profilgraf for Gjørdingshøi med polynom trendlinje og R^2

Skråningens form er nesten rett/lineær.



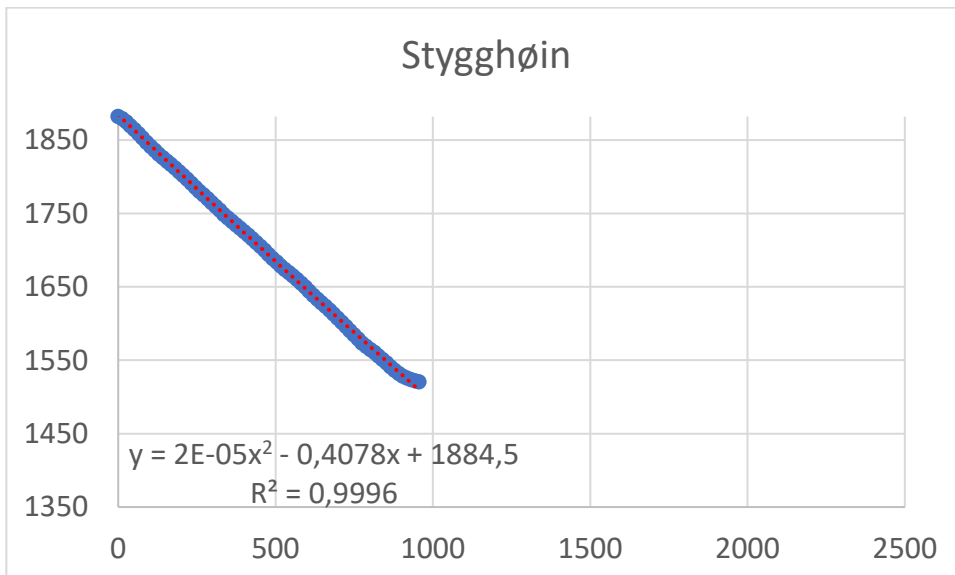
Figur 5-32: Profilgraf for Knatthøin med polynom trendlinje og R^2

Skråningens form er jevnt konveks og trendlinjen svarer til en parabel-form om man inkluderer siste del. Øvre del er forholdsvis rett/lineær.



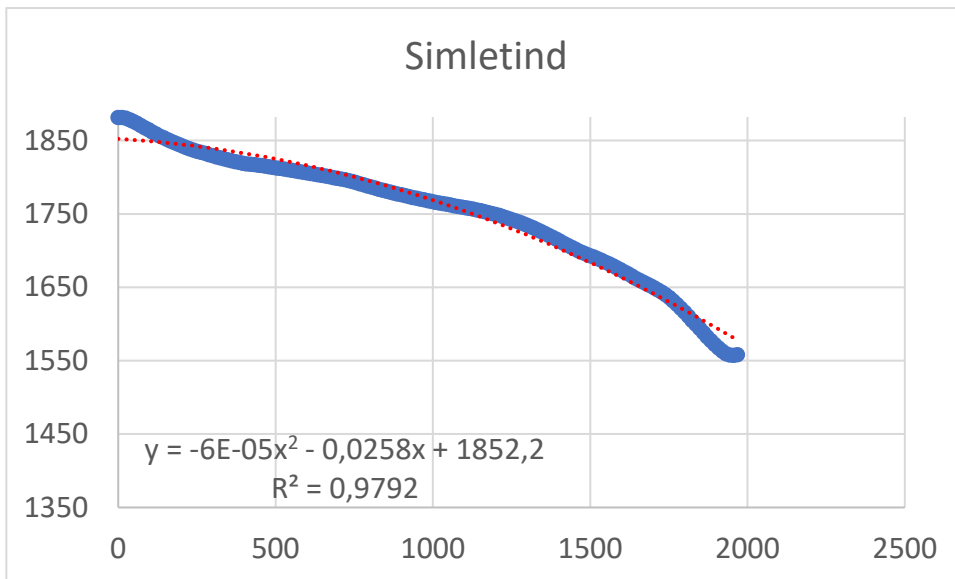
Figur 5-33: Profilgraf for Gråhøe med polynom trendlinje og R^2

Skråningens form er relativt rett/lineær



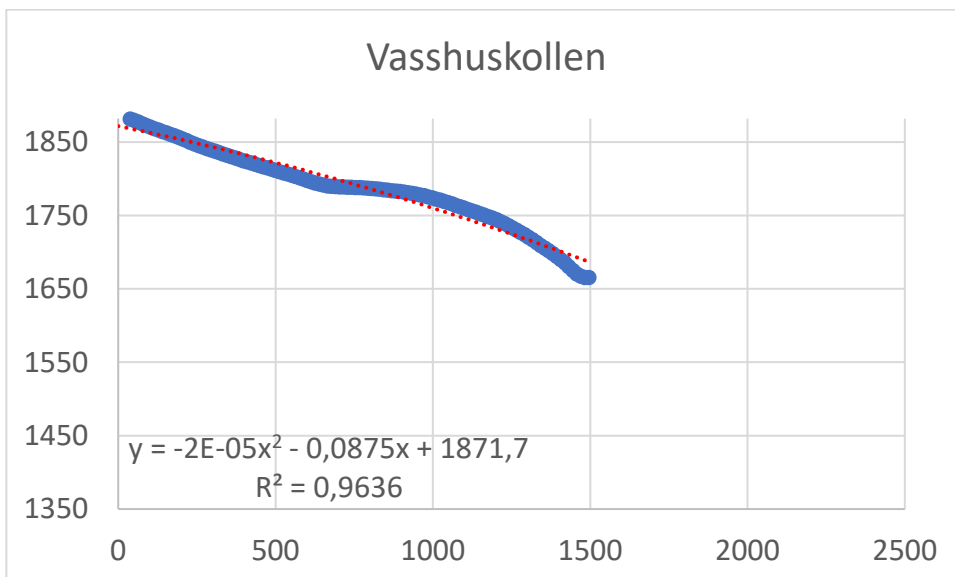
Figur 5-34: Profilgraf for Stygghøin med polynom trendlinje og R^2

Skråningens form er tilnærmet helt rett/lineær.



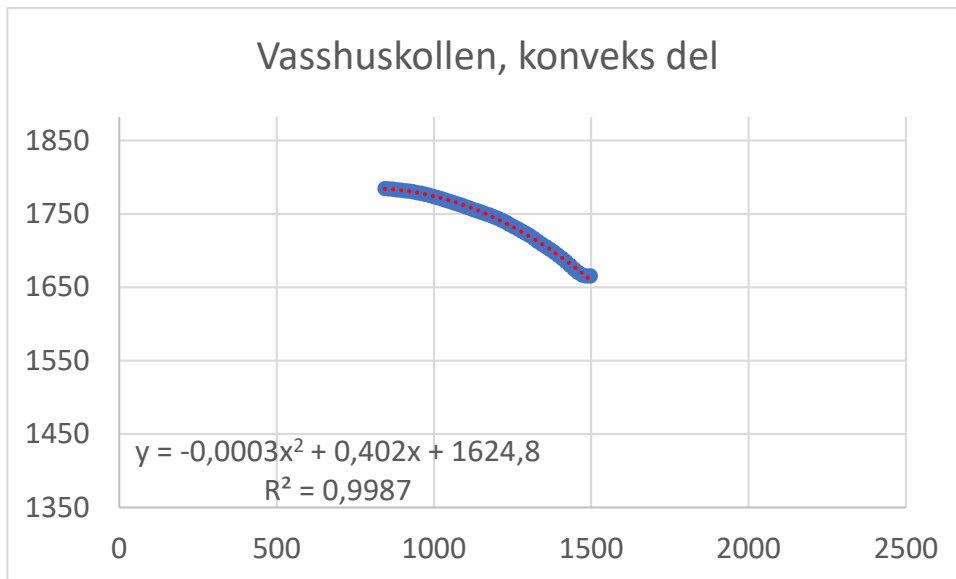
Figur 5-35: Profilgraf for Simletind med polynom trendlinje og R^2

Skråningens form er konveks og trendlinjen svarer godt til en parabel.



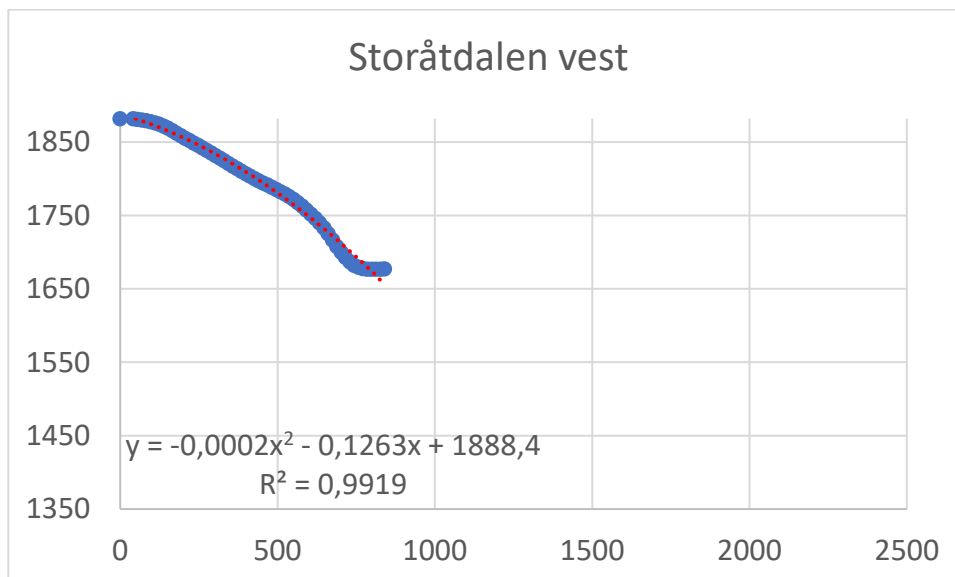
Figur 5-36: Profilgraf for Vasshuskollen med polynom trendlinje og R^2

Skrånings form består av en rett del og en jevn konveks del.



Figur 5-37: Utvalg av profilgraf for Vasshuskolle, siste del. Med polynom trendlinje og R^2

Den konvekse delen av Vasshuskollen blir brattere med avstand fra toppen.



Figur 5-38: Profilgraf for Storåtdalen vest med polynom trendlinje og R^2

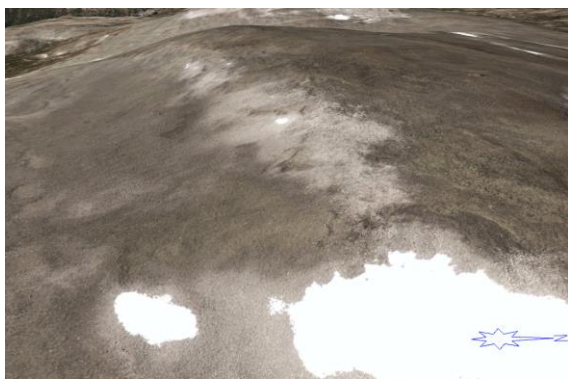
Skråningens form er svakt konveks.

6 Diskusjon og tolkninger

6.1 Kvalitativ tolkning av lokalitetene basert på ortofoto

Tolkningen av disse skråningene er utfordrende med tanke på endringer dannet av glasieringer, deglasiasjoner, isostatisk kompensasjon, hurtige massebevegelser og andre formendrende prosesser.

Horrungen i Reinheimen har et betydelig brekk fra toppen og ned til et stort lavgradientsområde. Denne bratte delen av skråningen vi ser i figur 6-1 kan være et resultat av glisial erosjon, eventuelt smeltevannsdrenering. Grensen mellom strukturmarka på topp-flaten og den bratte delen virker til å være en erosiv grense. I motsetning til de andre lokalitetene forsetter denne skråningen lengre enn det som vises i profilen, da den går helt ned til dalbunnen i Ottadalen som er unødvendig å ta med i en profil.



Figur 6-1: Bratt parti ved start av skråningen på Horrungen og tydelig fargeforskjell mellom toppflate og skråning - erosiv grense?

pågått så lenge at skråningen er blitt flatet ut. Når man tolker på bakgrunn av bilder av overflaten og form, og det er mulig å sette opp flere hypoteser, men det er vanskelig å teste basert på fjernanalyse alene. En tydelig teppefront vises spesielt godt i figur 5-6 og 6-2. Dette ligner et solifluksjonsteppe, men på bakgrunn av deglasiasjonshistorien i området og tydeligheten av formen er nok dette et resultat av smeltevannsdrenering – en strandlinje eller spylereenne. ‘‘Teppefronten’’ ligger rundt hele toppen på Søre Kjølhaugen, og holder også

Søre Kjølhaugen har ikke et slikt knekkpunkt, men en jevn, tidvis svakt konkav skråning helt fra topp-punktet til den faller ned i Skjervedalens nedskjæring, likt Knatthøin som ligger lenger ned i samme dal (se figur 3-14). Det finnes nesten ikke lobefronter i øvre del, og det kan være fordi skråningen er for slak for at formen skal oppstå, evt. for at solifluksjon er pågående i det hele tatt. Enda en mulighet kan være at solifluksjon av forvitningsmateriale har

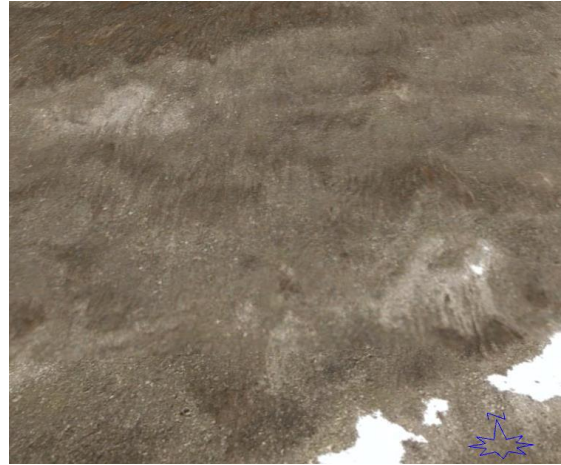


Figur 6-2: Ubestemmelig teppe-lignende grense på Søre Kjølhaugen

samme høyde langs dens linje. Det stemmer godt overens med en tolkning som øvre grense for smeltevannserosjon.

Skardtind er den høyeste toppen i østre Reinheimen, og har en skråning som skiller seg litt, men ikke veldig fra de øvrige. Den forholdsvis bratte skråningen i øvre del blir etter hvert slakere med avstand fra topp. Dette kan være i forbindelse med et tykkere forvittringsdekke lenger ned, og at sedimentasjonen vil føre til slakere skråning som igjen vil senke bevegelse per år. Solifluksjonslober er tydelige langs hele profilen. Tykkelsen på den eventuelle avsetningen er det umulig å si noe om basert på fjernanalyse, så her kunne det vært interessant å teste GPR langs profilet. Denne skråningen er midt i Reinheimen virker til å ha liten konnektivitet til systemer som frakter materiale vekk fra lokaliteten.

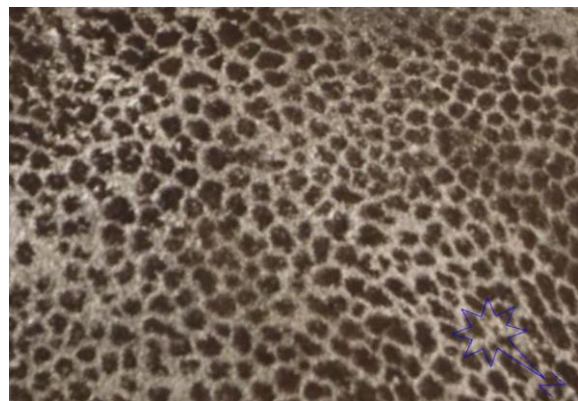
Gjerdingshøi er enda et eksempel på en slak skråning slik som Søre Kjølhaugen. Lober er lite tilstedeværende, mens særlig striper og sorterte sirkler er fremtredende. Her finner vi den skråningen med klart lavest endring i høyde per meter profil. Som forventet finner vi fine eksempler (fig 6-4 og 6-5) på strukturmark der skråningen er slak eller flat. Områder med striper og sirkler virker til å være konsentrert i enkelte felt. Det er trolig flere lober her enn det ser ut som på bildene, da der er mange tydelige grenser mellom ulike farger på overflaten, men ingen skygge til å bestemme om det er en forhøyning eller ikke. Uansett er det mindre solifluksjonslandformer her enn på de andre lokalitetene.



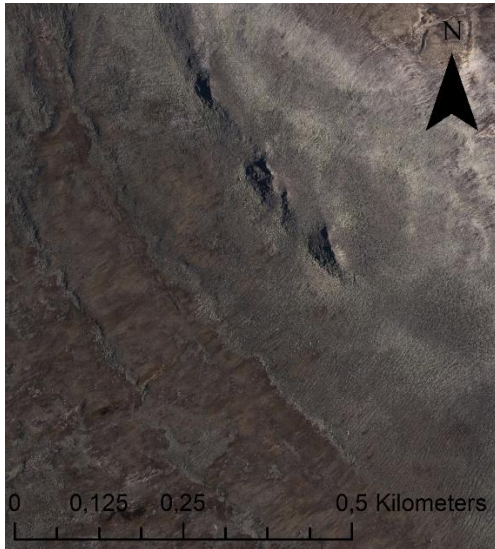
Figur 6-3: Solifluksjonslober i blokkmark langs profilet på Skardtind



Figur 6-4: Striper under toppen på profilet ved Gjerdingshøi



Figur 6-5: Sorterte sirkler langs profilet på Gjerdingshøi. Diameteren per sirkel er ca. 3m (det betydelige partiet midt i profilet markert som "strukturmark" i figur 5-9)



Figur 6-6: Ortofoto av toppen av Knathøin, der vi har torer på toppen, og blokkmarka har en skarp grense som et teppe.

Knathøin deler avslutningsform på skråningen sin med Søre Kjølhaugen, da begge disse i en dal som drenerer store deler av Reinheimen. Avslutningen på denne skråningen er imidlertid mye brattere. Skråningen har et lite konkavt parti rett etter toppen, men er tilnærmet rett derfra ned til nedskjæringen. Det rette partiet har rikelig med lobefronter og innslag av striper. På toppen finner vi også tydelige fjellknoller uten forvitningsdekke – torer. Dette er den eneste lokasjonen i utvalget med gode eksempler på dette. Tilstedeværelsen av torer kan trolig kobles til den mer komplekse geologien på denne lokaliteten. Her er det også en

veldig tydelig grense mellom steinete blokkmark og tilsynelatende blokkfrie områder. Også dette virker som en øvrig erosiv grense i forbindelse med smeltevannsdrenering under deglasiasjon, da det virker usannsynlig at blokkmarksgrensen ligger som et homogent teppe i omtrent de samme høydene. Periglasiale former vil styres av bla. a. av MAAT og tilgjengelighet på vann, som vil styres av mikroklimatiske faktorer som det er usannsynlig at følger samme høyde. Det er mer sannsynlig at smeltevanns-trekk vil følge relativt like høydenivå.

Gråhøe er en av tre lokaliteter som havnet svært nær hverandre vest i Rondane. Profilet er nesten helt rett, men svakt konveks – konkav – konveks fra topp til bunn. Lobefronter er tydelige langs hele profilet. Profilet er tegnet på en ‘halvøy’ mellom to nedskjæringer i lavrelieffsflaten i området. Toppen er et flatt område



Figur 6-7: Toppen av Gråhøe. Virker til å ha et tynt eller ikke-tilstedeværende løsmassedecke

der det ikke ser ut til at blokkmarka er veldig tykk, eller at den er der i det hele tatt. Dette på bakgrunn av at noe som ligner tydelige kanter av berggrunnen synes rundt toppen, og at sorterte sirkler ikke er synlige.



Figur 6-9: Former som tolkes som flomskredavsetninger langs profilet ved Stygghøin

har Stygghøin en helning mellom 20° og 30°. I etterpåklokskaps lys er kanskje det som ble tolket som løber i øvre del egentlig flomskredavsetninger; man ser antydninger til leveer over avsetningsformene (figur 6-9).

Simletinden har en svakt S-formet kurve fra topp til bunn, svært lik kurven vi ser i figur 3-12 av Kirkby (1987), som kan tyde på sediment-akkumulasjon i nedre del. Eventuelt kan formen gjenspeile en endring i fluksen langs profilen. Lobefronter er tilstedeværende i stor grad langs hele skråningen, og partier med strukturmark synes relativt godt der det er tilnærmet flatt. Toppen virker i likhet med Gråhøe å ha et tynt eller ikke tilstedeværende forvitningsdekke fordi man ser berggrunnsstrukturer. Denne toppen er imidlertid ikke flat slik som Gråhøe, men har noe som ligner torer i forbindelse med et litt spisst berggrunnsområde som nesten rettferdiggjør at den kalles en tind. Også her er det mangel på synlige sorterte sirkler. Disse lokalitetene har samme berggrunn; kvartsitt. Kvartsitt forvitrer svært langsomt og kan mulig bidra til å forklare hvorfor toppene i denne området er slik som vi ser i figur 6-7 og 6-9.

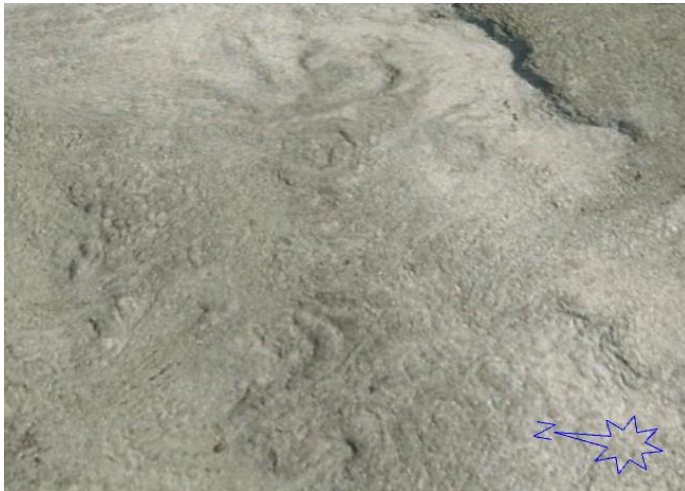
Skråningsprofilet til Vasshuskollen er todelt mellom et snødekt knekkpunkt, som trolig kan kobles til fluvial eller glasifluvial aktivitet. Det første partiet er rett og har striper. Partiet etter knekkpunktet har en konveks form og har mange



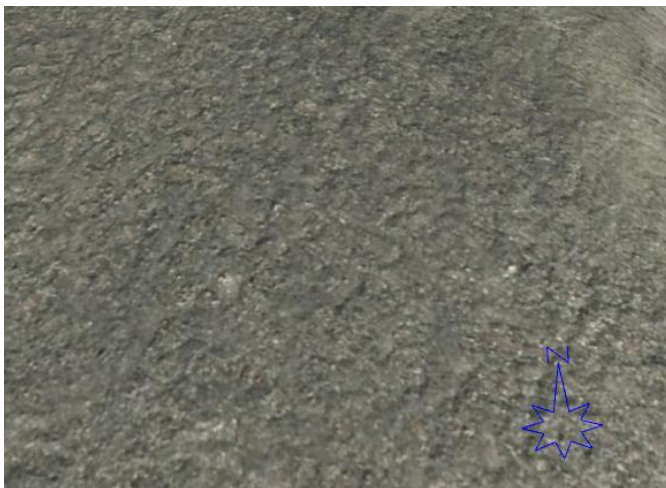
Figur 6-8: Toppen av Simletind

første partiet er rett og har striper. Partiet etter knekkpunktet har en konveks form og har mange

lobefronter, i tillegg til noen former som er vanskelig å klassifisere (figur 6-10). Denne toppen virker også til å mangle betydelige løsmasser og antydning til strukturmark kan muligens skimtes, men er vanskelig å bestemme ved hjelp av ortofotoene som er tilgjengelig.



Figur 6-10: Ubestemmelige landformer langs profilen til Vasshuskollen



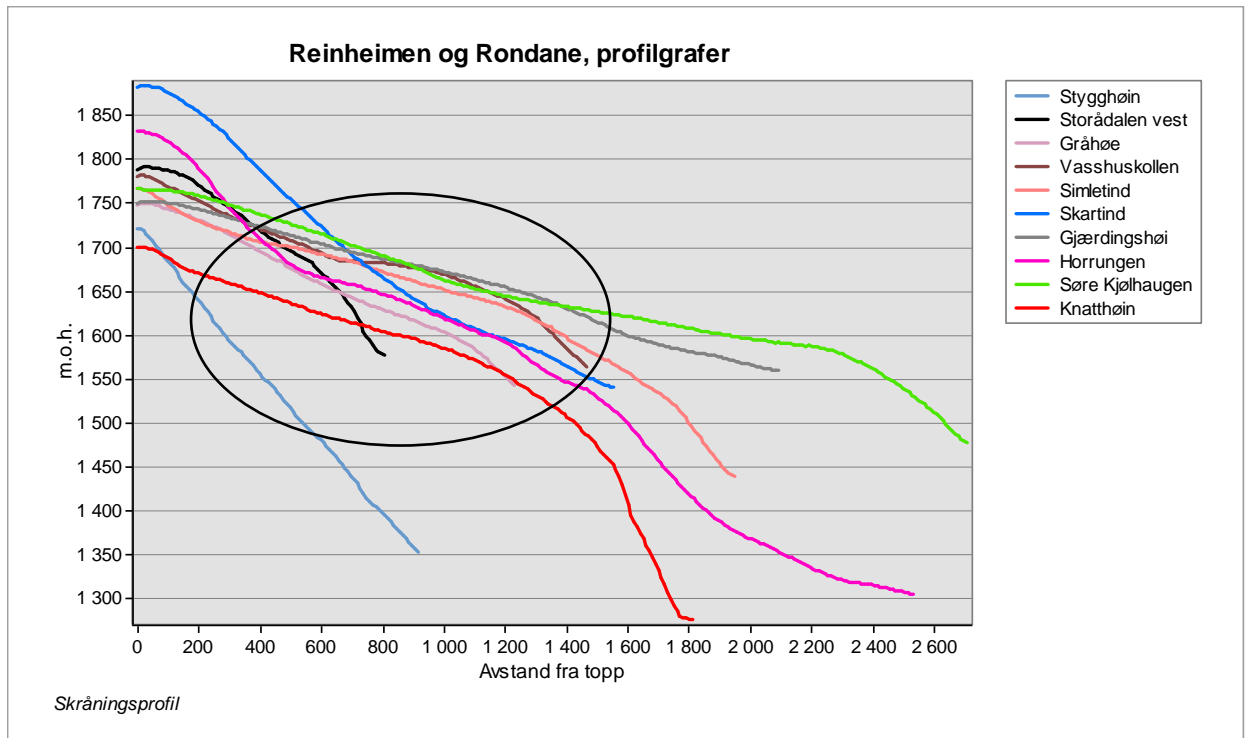
Figur 6-11: Strukturmark på toppen ved Storåtdalen.

Storåtdalen vest – toppen uten navn på 1792 m.o.h. er også ulik de andre i studiet. Skråningen er bratt, og forvittringsdekket nederst virker å være vasket bort da vi ser fast fjell der. Den ender også i en liten fluvial nedskjæring, så det er ikke uventet. Her ble profilen veldig kort på grunn av innskjæringen under skråningen. Denne toppen er flat med strukturmark. Berggrunnen her består av mer lettforvitrede bergarter som glimmerskifer/metasandstein, som kan være med å forklare hvorfor denne toppen er forskjellig fra Gråhøe, Simletind og Vasshuskollen. Himmelfretningen til profilene virker å ha liten betydning for formen. F.eks. er profilene til Simletind og Søre Kjølhaugen ikke vendt mot samme, men er svært like i formen. Til å si noe mer om dette er utvalget for lite.

6.2 Helning

Basert på rasteret basert på høydemodellen i figur 5-2 og 5-2 har 8 av 10 lokasjoner har en helning mellom 4° og 10° i betydelige deler av skråningen. Dette synes spesielt godt i figur 5-25 der alle skåningene har utgangspunkt i sin respektive høyde. Dette virker ikke til å være kontrollert av avstand til topp, fordi de åtte skråningene som har et lengre parti med den helningen er ganske nært hverandre med tanke på høyde, og det er ikke like synlig i figur 5-28

der starthøyden er like. De 7 av 8 skråningene har ganske rette parti med helning innenfor denne spennvidden i øvre eller midtre del av profilet. Skardtind møter sitt parti med denne helningen i bunn av skråningen. Dette kan kobles til egenskapene ved det periglasiale produksjon- og transportsystemet eller tolkes som paleisk overflate. Alle endringer i gradient skjer jevnt langs kurvene uten brudd, bortsett fra Vasshuskollen som har et knekkpunkt.



Figur 6-12: Profilgrafer for Reinheimen og Rondane med markert område

6.3 Krypmodellen og trendlinjene

Flere av kurvene, eventuelt deler av kurvene svarer forholdsvis godt til formen som er forventet om krypmodellen i kapittel 3.10 ligger til grunn. Noen av de gjør derimot ikke det. Denne modellen antar imidlertid mye om skråningsprosessenes natur som sjelden vil være tilfellet i virkeligheten. Modellen "forventer" en gradvis endring i gradient med avstand fra topp, men profilene viser rettlinjede parti i betydelige deler av disse skråningene. Det tyder på at systemet ikke har en økende nedstrøms effektivitet, men at lokale faktorer spiller inn. Det som styrer solifluksjon kan ha stor romlig variabilitet. Temperaturen i bakken vil i en viss grad være systematisk kontrollert av høyde over havet, men fuktighetsforholdene, vegetasjon og årlig snødekke vil være styrt av lokale faktorer. Som eksempel vil solifluksjonsprosessen "plug like flow" være avhengig av permafrost og mye islinser øverst i permafrosten for å opptre, og det

er ikke nødvendigvis permafrost langs hele profilet. Da kan effektiviteten være like stor eller større øverst i systemet.

Modellen antar også at forvittringsraten er jevn. Det er ikke sannsynlig, da også forvitring vil kontrolleres av mye av det samme som solifluksjon. Med tanke på det virker det usannsynlig at et pådriv i stor skala skal styre relieffet til store fjellområder. Det gjenspeiles også til dels i resultatene; det er ikke likt overalt. Likevel tyder de store områdene med jevne konvekse skråninger på betydelig periglacial kontroll på landskapet, og deler av enkelte skråninger tilpasser seg trendlinjen godt; f.eks. den midtre delen av Horrungen der $y = -0,0001x^2 + 0,1152x + 1693,2$ og $R^2 = 0,9927$. Også siste halvdel av Vasshuskollen der $y = -0,0003x^2 + 0,402x + 1624,8$ og $R^2 = 0,9987$.

6.4 Blokkmark og skråning

Blokkmarkas høye alder, og det faktum at formene tilsier at den på mange steder også er i bevegelse er spennende. Landformer som tilsier at sig er pågående kan imidlertid være relikte, jf. blockstreams (Wilson et al., 2017). De grensene til sammenhengende blokkmark vi ser i Reinheimen er trolig en slags erosiv grense jf. "trimlines" (Fabel et al., 2012). Slike grenser synes spesielt godt på Knatthøin og Søre Kjølhaugen. I Rondane ser det imidlertid ut som det er blokkmark overalt, noe som kan tyde på et roligere forløp under deglasiasjonen der enn i Reinheimen.

6.5 Landformer

På de fleste stedene med liten gradient finner vi strukturmark, noe som er helt forventet. Kryoturbasjon i seg selv har trolig svært liten kontroll på skråningens form fra topp til bunn, men tilstedeværelsen av landformene prosessen produserer forteller oss at frostprosesser er eller har vært aktive. Solifluksjonslober/tepper er tilstedeværende på alle lokasjoner, hyppigst der det er relativt høy gradient. Torer er synlig på minst en lokasjon; Knatthøin, og mulig også Simletind. På Knatthøin kan det kan være fordi berggrunnen er mer kompleks der (se vedlegg 1), med partier av fyllitt og innslag av kvartsitt.

6.6 Geologi

De geologiske forskjellene er en viktig, men vanskelig komponent. Reinheimen er dekket av granittiske gneiser med innslag av fyllitt, mens lokalitetene Rondane i all hovedsak dekt av metasandstein/glimmerskifer eller kvartsitt. Hvordan frostforvitring differerer mellom ulike berggrunn er et relevant spørsmål, og særlig tilstedeværelsen av torer gir et inntrykk av at det er betydelig. Særlig der det er kvartsitt er det grunn til å tro av forvitring skjer langsommere.

På tross av geologiske forskjeller, er imidlertid skråningsformene veldig like i Reinheimen og Rondane, med unntak av Stygghøin og Storåtdalen vest som begge har former som er avvikende fra resten av utvalget. Disse er lokalisert der berggrunnen er av metasandstein/glimmerskifer, mens Gråhøe, Vasshuskollen og Simletind ligger i et felt med kvartsitt. Det kan være en sammenheng, men for å si noe mer om dette er utvalget i dette studiet for lite.

6.7 Forskjeller mellom Reinheimen og Rondane

Vi finner noen forskjeller mellom disse fjellheimene. Rondane er høyere og mer glasialt preget, til tross av at den ligger lenger øst enn Reinheimen. Delen av Reinheimen skråningsutvalget ligger i har ingen botner eller breer i dag. Dette ses tydelig i figur 4-1,4-2, 5-1 og 5-2. Rondane har også en gråfarge over store områder, som tyder på mangel av vegetasjon og torv, og dermed svarer til det Ballantyne (2010) kaller ‘openwork’ blokkmark. Reinheimen er mørkere i fargen på toppene, og virker til å ha mer organisk materiale og annet finstoff mellom blokkene øverst i forvittringsdekket. Forskjellene i fargen på ortofotoene kan naturligvis være på grunn av egenskapene til ortofotoet, men kan sannsynligvis også kobles til berggrunn og deglasiasjon. Som tidligere nevnt er skråningsprofilene forholdsvis like i begge fjellheimer. Det beste eksempelet på det er Søre Kjølhaugen og Simletind; formen fra topp til bunn er nesten helt lik.

6.8 ICE – hypotesen og standardmodellen

Om standardmodellen forklarer HELRS bør skråningene svare til et gammelt fluvialt landskap jf. evolusjonsmodellen til Davis (1899). Periglacial modifikasjon av den paleiske overflaten er også mulig – dvs. et hevet peneplan utsatt for forvitring og erosjon i det kalde klimaet i kvartær. I dette studiet er retningen til skråningsprofilen valgt der landskapet tolkes til å være eldst for å minimalisere forstyrrelser i profilet, og flere steder finner vi den konvekse formen som peker mot periglacial kontroll. Krypmodellen som legges til grunn for profilene her er svært spekulativ, og inneholder som tidligere nevnt grove forenklinger. Likevel svarer deler av flere av profilene i utvalget til den i varierende grad. Der formen ikke blir brattere med avstand fra topp kan imidlertid basal sedimentasjon av forvittringsmateriale være forklaringen, slik som det er tolket ved Skardtind, uten at det kan bekreftes uten feltundersøkelser.

ICE-hypotesen forutsetter at solifluksjon og forvitring fungerer som en kontroll på landskapet som jevner ut overflaten og angriper skarpe hjørner, jf. uttrykket ‘periglacial buzz-saw’. Alle lokalitetene har landformer som tilsier at solifluksjon har vært og er aktivt. I sum med at flere deler av profilene blir gradvis brattere med avstand fra topp tyder dette på at det ikke er

usannsynlig at solifluksjon og forvitring er årsaken til det jevne landskapet man observerer på HELRS.

6.9 Feilkilder

Geomorfologi skiller seg fra annen naturvitenskap, særlig i forbindelse med tolkninger av former. En geomorfolog med bakgrunn i glacialgeomorfologi ville muligens tolket profilene annerledes enn en med periglacial geomorfologi som hovedfelt. Forskeren kan også ha et ønske om å finne det man søker. I dette tilfelle ønsker jeg å finne at skråningsformene svarer til et periglasialt sigelandskap, og det kan påvirke en studie som består av mange kvalitative vurderinger.

6.10 Alternativ metodologi til lignende problemstillinger

På bakgrunn av denne oppgaven ønsker jeg å forslå andre måter og tilnærme seg problemstillingen på. Kvantitative, geomorfometriske tilnærminger på et slik problemstilling er nok det som er best egnet.

Å tolke sediment-tykkelse på bakgrunn av form er spekulativt. En slitsom, men interessant metode for å estimere sediment-tykkelse langs profilet kan være bruk av GPR (ground penetrating radar). Dette ble forsøkt på feltarbeid i Reinheimen, men dårlige innstillinger og vanskelige forhold gjorde at tolkningen ble vanskelig og denne dataen dessverre ikke ble brukt. Det å lese data fra GPR byr også på dets utfordringer, men graving er ikke et godt alternativ ved mindre man har kraftig anleggsutstyr, noe en masterstudent ikke har ressurser til.

En annen, og kanskje bedre måte å angripe en lignende problemstilling på er å kun måle skråningsform, men i et utvalg som er stort nok til at resultatene er statistisk representativt. Utvalget i denne oppgaven ble lite på grunn av at av det ble valgt å kartlegge landformer og også vurdere disse.

7 Konklusjon

Vi finner flere fellesnevner for skråningene som er undersøkt. Deler av flere skråninger har en parabel-lignende form som i varierende grad svarer til hva som er forventet på grunnlag av krypmodellen, men det er også typisk for dette utvalget at profilene viser tilnærmet lineære parti med en helning mellom 4° og 10° i betydelige deler av skråningene. Dette tyder på at transport- og produksjonssystemet ikke nødvendigvis blir mer effektivt med avstand fra toppunktet, men at prosessenes betingelser heller avhenger av lokale forhold som ikke lett lar seg modellere. Solifluksjonslandformer er tilstede på samtlige lokaliteter, og indikerer at prosessene er aktive. Forskjellen mellom et hevet peneplan og et periglasialt sigelandskap kan være minimal, men funnene peker i retning av at det er betydelig periglasiell kontroll på HELRS i Reinheimen og Rondane. For å støtte opp under hypotesen om periglacial buzz-saw, bør feltarbeid som undersøker sedimenttykkelser langs profiler på bakgrunn av tilstedeværende skråningsform og landformer utføres.

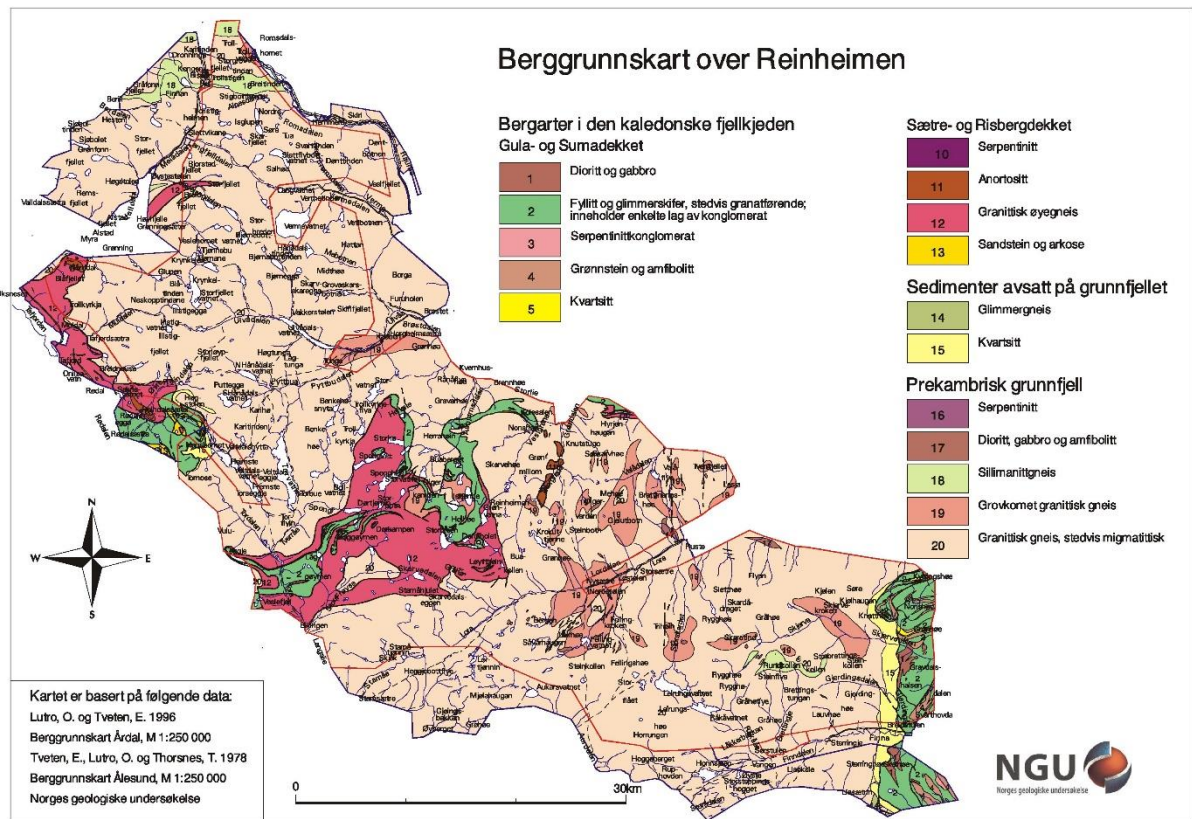
8 Referansteliste

- Andersen, J. L., Egholm, D. L., Knudsen, M. F., Jansen, J. D., & Nielsen, S. B. (2015). The periglacial engine of mountain erosion-Part 1: Rates of frost cracking and frost creep. *Earth Surface Dynamics*, 3(4), 447.
- Andersen, J. L., Egholm, D. L., Knudsen, M. F., Linge, H., Jansen, J. D., Pedersen, V. K., . . . Fabel, D. (2018). Widespread erosion on high plateaus during recent glaciations in Scandinavia. *Nature communications*, 9(1), 830.
- Anderson, R. S. (2002). Modeling the tor-dotted crests, bedrock edges, and parabolic profiles of high alpine surfaces of the Wind River Range, Wyoming. *Geomorphology*, 46(1-2), 35-58.
- Anderson, R. S., & Anderson, S. P. (2010). *Geomorphology: the mechanics and chemistry of landscapes*: Cambridge University Press.
- Anderson, R. S., Anderson, S. P., & Tucker, G. E. (2013). Rock damage and regolith transport by frost: An example of climate modulation of the geomorphology of the critical zone. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(3), 299-316.
- André, M. F. (2002). Rates of postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops (Abisko–Riksgränsen area, 68 N). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 84(3-4), 139-150.
- Ballantyne, C. K. (1998). Age and significance of mountain-top detritus. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(4), 327-345.
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18-19), 1935-2017.
- Ballantyne, C. K. (2010). A general model of autochthonous blockfield evolution. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(4), 289-300.
- Ballantyne, C. K., & Harris, C. (1994). *The Periglaciation of Great Britain*: CUP Archive.
- Berthling, I., & Etzelmüller, B. (2011). The concept of cryo-conditioning in landscape evolution. *Quaternary Research*, 75(2), 378-384.
- Bierman, P. R., Marsella, K. A., Patterson, C., Davis, P. T., & Caffee, M. (1999). Mid-Pleistocene cosmogenic minimum-age limits for pre-Wisconsinan glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach. *Geomorphology*, 27(1-2), 25-39.
- Bockheim, J. G., & Tarnocai, C. (1998). Recognition of cryoturbation for classifying permafrost-affected soils. *Geoderma*, 81(3-4), 281-293.
- Bonow, J. M., Lidmar-Bergström, K., & Näslund, J.-O. (2003). Palaeosurfaces and major valleys in the area of the Kjølén Mountains, southern Norway-consequences of uplift and climatic change. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 57(2), 83-101.
- Brook, E. J., Nesje, A., Lehman, S. J., Raisbeck, G. M., & Yiou, F. o. (1996). Cosmogenic nuclide exposure ages along a vertical transect in western Norway: Implications for the height of the Fennoscandian ice sheet. *Geology*, 24(3), 207-210.
- CALM. (2018). *CALM SUMMARY DATA TABLE*. Retrieved from: <https://www2.gwu.edu/~calm/data/north.html>
- Chalmers, J., Green, P., Japsen, P., & Rasmussen, E. (2010). The evolution of western Scandinavian topography; a review of Neogene uplift versus the ICE (isostasy-climate-erosion) hypothesis; discussion. *Journal of Geodynamics*, 50(2), 94-101.
- Davis, W. M. (1899). The geographical cycle. *The Geographical Journal*, 14(5), 481-504.
- Doré, A., Lundin, E., Jensen, L., Birkeland, Ø., Eliassen, P., & Fichler, C. (1999). *Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin*. Paper presented at the Geological society, London, petroleum geology conference series.
- Egholm, D., Nielsen, S., Pedersen, V. K., & Lesemann, J.-E. (2009). Glacial effects limiting mountain height. *Nature*, 460(7257), 884.

- Egholm, D. L., Andersen, J. L., Knudsen, M. F., Jansen, J. D., & Nielsen, S. B. (2015). The periglacial engine of mountain erosion-Part 2: Modelling large-scale landscape evolution. *Earth Surface Dynamics*, 3(4).
- ESRI. (2018a). ArcScene 3D display environment. Hentet fra http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=ArcScene_3D_display_environment
- ESRI. (2018b). Fundamentals of creating profile graphs. Hentet fra <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/extensions/3d-analyst/fundamentals-of-creating-profile-graphs.htm>
- ESRI. (2018c). How Slope Works. Hentet fra <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-slope-works.htm>
- 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.
- Fabel, D., Ballantyne, C. K., & Xu, S. (2012). Trimlines, blockfields, mountain-top erratics and the vertical dimensions of the last British–Irish Ice Sheet in NW Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 55, 91-102.
- Fjellanger, J., & Sørbel, L. (2007). Origin of the palaeic landforms and glacial impact on the Varanger Peninsula, northern Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 87.
- Follestad, B. A. (2011). Reinheimens geologi
- Follestad, B. A., & Fredin, O. (2007). Late Weichselian ice flow evolution in south-central Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 87.
- French, H. M. (2007). *The periglacial environment* (Third ed.): John Wiley & Sons.
- Gisnås, 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. (1967). Norway's paleic surface.
- Goodfellow, B. (2007). Relict non-glacial surfaces in formerly glaciated landscapes. *Earth-Science Reviews*, 80(1-2), 47-73.
- Goodfellow, B. W., Fredin, O., Derron, M. H., & Stroeven, A. P. (2009). Weathering processes and Quaternary origin of an alpine blockfield in Arctic Sweden. *Boreas*, 38(2), 379-398.
- Hales, T., & Roering, J. J. (2007). Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2).
- Hallet, B. (1990). Self-organization in freezing soils: from microscopic ice lenses to patterned ground. *Canadian Journal of Physics*, 68(9), 842-852.
- Kirkby, M. (1987). General models of long-term slope evolution through mass movement. *Slope Stability: Geotechnical Engineering and Geomorphology*. John Wiley and Sons New York. 1987. p 359-379, 11 fig, 25 ref.
- Lidmar-Bergström, K., & Bonow, J. M. (2009). Hypotheses and observations on the origin of the landscape of southern Norway—a comment regarding the isostasy-climate-erosion hypothesis by Nielsen et al. 2008. *Journal of Geodynamics*, 48(2), 95-100.
- Lidmar-Bergström, K., Ollier, C., & Sulebak, J. (2000). Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change*, 24(3), 211-231.
- Matsuoka, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, 55(1), 107-134.
- Molnar, P., & England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 346(6279), 29-34.
- Nesje, A., & Dahl, S. O. (1990). Autochthonous block fields in southern Norway: implications for the geometry, thickness, and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Journal of Quaternary Science*, 5(3), 225-234.
- NGU. (2018). NGU Berggrunn. Hentet fra http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/

- Nielsen, S.-B., Gallagher, K., Egholm, D., Clausen, O., & Summerfield, M. (2009). Reply to comment regarding the ICE-hypothesis. *Journal of Geodynamics*, 48(2), 101-106.
- Nielsen, S., Clausen, O., Jacobsen, B. H., Thomsen, E., Huuse, M., Gallagher, K., . . . Egholm, D. (2010). The ICE hypothesis stands: how the dogma of late Cenozoic tectonic uplift can no longer be sustained in the light of data and physical laws. *Journal of Geodynamics*, 50(2), 102-111.
- 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.
- Norkart. (2018). Norge i 3D med Norkart Virtual Globe. Hentet fra <http://www.norgei3d.no/>
- Paasche, Ø., Strømsøe, J. R., Dahl, S. O., & Linge, H. (2006). Weathering characteristics of arctic islands in northern Norway. *Geomorphology*, 82(3-4), 430-452.
- 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 blevne til. *Nor. Geol. Unders.* 32, *Aarbog 1900*, 124-263.
- 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.
- Senorge.no. (2018). Senorge.no. Hentet fra www.senorge.no/aboutsenorge.html
- Steer, P., Huisman, R. S., Valla, P. G., Gac, S., & Herman, F. (2012). Bimodal Plio–Quaternary glacial erosion of fjords and low-relief surfaces in Scandinavia. *Nature Geoscience*, 5(9), 635.
- Sulebak, J. R. (2007). Peneplan, pediplan og etseplan. In *Landformer og prosesser, en innføring i naturgeografiske tema* (pp. 161-178). Bergen: Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke AS.
- Sømme, T. O., Helland-Hansen, W., & Martinsen, O. J. (2013). Quantitative aspects of stratigraphic onshore-offshore relationships along the western margin of southern Norway: implications for Late Mesozoic and Cenozoic topographic evolution. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 93.
- Whalley, W. B., Rea, B. R., & Rainey, M. M. (2004). Weathering, blockfields, and fracture systems and the implications for long-term landscape formation: some evidence from Lyngen and Øksfordjøkelen areas in north Norway. *Polar Geography*, 28(2), 93-119.
- Whalley, W. B., Rea, B. R., Rainey, M. M., & McAlister, J. J. (1997). Rock weathering in blockfields: some preliminary data from mountain plateaus in North Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 120(1), 133-145.
- 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.

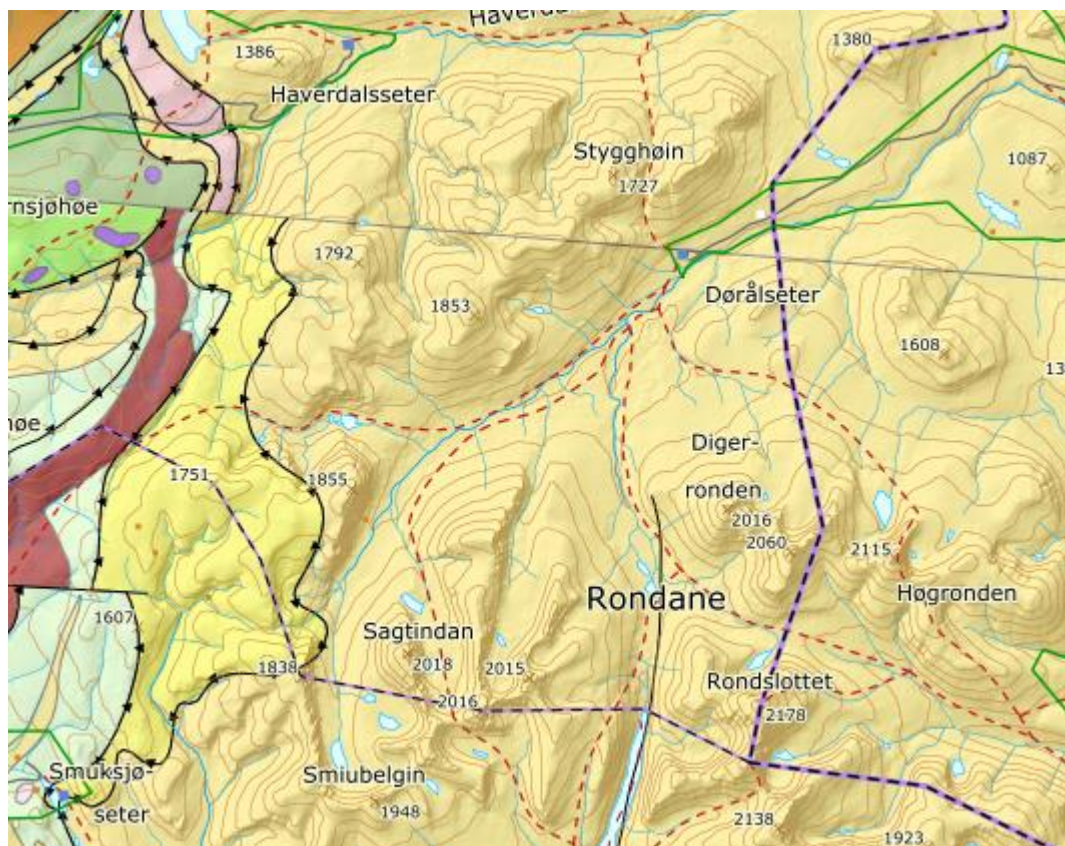
Vedlegg 1 – Berggrunnskart Reinheimen



Vedlegg 1

Fra Follestad (2011)

Vedlegg 2 – Berggrunnskart Rondane



Vedlegg 2



Fra NGU (2018)