

Stabilitetsvurdering av hogstfelt ved Fremstad i Stjørdal kommune - Effekt av snauhogst på skråningsstabilitet

Vegard Ose Velle

Geologi

Innlevert: mai 2018

Hovudrettleiar: Terje Harald Bargel, IGP

Noregs teknisk-naturvitskaplege universitet
Institutt for geovitenskap og petroleum

Samandrag

Hensikta med denne oppgåva er å belyse effekta som skoghogst har på stabiliteten av skråningar. Denne skråninga ligg ved Fremstad i Stjørdalen kommune, og i nyare tid har det vore henta ut skog i dette området. Lokalområdet har blitt utsett for fleire skred i lausmassar gjennom tid, som har verka til å utføre skadeverk på lokalbebyggelse og vegnett.

Bakgrunna for val av tema var personleg interesse i å finne ut meir om kva faktorar som styrar stabiliteten av slike skråningar, og kva innverknad skoghogst har på denne stabiliteten. I denne oppgåva prøver forfattar å finne ut kva tilstand av stabilitet området har i naturleg tilstand, og i kor stor grad hogstverksemda har ført til endringar i denne.

Framgangsmåten som vart benytta bestod i ein kombinasjon av feltarbeid, fysiske analysar på prøver tekne i felt, og litteraturstudium om faktorar som påverkar stabiliteten av skråningar. Litteraturen består av ein kombinasjon av tidlegare kandidatoppgåver, etablert faglitteratur, forskingsartiklar og kommunale dokumentet. Fokuset av denne litteraturen har lagt på geologiske, hydrologiske, geomorfologiske og menneskelege faktorar som har innverknad på skråningar sin stabilitet. Vegetasjon vart anerkjent som ein sentral faktor under dette litteraturstudiumet, men av tidsomsyn vart ikkje dette tatt med i oppgåva.

Resultat av undersøkelser viste at skråninga i normaltilstand har lav stabilitet grunna ugunstig geomorfologisk karakter, lite oppstøttande berggrunn, høgt finstoffinnhold i lokale materialtypar og låg skjærstyrke i desse massane. Skoghogsten har i hovudsak påverka stabiliteten ved dreneringsendringar i terrenget, auka erosjon i lokaliserte soner ved oppkonsentrering av vatn, auke i poretrykk og overflateavrenning, svekking av jorddekket ved rotning av røter, og ved dannelse av moglege utløysingsområder for skred grunna tette stikkrenner. Hogsten har av forfattar blitt tolka til å ha senka stabiliteten av skråninga.

Abstract

The aim of this study is to look upon the effect of forest harvesting processes with regards to the stability of slopes. This slope is located near Fremstad in Stjørdalen municipality, and has recently been exposed to timber harvesting in this area. The local area has been affected by numerous slides in sediments over time, which has worked to do harm to local settlements and road networks.

The background for the choice of subject was personal interest in finding knowledge about factors that affect the stability of such slopes, and what effect foresting practices has on this stability. In this thesis the author tries to find out what state of stability the area has in natural conditions, and how the timber harvesting have affected this area.

The approach to the thesis has been to use a combination of field work, physical tests on samples collected in the field, and a literature study where factors affecting slope stability have been looked upon. The literature consists of previous student applications, established theory, research articles, and communal documents. The focus of this literature have been on geological, hydrological, geomorphological and human-made factors that affects the stability of slopes. Vegetation was recognized as a central factor during this literature study, but due to time restraints this was not included in the thesis.

The results of the research showed that the slope under natural conditions have a low grade of stability due to unfavourable geomorphological conditions, low support of underlying bedrock, high content of fine particles in local masses and low shear strength of these materials. The lumber harvesting has mainly affected the stability by changing local drainage, by increasing erosion in localized zones by concentration of water, increasing pore pore pressure and surface runoff, by weakening the soil through the rotting of roots, and by creating potential zones for triggering of avalanches due to clogged drainage adits. The lumber harvesting have been interpreted to have lowered the stability of the slope.

Innholdsliste

Samandrag	ii
Abstract	iii
Innholdsliste	iv
1 Teori	1
1.1 Lausmassar – Danning og eigenskapar	1
1.1.1 Definisjon og opphav	1
1.1.2 Klassifisering	1
1.1.3 Fysiske eigenskapar	6
1.1.4 Lausmassestypar	14
1.2 Hydrogeologi	19
1.2.1 Bevegelse av vatn i skråningar	19
1.2.2 Poretrykk (u)	21
1.2.3 Hydraulisk leiingsevne (K) og permeabilitet	22
1.2.4 Infiltrasjonskapasitet	23
1.2.4 Evapotranspirasjon	24
1.3 Stabilitet av skråningar	25
1.3.1 Generell stabilitet og sikkerhetsfaktor	25
1.3.2 Berekningsmetodar – Infinite slope	27
1.4 Faktorar som påverkar stabilitet	30
1.4.1 Geologiske faktorar	30
1.4.2 Hydrologiske faktorar	32
1.4.3 Geomorfologiske faktorar	36
1.4.4 Menneskelege faktorar	38
1.5 Klima – Utvikling og skredfare	40
1.5.1 Definisjon og måling	40
1.5.2 Klimaendringar – Globalt og nasjonalt	40
2 Områdebeskrivelse	41
2.1 Topografi og vegetasjonsdekke	41
2.1.1 Topografi	41
2.1.2 Vegetasjon	44
2.2 Berggrunnsgeologi	45
2.3 Kwartærgeologisk historie og lausmassefordeling	46

2.3.1 Kwartærgeologi.....	46
2.3.2 Lausmassar	49
2.4 Skredfare og tidlegare skredhendingar	51
3 Metode	53
3.1 Kartlegging og feltarbeid	53
3.2 Laboratorieanalysar	55
3.2.1 Sikteanalyse.....	56
3.2.2 Laserdiffraksjon	57
3.2.3 Flisigheitsindeks (FI).....	60
3.2.4 Formindeks (SI).....	61
3.2.5 XRD analyse (X-ray Powder Diffraction).....	62
3.3 Q – systemet	67
3.4 Analysar i arcGIS	70
3.4.1 Digital høgdemodell	70
3.4.2 Hydrologiske analyser.....	71
4 Resultat	74
4.1 Feltkartlegging	74
4.2 Berggrunn.....	75
4.3 Lausmassar	76
4.3.1 Morene	76
4.3.2 Forvitningsmateriale	79
4.3.3 Glasifluviale massar	80
4.3.4 Marine avsetningar	81
4.4 Vegetasjonsforhold.....	82
4.5 Geomorfologi	84
4.7 Hydrologiske forhold	86
4.7.1 Drenering.....	87
4.7.2 Erosjon	88
4.8 Menneskelege inngrep.....	90
4.8.1 Snauflater og restmateriale frå hogst.....	90
4.8.2 Grøfter og stikkrenner	92
4.8.3 Utglidingar	94
4.8.4 Mindre inngrep.....	95
4.9 Analyser i arcMAP.....	96
4.10 Laboratorieanalysar	96

4.10.1 Kornfordeling	96
4.10.2 Flisighetsindeks og formindeks.....	98
4.10.3 XRD	98
5 Diskusjon	99
5.1 Stabilitet før hogst	99
5.1.1 Geologiske forhold	99
5.1.2 Geomorfologiske forhold	100
5.1.3 Hydrologiske forhold	102
5.2 Effekt av hogst	102
6 Konklusjon	105
Vedlegg A Parametertabell for Q – verdi.....	115
Vedlegg B Prøvelokaliteter for lausmasseprøver	116
Vedlegg C Laboratorieresultat	117
Vedlegg D Flyfoto og kart frå arcMAP	129
Vedlegg E Tilleggsfigurar	136

1 Teori

1.1 Lausmassar – Danning og eigenskapar

1.1.1 Definisjon og opphav

Termen «lausmassar» nyttast til å beskrive samlingar av partikulært materiale som ligger laust over grunnfjell (fast berg) i form av blokk, stein, grus, sand, silt og leire, samt organisk materiale slik som humus. Massane er som regel eit nedbrytingsprodukt av bergmassar og planter, men kan òg ha opphav i menneskeleg aktivitet. Materialet dannast gjennom ulike forvittrings og erosjonsprosessar, som bre-/elveerosjon, fryse-tine prosessar og oksidasjon, og blir som regel transportert vidare gjennom gravitasjons- eller klimatiske prosessar fram til endeleg avsetningsstad. Dømer på slike transporttypar omfattar deriblant skred, vasstransport i elver, vind og is (Nichols, 2009; Bargel *et al.*, 2011; Sigmond, Brynhi og Jorde, 2013).

I Noreg har mesteparten av lausmassane opphav i geologiske prosessar som fann stad under og etter siste istid (Weichsel, ca. 117 000 – 11 700 år før notid). Avsetningane er derfor relativt unge på ein geologisk tidsskala, og skilje seg frå lausmassar danna ved sørlege breiddegrader grunna blant anna den låge grada av kjemisk omdanning og låg mektigheit av forvittringsprofil. Eigenskapane deira er i stor grad avhengig av danningmåte og seinare påverknad av kjemiske og fysiske faktorar, og beskrivast som ulike jordartar basert på deira kjemiske, mekaniske og mineralogiske samansetning (Jørgensen, Sørensen og Prestvik, 2013; Vorren og Mangerud, 2013; Brattli, 2015)

1.1.2 Klassifisering

Innan lausmasseklassifisering, så finst der fleire system som kan nyttast til å beskrive og namnsette materiale frå felt. Desse baserer seg på ulike inngangsparameter med opphav i til dømes kornfordeling, dannelsingsforhold og innhald av organisk materiale, og gir resultat som kan beskrive lausmassane ytterlegare ved å knytte beskrivingane mot kjent teori. Kva system som nyttast vil vere avhengig av parametertilgang, samt kva slags informasjon ein ynskjer å få ut med tanke på framtidig bruk av massane (Jørgensen, Sørensen og Haldorsen, 1997).

Ein av ei vanlegaste klassifikasjonsmetodane for lausmassar som nyttast i Noreg i dag, basera seg på massane sin avsetningshistorikk. Denne typen klassifisering nyttast ofte av ingeniørgeologar når det raskt skal vurderast kor eigna ei avsetning er for eit gitt formål, då dei enkelte lausmassetypane har fysiske eigenskapar som kan vere fordelaktige eller ugunstige

for dette formålet. Eit eksempel på dette er vurderingar om grunnvassuttak i lausmassar, der glasifluviale avsetningar ofte veljast framfor morene grunna den generelt høgare hydrauliske leiingsevna, som vidare er eit resultat av avsetningsforholda (Brattli, 2009a; Sandersen, 2014; Brattli, 2015). Ifølgje Sandersen (2014) er inndelinga under den mest brukte i Noreg:

- Marine avsetningar (avsett i hav)
- Glasifluviale avsetningar (avsett av smeltevatn frå brear)
- Bresjøavsetningar (avsett i bredemte innsjøar)
- Innsjøavsetningar (avsett i innsjøar)
- Fluviale avsetningar (avsett av elver)
- Morene (avsett av isbrear)
- Skredavsetningar (avsett av skredaktivitet)
- Forvittringsmateriale (oppsmuldra berggrunn)

Andre klassifiseringsmetoder, nytta innan både ingeniørgeologi og geoteknikk, basera seg på bruken av kornfordelinga til materialet. Denne eigenskapen beskriver inndelinga av enkeltkorn i «fraksjonar», som er førehandsdefinerte størrelsesklassar for partiklar i lausmassar. Fordelinga blir funne ut ved hjelp av fysiske analysemetodar slik som sikting og slemmeanalyse, og resultera i ei rekke vektprosentverdiar for alle fraksjonar som nyttast. Desse data kan vidare brukast i råformat, eller så kan dei plottast i kornfordelingsdiagram (Janbu, 1970; Selmer-Olsen, 1980). I denne oppgåva nyttast fraksjonar som vist i Tabell 1:

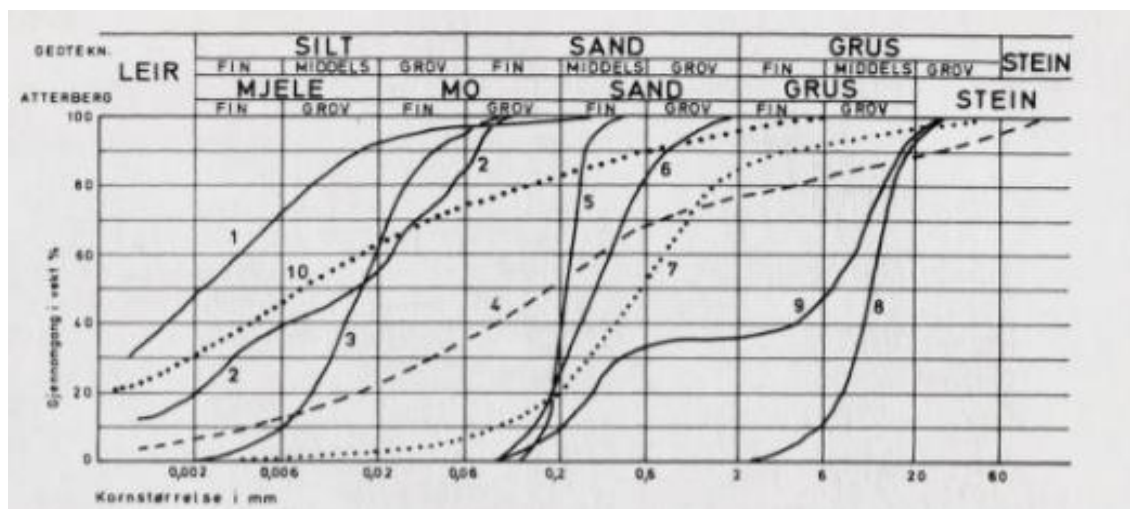
Tabell 1:

Modifisert fraksjonsinndeling som er henta frå Statens Vegvesen si laboratoriehandbok (Vegdirektoratet, 2016).

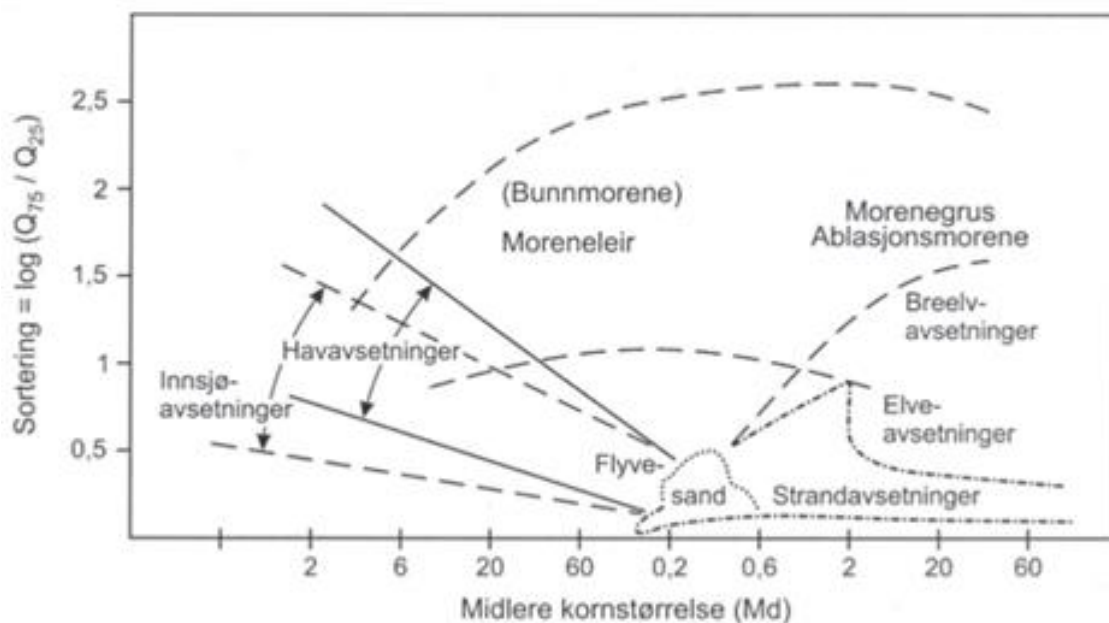
<u>Fraksjon</u>		<u>Kornstørrelsar</u>
Grov inndeling	Fin inndeling	[mm]
Blokk og stein	Stor blokk	> 630
	Blokk	200 – 630
	Stein	63 – 200
Grus	Grov	20 – 63
	Middel	6.3 – 20
	Fin	2 – 6.3
Sand	Grov	0.63 – 2
	Middel	0.2 – 0.63

	Fin	$0.063 - 0.2$
Silt	Grov	$0.02 - 0.063$
	Middel	$0.0063 - 0.02$
	Fin	$0.002 - 0.0063$
Leir	$\leq 0.002 \text{ mm}$	

Ved å plote vektprosentane i kornfordelingsdiagram, kan lausmassane klassifiserast gjennom visuell vurdering og utrekningar. I visuell klassifisering vurderast kurva til prøva opp mot teoretiske kurver for ulike lausmassestypar, og blir namngitt avhengig av kva slags teoretisk kurve som samsvara mest (*Figur 1*). I berekningsmetoda, som er utvikla av Selmer-Olsen (1954), så nyttast ein parameter kalla middelkornstørrelse (M_d) og sorteringstal (S_0) for å gi same type namnsetting. Desse verdiane bereknast for kvar lausmasseprøve, og plottast i eit eige diagram (*Figur 2*) der kjente verdiane for avsetningar som ein funksjon av middelkornstørrelse og sorteringstal står oppført. Lausmassestypen som prøva plottar innanfor blir deretter valt ut som definerande for materialet (Selmer-Olsen, 1980).



Figur 1: Kornfordelingsdiagram som viser nokre typiske kornfordelingskurver for eit utval lausmassestypar. Lausmassestypane er som følgjer: 1. Relativt finkorna, glacial leire, 2. Marin fjordbottleire med markert lagdeling, 3. Relativt finkorna bresjøsediment, 4. Leirholdig morenemateriale, 5. Godt sortert finkorna elvedesiment (liknande som for flygesand), 6. Strandsand, 7. Glasifluvial sand, 8. Godt sortert elvegrus, 9. Strandsediment (strandvoll) og 10. Forholdsvis laust pakka, finkorna drumlinavsetning (Botmorene) frå Jämtland (Selmer-Olsen, 1976).



Figur 2: Figur som viser diagram til bruk innan lausmasseklassifikasjon, ved nytte av Selmer-Olsen (1954) si berekningsmetode. Eit utval lausmassepar er her representert med varierende verdiar for sorteringstal (S_0) og midlere kornstørrelse (M_d). Formel for sorteringstal står oppført til venstre der, Q_{75} og Q_{25} representera kornstørrelsen i mm ved respektivt 75 og 25 prosent siktegjennomgang (y-akse i figur 1). Denne verdien seier noko om kor godt sortert materialet er, og dermed kor bratt kornkurva er. Midlere kornstørrelse tilsvara Q_{50} i figur 1, og kan seie noko om anriking av grove eller fine partiklar i prøva avhengig av dens posisjon på kurva i forhold til det geometriske midtpunktet (Jørgensen, Sørensen og Haldorsen, 1997).

Ein anna klassifiseringsmetode med grunnlag i denne typen data, som ofte blir brukt innanfor geoteknikk, basera seg på dei enkelte vektprosentane for ein gitt fraksjon. Metoda nyttar vektprosentane for kornstørrelsane «leir», «silt», «sand», «grus» og «stein» (Tabell 1), saman med eit sett grenser for prosentar innan desse fraksjonane, og produsera ein beskrivande terme med basis i dei klassene som prøvene passar innanfor. Denne namnsettinga følgjer ei definert rekkefølge, der «leir» vurderast først, etterfølgd av «silt», og deretter av innhaldet «sand», «grus» og «stein» (2 – 600 mm). Termene som kjem ut er ikkje kopla til ein spesifikk avsetningstype, men beskriver meir komposisjonen av materialet (Emdal, 2017).

Ei siste metode som kan nyttast innan lausmasseklassifisering, tek utgangspunkt i massane sin komposisjon og struktur. Jordartar har forskjellige geotekniske eigenskapar innan til dømes lastpåkjenning, brotoppførsel, og transport av vatn internt i strukturen, avhengig av deira kornfordeling samt andre karakteristikkar slik som kornform. Det er derfor vanleg å dele naturlege lausmassar inn i to kategoriar: friksjonsjordarter (*Granular soils*) og kohesjonsjordarter (*Cohesive soils*) (Clayton, Matthews og Simons, 1995; Emdal, 2017).

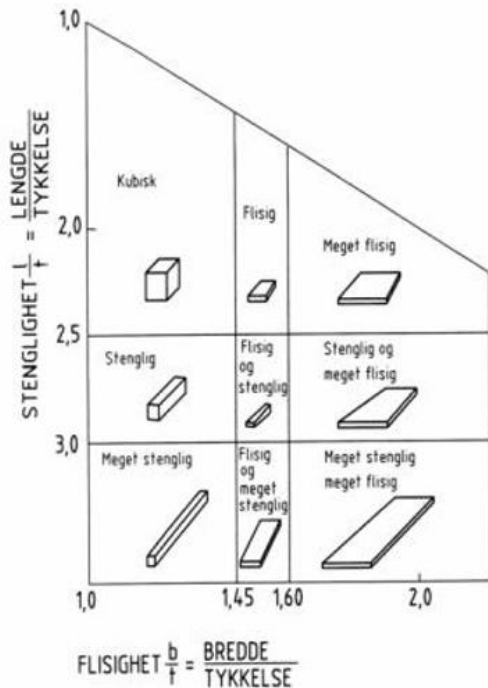
Friksjonsjordartar er lausmassar som primært består av fraksjonar større enn silt, deriblant sand og grus. Desse jordartane har forholdsvis opne kornstrukturar som gir tillèt stor grad av drenering, og har gode lastberande eigenskapar. Jordartens styrke er primært eit resultat av faktorar som pakningsgrad, kornfordeling og spenningstilstand i jorddekket, samt mineralinnhald, størrelse og form på enkeltpartiklar, då dette er faktorar som er med på å styre den interne friksjonen til massane (Budhu, 2011; Duncan, Wright og Brandon, 2014).

Kohesjonsjordartar består som regel av finare kornfraksjonar som silt og leir. Desse lausmassetypane har vanlegvis låg dreneringsevne grunna manglande/lita grad av kommunikasjon mellom enkeltporer, samt dårlege lastberande eigenskapar. Styrken til desse jordartstypene er dels avhengig av same faktorar som for friksjonsjordartar, men mineralkomposisjonen blir sett på som viktigast grunna dens effekt på kohesjon, som er sambindande interpartikulære krefter mellom enkeltkorn i massane (Budhu, 2011; Mandal og Maiti, 2015; Ameratunga, Sivakugan og Das, 2016).

1.1.3 Fysiske eigenskapar

Kornform

Form på partiklar i naturlege lausmassar er som regel eit resultat av transporthistorie og opphav, samt eigenskapar som styrar deira nedbryting slik som mineralogi. Kornforma kan derfor seie mykje om transportlengde, grad av oppbryting, styrke til materialet, og



Figur 3: Ternar nytta til å beskrive kornform ved måling av flisighet og stengelegheit i lausmassar

danningsprosess. Godt runda partiklar er ofte eit teikn på lang tids transport i eit turbulent medium slik som elver, der fragmenta består av primært sterke mineral som har overlevd korn-korn kollisjonar gjennom transport, til dømes kvarts. Kantete kornformar er typisk forbunde med langvarige eller korte transportformer der korna ikkje opplever like stor grad av nedbryting, for eksempel bretransport og skred, eller der bergarten/mineralet lettare bryter opp i staden for å rundast, slik som skifer. Desse kornformane er forbunde med eit breiare mineralinnhold beståande av både sterke (kvarts) og svake (glimmer) mineral (Pellegrino, 1965; Selmer-Olsen, 1976; Nichols, 2009).

Denne typen informasjon er viktig i fleire samanhengar, deriblant innan massane sin bruk som tilslag til betongproduksjon (Thue, 2018), samt i stabilitetsvurderingar av naturlege avsetningar. For lausmassestabilitet er ei kantete, kubisk og/eller stengeleg (elongated) kornform ettertrakta, då den er med på å auke friksjonsvinkelen, og derav skjærstyrken til materialet. Meir runda eller plateforma korn gir som regel motsett effekt, og er derfor ugunstige med tanke på lausmassestabilitet (Holtz, Kovacs og Sheahan, 2011; Koustuvee, Sridharan og Chetia, 2013; Ameratunga, Sivakugan og Das, 2016).

Når parameteren (kornform) skal vurderast, så kan det gjerast både fysisk og visuelt. Ved fysisk vurdering målar ein partikkelen si «flisighet» (Breidde (b) / Tjukkelse (t)), og «stengelegheit» (Lengde (l) / Tjukkelse (t)). Desse verdiane målast med fysiske instrumenter slik som stavsikt og skyvelærer (sjå og kapittel 3.2.4), og ein beskriver partiklane som kubiske, flisige, stengelege, eller variantar av desse basert på resultatata (Figur). Den andre

typen tek utgangspunkt i ei meir visuell vurdering av ein partikkel si rundheitsgrad (*roundness*), der termar som kantete (*angular*), kantavrunda (*subangular*), delvis runda (*subrounded*) og runda (*rounded*) ofte nyttast for å beskrive partikkelforma (Clayton, Matthews og Simons, 1995; Brattli, 2015; Vegdirektoratet, 2016).



Figur 4: Eksempelbilde på partiklar med ulike grad av rundingsgrad (*roundness*).
Modifisert frå Holtz, Kovacs og Sheahan (2011).

Kornfordeling og gradering

Kornfordeling er ein viktig eigenskap ved lausmassar som ofte blir kartlagd i geologiske arbeider, spesielt innan klassifisering og generelle beskrivingar av avsetningar gjennom kornfordelingsanalysar. Eigenskapen har mykje å seie for lausmassane sine geotekniske eigenskapar innan til dømes setningsproblematikk og stabilitet, samt korleis det reagera på erosjon og teledanning. Forholdet mellom finare partiklar som leir og silt, og grovare partiklar som grus og sand, står ofte i sentrum då finstoffet er med på å endre fleire ulike eigenskapar slik som porøsitet, pakningsgrad og hydraulisk leiingsevne (Wesley, 2009; Norbury, 2010; Rise og Brendryen, 2013).

Eigenskapen til materialet blir som nemnt kartlagt gjennom fysiske laboratorietestar slik som sikteanalyse, og kjem ut i råformat som ei rekke vektprosentverdiar for valde kornfraksjonar av total masse. Data plottast vidare i kornfordelingsdiagram (*Figur 1*), som er halvlogaritmiske diagram med kumulativ vektprosent langs y-aksen, og definerte kornstørrelsesfraksjonar langs x-aksen på logaritmisk form. Den kumulative vektprosenten bereknast med basis i vektprosentane gjennom addering, og plottast slik at y-verdien på eit

punkt representera vektprosenten av alt materiale mindre enn den kornstørrelsen ein les av (Selmer-Olsen, 1954; Vegdirektoratet, 2016).

Utforminga på kurvene er som regel eit resultat av transportavstanden og kva slags type prosess som har produsert og/eller frakta materialet fram til endeleg avsetningsstad. Det er derfor vanleg å beskrive kurvane med termar som sortering eller gradering, då dette seier noko om korleis samansetninga til materialet er basert på fraksjonsfordelinga. Kurver med ei brei form som strekk seg frå leirfraksjon og opp i grus fraksjon omtalast då som velgraderte eller dårleg sorterte, og er typiske for korttransportert og/eller lite påverka materiale som morene. Bratte kurver som er avgrensa til eit mindre tal fraksjonar blir kalla einsgraderte eller godt sorterte, og nyttast ofte om lausmassar som har blitt transportert over lengre avstandar av meir turbulente medium slik som elver (Selmer-Olsen, 1976; Nichols, 2009; Emdal, 2017).

Ein kan òg få eit estimat på kurva si gradering gjennom berekningar av graderingstalet (C_u). Dette gjerast ved å finne ut kornstørrelsane ved 60 % siktegjennomgang (D_{60} , 60 % i Figur 1) og 10 % siktegjennomgang (D_{10} , 10 % i Figur 1) i mm, og dividera desse på kvarandre i formel 1. Talet ein då får ut seier vidare om kor godt gradert materialet er, der einsgraderte materialar ofte har låge verdiar rundt 1-3, medan velgraderte massar har høgare verdiar på 15 og oppover (Janbu, 1970; Holtz, Kovacs og Sheahan, 2011).

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}}$$

Formel 1:

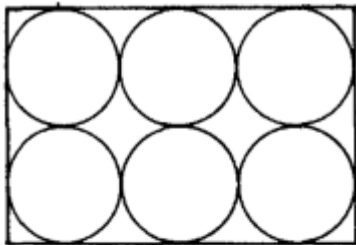
Formel for berekning av graderingstal.

(Janbu, 1970).

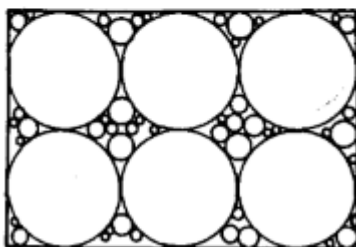
Porøsitet og pakningsgrad

Porøsitet (n) er ein parameter som beskriver forholdet mellom volumet av porer (V_p) og totalt volum jord (V_{tot}) for eit einheitsvolum i ein spesifikk jordartstype. Egenskapen er sentral innan transporten av vatn, luft og forureiningar i lausmassar, då den er med på å bestemme viktige hydrologiske eigenskapar slik som permeabilitet og hydraulisk leiingsevne (Brattli, 2009b). Porøsiteten blir som regel oppgitt i prosent og variera stort mellom ulike lausmassetypar, der einsgraderte og finkorna avsetningstypar som sand og leire har verdiar på 35 – 45 %, medan velgraderte og/eller grovkorna avsetningstypar slik som morene har lågare verdiar på rundt 20 % (Terzaghi, Mesri og Peck, 1996; Hunt, 2005).

Porøsiteten er avhengig av fleire faktorar, der fordeling, form og orientering av korn er blant dei viktigaste. Kornfordelinga bestemmer i stor grad mengda og størrelsen på porer, der



A



B

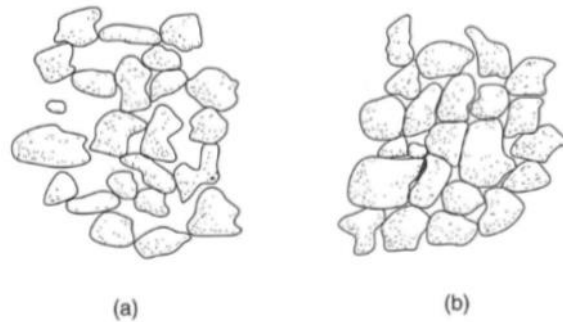
Figur 5: Figur som viser forskjellen i porøsitet mellom eit einsgradert (A) og velgradert (B) materiale med kubisk kulepakning. I dei velgraderte massane tek mindre partiklar opp plass mellom dei større korna, og senkar det totale porevolumet. I det einsgraderte er tomrommet mellom grovkorna heilt opent, og porøsiteten er derfor på sitt største (Fetter, 2001).

finkorna og einsgraderte avsetningar gir stor grad av porøsitet, medan velgraderte massetypar gir lågare verdiar grunna oppfylling av småpartiklar i porer mellom større korn (Figur 6). Sfæriske kornformar føretrekkast i einsgraderte massar sidan dei kan gi store porøsitetsverdiar uavhengig av kornstørrelse, men då forma har større pakkingsevne enn ikkje-sfæriske kornformar, så kan den og gi langt lågare porøsitetsverdiar dersom ei tettare pakningsgrad oppnåast. Kantete kornformar er derfor å føretrekke, då dei kan gi opphav til store porevolum avhengig av deira orientering, sjølv ved tett pakningsgrad. Porøsitet kan òg påverkast av utfelling av mineral (sement) i kornstrukturen, noko som redusera det totale porevolumet (Fraser, 1935; Fetter, 2001; Hiscock og Bense, 2014).

I tillegg til dei tre førstnemnte, så vil pakningsgrada og ha mykje å seie for porøsiteten i lausmassar. Denne eigenskapen seier noko om kor tett pakka kornstrukturen til ei avsetning er med grunnlag i det totale porevolumet, og er som regel eit resultat av type avsetningsprosess, massekomposisjon og seinare ekstern påverknad slik som belastning og forvitring. Massar med ein forholdsvis open kornstruktur der porevolumet er høgt, omtalast som «lause», medan massar

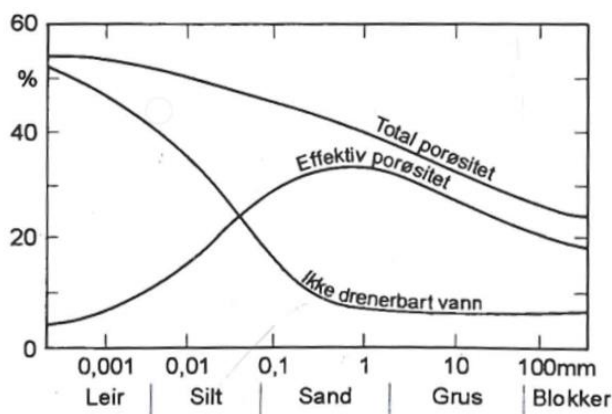
med meir lukka kornstrukturar der porevolumet er lågt, omtalast som «tette».

Figur 6 viser eit eksempel på desse pakningsgradene. I einsgraderte, sfæriske materiale representerast desse endeleda som «kubisk kulepakning» (Figur 9) og «romboedrisk kulepakning» (Holtz, Kovacs og Sheahan, 2011; Brattli, 2015).



Figur 6: Ulike pakningsgrader for partikulært materiale. (a) viser ei lausare pakningsgrad, med stor grad av holrom mellom korn i massane. (b) viser ei ganske tett pakningsgrad, der mykje av holromma har blitt lukka grunna til dømes vibrasjonar eller belastning (Holtz, Kovacs og Sheahan, 2011).

Porøsiteten som har blitt beskrive omhandlar alle porer i eit gitt materiale, og blir omtalt som total porøsitet. I enkelte situasjonar vil ikkje alle desse porene vere tilgjengeleg for strøyming av vatn, grunna eigenskapar ved kornstrukturen og/eller lausmassepartiklane som utgjer den. Her kan spesielt kornstørrelsen leir nemnast, då enkelte leirpartiklar binder til seg vatn på mineraloverflatene og kan hindre vassbevegelse i området av pora som det absorberte vatnet dekker. Det er derfor vanleg innan hydrogeologiske vurderingar å snakke om effektiv porøsitet, som er porerommet der vatn effektivt kan strøyme gjennom. Denne verdien samsvarar meir med total porøsitet i grovare jordartar, og vert progressivt mindre i sand og siltfraksjon () (Sevee, 2010; Hiscock og Bense, 2014).



Figur 7: Variasjon i total og effektiv porøsitet for ulike kornstørrelsesfraksjonar, med fraksjonane i mm langs x-aksen og porøsitetsverdi (%) langs y-aksen. Total porøsitet variera berre som ein funksjon av kornstørrelse, medan effektiv porøsitet variera som eit resultat av kornstørrelse og tilgjengeleg porerom for strøyming av vatn. «Ikke drenerbart vann» er ein indikator på kor mykje av porene som ikkje er tilgjengeleg for vasstransport (Brattli, 2009b).

Friksjonsvinkel og kohesjon

Friksjonsvinkel (Φ) og kohesjon (c) er materialspesifikke eigenskapar som er sentrale i vurderinga av lausmassar sin motstandsevne mot brot. Variablane bestemmer i stor grad stabiliteten av lausmassedekke og derav sikkerheitsfaktoren «F» (Sjå avsnitt 1.4.1), samt brotvinkel ved eventuell utgliding, og utgjer saman med normalspenninga (σ_n) skjærstyrken (s) til materialet (Wesley, 2009; Mandal og Maiti, 2015). Parameterane er avhengig av ei rekke forhold, deriblant materialtype, utviklingshistorie til lausmassedekket og hydrauliske forhold, og er begge representert i større eller mindre grad i dei fleste jordartstypar med unntak av enkelte friksjonsjordartar og leirer (Hunt, 2005).

Friksjonsvinkelen er eit mål på motstanden grovare kornfraksjonar yter mot skjærdeformasjon, gjennom friksjon og kornlåsing mellom enkeltpartiklar. Verdien er eit resultat av fleire faktorar, der spesielt kornstørrelse, kornform, kornfordeling, mineralogi og pakningsgrad har stor viktighet. Her vil ei kantete kornform med partiklar beståande av kalsitt eller feltspat vere ønskeleg, og massane bør vere velgraderte med tettast mogleg pakningsgrad (Terzaghi, Mesri og Peck, 1996; Duncan, 1998; Duncan, Wright og Brandon, 2014). Vinkelen er òg påverka av vassinnhaldet, og vil vere eit par grader lågare i vassmetta massar enn i tørre massar (Brattli, 2015). I naturen synast verdien som vinkelen ei lausmasseskråning i grove massar vil ha ved stabil tilstand, og kan finnast ut eksperimentelt ved å måle hellinga eit materiale får på ei horisontal flate ved uttømming (Budhu, 2011; Jørgensen, Sørensen og Prestvik, 2013).

Effekta av friksjonsvinkelen er størst i grovkorna massar med lite finstoff, og blir progressivt mindre viktig i massar der finstoffinnhaldet er større. Blir dette stort nok vil jordarten få ein materialoppførsel som liknar meir det ein observera i finkorna jordartar, der kohesjon vil dominere som styrkeparameter. Kor grensa går variera mellom ulike land (definisjonar) og materiale, men for velgraderte massar kan ein basere seg på ein vektprosentverdi på 35 – 40 %, medan ein for meir einsgraderte massar berre trengjer 20 % (Duncan, 1998; Norbury, 2010).

Tabell 2: Erfaringsverdier for kohesjon (c') og friksjonsvinkel (Φ') ved brotstyrke for eit gitt materiale. Dei to øvste radene viser verdier for kohesjonsjordartar slik som silt og leire, dei to midterste viser verdier for friksjonsmaterialer i sand og grus med ulik pakningsgrad, og dei to siste viser verdier for svake og sterke bergmassar. Kjeldar for verdiane står oppført i kolona lengst mot høgre. Henta frå (Beek *et al.*, 2008).

Material	Shear strength		Source
	c' (kPa)	ϕ'	
Plastic (cohesive) fine-grained soils: clays	6-10	17-24°	Ortiz et al. (1986)
Plastic (cohesive) fine-grained soils: silts	≈ 3	≈ 25°	Ortiz et al. (1986)
Granular (frictional) coarse soils: loose sands	≈ 0	≈ 32°	Ortiz et al. (1986)
Granular (frictional) coarse soils: dense sands and gravel	≈ 0	≈ 35°	Ortiz et al. (1986)
Weak rock: heavily fractured or poorly consolidated	≈ 38	≈ 14°	Goodman (1980)
Competent rock: intact and sound material	6-66	27-55°	Goodman (1980)

Kohesjon er ein fellesterme for tiltrekkande krefter mellom finpartiklar (leir eller silt), som bidreg til å auke skjerstyrke til ein jordart som består heilt eller delvis av desse kornstørrelsane. Kraftene oppstår som eit resultat av «van der Waalske» elektrostatiske bindingar mellom enkeltpartiklar i massane, samt overflatetensjon i den adsorberte vassfilmen som er med på å halde korna saman. Kohesjonen er i stor grad avhengig av kornstørrelsen og mineralogien til partiklane, samt avsetningsforholda (ionetilgang og belastning), seinare påverknad gjennom til dømes forvitring, og kornfordelinga til materialet med tanke på det totale finstoffinnhaldet. I Norge vert marine avsetningar sett på som dei viktigaste kohesive jordartstypene (Nichols, 2009; Blasio, 2011; Brattli, 2015).

I tillegg til desse effektane, så kan skjerstyrken til lausmassar bli auka ved hjelp av kapillære krefter og sementering. Førstnemnte oppstår som eit resultat av kapillær opptrekking av vatn i umetta materiale, som gjennom tensjon og negative poretrykk binder partiklane saman og aukar deira skjerstyrke. Dette oppstår primært i materiale bestående av silt og sand, og omtalast som «tilsynelatande» kohesjon (Brattli, 2009b; Lu og Likos, 2013). Eit viktig punkt å nemne her er at denne styrkeegenskapen stort sett fungera under umetta forhold, og ved fullstendig metning eller uttørking vil den forsvinne (Sandersen, 2014). Sistnemnte omfattar utfelling av mineralsk materiale mellom enkeltpartiklar i lausmassane, og vil kunne auke materialet sin skjerstyrke gjennom utfelling av mineral som kalkspat (CaCO_3) og rust (Budhu, 2011; Lu og Likos, 2013).

Mineralogisk samansetning

Mineralkomposisjonen til naturlege lausmassar har mykje å seie for dets eigenskapar, deriblant innan skjærstyrke gjennom friksjon og kohesjon som vist i førre avsnitt. Totalt sett, er det berre eit lite antall mineraltypar som er av stor viktigheit innan slike ingeniørgeologiske vurderingar, blant dei ca. 3000 ein kan finne i jord og berg. Delast desse inn blant dei 4 bergartsdannande mineralgruppene (Silikater, Karbonater, Oksider og «Andre» (Deriblant saltmineral som sulfater og kloridar)), så vil følgjande typar vere mest sentrale, ifølgje Holtz, Kovacs og Sheahan (2011):

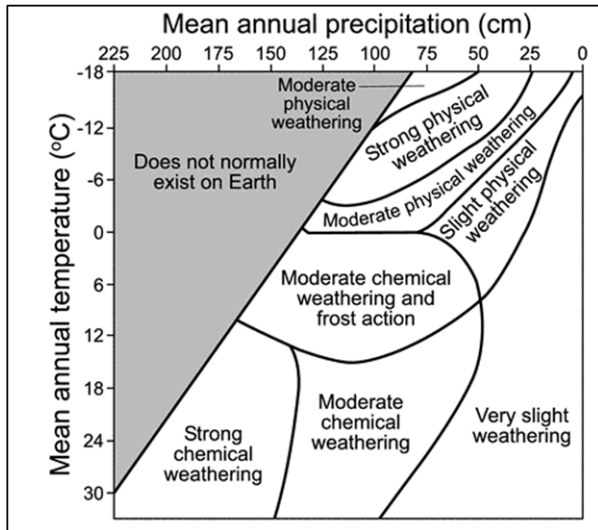
- *Silikater*: Kvarts (og chert), feltspat (Alkalie - og plagioklasfeltspat), glimmermineral (biotitt og muskovitt), kloritt, amfibol (hornblende), pyroksen, olivin, serpentin, talk og leiremineral.
- *Karbonater*: Kalsitt og dolomitt.
- *Oksider*: Limonitt og hematitt.
- *Andre*: Gips, anhydritt, halitt, pyritt og grafitt.

Mineraltypene har ulike eigenskapar innan blant anna styrke og forvittringsmotstand, som er med på å bestemme viktige eigenskapar til lausmassane på kort og lang sikt. Her kan spesielt kvarts nemnast, då dette mineralet som regel er fysisk sterkt med stor motstand mot både fysisk og kjemisk nedbryting, noko som gjer det gunstig for langvarig stabilitet.

Glimmermineral som muskovitt og biotitt, samt kloritt, er til motsetning nokså svake og har liten motstand mot kjemisk og fysisk forvitring, noko som gjer at ein ofte finner dei som enkeltmineral i finsandfraksjon og nedover. Desse mineraltypene har vanlegvis ein låg friksjonsvinkel, og kan føre til svelleproblematikk i lausmassar. Feltspatar og pyritt er kjenneteikna med middels fysisk styrke, og brytast som regel ned kjemisk gjennom hydrolyse. Pyritten produserer då svovelsyre, som er med på å auke kjemisk forvitring i lausmassane (Selmer-Olsen, 1980; Mitchell og Soga, 2005; Schaetzl og Anderson, 2005).

Kva slags mineral som dominerer i lausmassane, samt fordelinga av «primære» og «sekundære» variantar, er i hovudsak avhengig av tre faktorar: Samansetninga til opphavsmaterialet, forvittringsintensiteten massane blir utsette for, og lengda i tid som dagens materiale og/eller opphavsmaterialet har blitt forvittra for (Allen og Hajek, 1989).

For massar som har direkte opphav i berggrunn gjennom mekanisk forvitring, slik som frostsprenging, vil den mineralogiske karakteren stort sett likne den ein finn i bergarten. Gjennom seinare kjemisk forvitring vil dei svakaste av desse «Primære» minerala brytast ned i meir stabile «Sekundære» variantar slik som kaolinit, der typen vil vere avhengig av tid,



Figur 8: Grad av kjemisk og fysisk forvitring som eit resultat av snittleg årleg nedbør i cm, og snittleg årleg temperatur i celsius (Schaetzl og Anderson, 2005).

kjemiske og hydrologiske forhold i lausmassedekket, lokalklima med omsyn på nedbør og temperatur (Figur 8), samt svakheita til mineralet mot forvitring i dagens forhold. Her vil òg mektigheita på lausmassedekket vere ein viktig faktor, då kjemisk og fysisk forvitring verkar progressivt dårlegare under større massedekker. Kjemisk forvitring kan og skje utan mekanisk oppbryting av berg, men er då meir avhengig av hydrauliske eigenskapar ved bergmassa slik som porøsitet (Schaetzl og Anderson, 2005)

Har massane opphav i tidlegare transportert materiale, vil mineralogien òg bli påverka av transportmetode og transportavstand som poengtert i avsnitt om kornform. Her vil blant anna mineral som pyroksen, amfibol og feltspat kunne brytast lett ned kjemisk under transport, medan mineraltypar som kvarts vil overleve grunna deira store motstandsevne mot kjemisk og fysisk nedbryting. Materialet blir vidare avsett, og deretter forvitra under dei forhold som finst i avsetningsområdet. Denne prosessen kan gjenta seg fleire gongar før avsetningane omsider kjem til ro, noko som gjer at mineralinnholdet kan ende seg i større eller mindre grad frå opphavsmaterialet (Mitchell og Soga, 2005). Dette bestemmer og korvidt massane er mineralsk «modne» eller «umodne», der modne variantar har eit mineralinnhold beståande av stort sett motstandsdyktige og sterke mineraltypar som har overlevd langvarig transport (Nichols, 2009).

1.1.4 Lausmassetypar

Morene

Morenar er materialtypar som har blitt danna, transportert og avsett av brear, og er ein av dei mest dominerande lausmassetypane ein finner i Norge. Materialtypen dannast ved glasiale erosive prosessar som abrasjon og plukking, der opphavsmaterialet kan vere både lausmassar

og berggrunn, og er generelt prega av dårleg sortering med kornstørrelsar frå blokk til leir størrelse. Materialet kan vere transportert over (supraglasialt), i (englasialt) og under breen (subglasialt), og vil avsettast på ulike måtar avhengig av underliggande topografi, bredynamikk og tilstanden til breen. Denne avsetningsmetoda har mykje å seie for dei fysiske eigenskapar til morenane med omsyn til f. eks. pakningsgrad og struktur, og det er derfor vanleg å dele inn moreneavsetningar med basis i kvar dei er avsett i relasjon til brefronten. Følgjande inndeling er derfor vanleg å bruke (Benn og Evans, 2010; Brattli, 2015):

- Botnmorene (Avsett under aktive brear)
- Utsmeltingsmorene/Ablasjonsmorene (Avsett under «død», smeltande is)
- Randmorene (Avsett langs kantane av breen)

Botnmorene (*lodgement till*) er lausmassar som blir avsett under ein dynamisk aktiv bre gjennom (i hovudsak) trykksmelteprosessar ved breens såle. Massane består av glasialt runda (abrasjon) grove klastar, som er omringa av ein finkorna matriks med vesentleg høgare finstoffinnhold enn andre morenetypar, grunna erosjonsprosessar under isen. Lausmassane er forholdsvis homogene utan ein definert struktur, med unntak av orienteringa til større partiklar samt eventuelle linser med meir sortert materiale i retning brebevegelsen, og er kjenneteikna med høg pakningsgrad og låg porøsitet. Massane kan òg ha stor oppsprekking, som gir moglegheita for større vassføring i materialet (Haldorsen, 1983; Haldorsen og Kruger, 1990; Bell, 2002). Botnmorena er i Norge den mest utbreidde av alle morenetypar (Jørgensen, Sørensen og Prestvik, 2013), og ligg som eit meir eller mindre jamt dekke dei fleste stadar i innlandet (Sandersen, 2014).

Utsmeltingsmorene (*meltout till*) er moreneavsetningar danna ved smelting av stagnerande eller saktebevegande is rik på lausmassar (Evans *et al.*, 2006). Som i botnmorene, kan klastane ha orientering i retning isbevegelsen, men då dei òg har opphav i massar som har blitt transportert over og i breen, så har dei som regel større variasjon i kornform og orientering grunna manglande abrasjon og deformasjon på utsmelta massar. Morenane er elles kjenneteikna med låg pakningsgrad, lågt innhald av finstoff grunna utvasking med smeltevatn, høgare effektiv porøsitet, lågare grad av oppsprekking enn botnmorene og kan ha sorterte sandlag danna ved oppsmelting av is fri for lausmassar. Som botnmorene, kan desse massane òg ha ein meir massiv og homogen struktur. (Haldorsen, 1983; Haldorsen og Kruger, 1990). Utsmeltingsmorenane har vanlegvis humpete overflateform, og dekker som regel over meir flatliggande botnmorene i dalføre (Haldorsen *et al.*, 1983; Holtz, Kovacs og Sheahan, 2011).

Randmorenar (*terminal moraines*) er morenetypar som dannast når brefronten gjer framrykk ved klimaforverringar eller står stille med mindre bevegelser langs ei såkalla «stillstandslinje» når breen er stabil. Morenane blir som regel avsett i front (endemorene) og på sidene (sidemorene) av bretungene, og har nokså varierende samansetning og oppbygging avhengig av dannelsingsforholda. Endemorenane blir ofte utsette for både utvaskingsprosessar og trykkeffektar frå breen når dei dannast, samt eventuell bølgevask dersom dei byggast opp ved havnivå. Dei brukar derfor å vere tett pakka, med ein struktur beståande av både sorterte og usorterte lag som kan vere folda og deformerte, og kan ha eit bølgevaska topplag beståande av grovare partiklar (Selmer-Olsen, 1976; Andersen og Pedersen, 1998; Nesje og Dahl, 2000).

Eigenskapar og karakteren til morenar vil òg påverkast av andre faktorar, der kjeldebergart, karakter til eroderte lausmassar, samt transportlengde og transportmetode blir ansett som dei viktigaste. Kjeldebergarten bestemmer i stor grad dominerande kornstørrelse og mineralogisk samansetning, der nedbryting av svakare bergartar som skifer og fyllitt vil gi dominans av korn i sand og silt størrelse, medan nedbryting av sterkare bergartar frå krystallin berggrunn vil gi korn i stein og grus størrelse. Dette er mest aktuelt for korttransportert materiale, då lengre transport som regel fører til ei nedbryting av korn og ei endring i mineralogi.

Karakteristikkane til innblanda lausmassar vil kunne påverke blant anna teksturen og kornfordelinga, der til dømes innblanding av glasifluviale materiale vil kunne gjenkjennast ved eksistensen av godt runda korn i morena (Clark, 1987; Thoresen, 1991; Brattli, 2015).

I tillegg til desse faktorane vil morenane kunne påverkast gjennom ikkje-glasiale prosessar i etterkant av avsetning. Desse prosessane vil kunne påverke viktige eigenskapar slik som fastheit, porøsitet og skjærstyrke, gjennom til dømes utvasking av finpartiklar og binding av jord gjennom planter (Boulton og Paul, 1976; Norem og Sandersen, 2014).

Norske morenar er generelt kjenneteikna som grove (Haldorsen og Kruger, 1990), med eit lågt innhald av finpartiklar som silt og leire (5 – 15 %) (Sandersen, 2014), der leirinnholdet ofte er mindre enn 10 %. Massane er forholdsvis korttransporterte, med maksimale transportavstandar rundt 2-3 km, og reflektera i stor grad nærliggande/underliggande berggrunn gjennom mineralogisk komposisjon og kornfordeling. Her kan ein ofte skilje mellom morenar frå Kambro-silur områder og morenar frå prekambrisk grunnfjell, der førstnemnte har større konsentrasjon av finstoff (silt og leire) med dominerande mengder finsand og deretter silt, medan sistnemnte som regel har større konsentrasjon av grovare kornstørrelsar i sand-grus fraksjon (Jørgensen, 1977). Elles ligg morenedekket forholdsvis

tynt og usamanhengande i høgfjellet, med mektigheiter normal mindre enn 2 meter (Haldorsen og Kruger, 1990).

Forvittringsmateriale

Forvittringsmateriale er massar som har blitt danna ved fysisk og kjemisk forvitring av lokal berggrunn, som ein respons på dets eigenskapar (til dømes mineralogi), lokale klimatiske forhold, samt topografien og dreneringa i eit gitt område. Massane har nokså varierende oppbygging og samansetning, der det enkelte stadar oppstår som jordprofil med upåverka berggrunn i botn som går over til meir forvittra massar på overflata, medan det andre stadar kan oppstå som samlingar med oppbrotne bergartsfragment på nedsida av skråningar (kolluvium). Sistnemnte oppstår vanlegvis i hellande terreng der det samlar seg i topografiske forsinkingar slik som drensvegar, og består ofte av grove partiklar frå «moderbergarten» saman med ein heterogen leirete til sandig matriks (Mitchell og Soga, 2005).

Materialtypen har vanlegvis stor variasjon i eigenskapar, som er avhengig av type opphavsmateriale samt grad av forvitring (Wu, 1996). Generelt sett vil aukande forvitring føre til omvandling av utsette primære mineraltypar og føre til danninga av leirmineral og hydroksider, noko som i eksponerte bergblotningar fører til auka porøsitet, lausare struktur, og minka skjerstyrke. Slike blotningar vil då nærmast få eit grusig preg (Velde og Meunier, 2008). For bergartstypar som skifer og fyllitt vil oppbrytinga ofte skje langs den skifrige foliasjonen, og bergartane kan lett brytast ned ved hjelp av frostforvitring (Santi og Walkinshaw, 1996). Dei kan då danne eit veldig finkorna kolluvium med stort innhald av leire, og kan ved gradvise krypbevegelsar føre til danninga av ei stor mengde svakheitsplan ved orientering av mineralkorn, som vesentleg kan svekke skjerstyrken (Turner, 1996).

Stabiliteten til slike jordartar er sterkt påverka av fuktinnhaldet i jorddekket, og er i stor grad avhengig av det kapillære suget (Tilsynelatande kohesjon) då kohesjonen «c» minkar i stor grad ved aukande metning. Utglidingar i skråningar der dette materialet dominera er derfor sterkt utprega i periodar med mykje nedbør (Wu, 1996). For kolluvialt forvittringsmateriale er stabiliteten elles avhengig av friksjonsvinkelen til massane, eksistensen eller fråveret av vegetasjon, den geomorfologiske karakteren til terrenget, samt andre eigenskapar som påverkar styrkeegenskapar ved massane slik som mineralogi (Turner, 1996). Denne materialtypen er kjenneteikna for å vere nokså porøs og laus, med større grad av pakning og mindre permeabilitet lengre ned i profilet, og har særskilte kantete kornformar (Nichols, 2009).

I Norge ligg mesteparten av forvittringsmateriale som eit tynt lag over berggrunnen, og er stort sett danna ved fysiske forvittringsprosessar i postglasial tid (ca. 10 000 år). Unntaket er enkelte fordjupingar slik som forkastningar, der mektigare lag med «djupforvittra berg» har overlevd breerosjonen. I låglandet vil spesielt områder bestående av kambro-siluriske bergartar, slik som skifrar og fylittar, føre til danninga av store dekker med forvittringsmassar, då dette er bergartar som brytast ned lett ved frostsprenging og kjemisk ved oppløysing av glimmermineral. Forvittringa er mest framheva i områder der bergartane er sterkt oppsprukne, samt der dei ikkje er dekt av «beskyttande» morene. Under enkelte skråningar kan denne typen materiale ha mektigheiter på 2-3 meter, og massane består primært av flisige korn i grus – og sandfraksjon med stadvis innslag av morenemateriale (Selmer-Olsen, 1976; Reite, 1986; Jørgensen, Sørensen og Prestvik, 2013).

Havavsetningar

Havavsetningar er materialtypar som primært består av korn i silt og leir størrelse, som har blitt avsett i fjordar og dalstrøk av brear før isavsmeltinga, eller gjennom erosive postglasiale prosessar. Avsetningane er som regel lagdelte med varierende kornfordeling og organisk innhald, og påverkast sterkt av komposisjonen til opphavsmaterialet samt avsetningsforholda. Her skiljast det ofte mellom ishavsleirer og postglasiale leirer, der ishavsleire er kjenneteikna med vekslende lag finsand og leirholdig silt, samt innblanding av grovare steinpartiklar (Dryppstein) og eit lågt organisk innhald (1 %). I postglasiale leirer er det organiske innhaldet høgare (+3 %), «dryppstein» manglar, og ein har generelt ei finare kornfordeling. I dei yngste avsetningane (før og etter isavsmelting) vil ein og kunne sjå ei auke i innhaldet av grove partiklar i øvre lag, som har oppstått ved utvasking av finstoff og avsetning av grovpartiklar grunna til dømes landheving (Jørgensen, Sørensen og Haldorsen, 1997).

Massane har som regel ein «korthusstruktur», som har oppstått grunna avsetningsprosessar i havet når finmateriale kom i kontakt med sjøvatn og danna såkalla «fnokk». Desse strukturane holdast saman av ion funne i saltvatn (Natrium), og vil kunne stabiliserast eller destabiliserast gjennom strøyming av ferskvatn i leirene via sandlinser, tørrskorpe på overflata, eller ved grunnvasstraumar frå berg på undersida. Blir saltet fullstendig vaska ut, står ein igjen med ein ustabil korthusstruktur og ein har fått danna såkalla kvikkleire. Erstattast heller saltet av fleirvalente ion frå forvittringsprosessar kan leira bli sterkare og meir stabil. Massane er elles kjenneteikna med høg total, men låg effektiv porøsitet, samt låg permeabilitet. Partiklane består normalt av enkeltmineral, der spesielt illitt og kloritt dominera (Brattli, 2009b; Gregersen, 2014; Brattli, 2015).

Glasifluvialt materiale

Glasifluviale avsetningar, og kalla breelvavsetningar, er massar som har blitt transportert og avsett i samband med smeltevasseler frå brear. Massane har som regel god sortering grunna vasstransporten, og er oppbygd av vekslende lag med spesifikke kornstørrelsar frå fin sand til blokk størrelse, som vekslar i takt med tidlegare vassføring. Lag avsett under høg vassføring dominerast av grovare partiklar som stein, medan lag avsett under låg vassføring er dominert av sand og grus. Massane er og kjenneteikna med ei stor rundingsgrad på partiklar grunna vasstransporten, samt høg porøsitet og permeabilitet i enkelte lag, noko som gjer dei gunstige for uttak av grunnvatn. Massane har som regel blitt transportert i fleire runder over lengre eller kortare avstandar, og kan sjåast i dagen som store deltaavsetningar i norske dalsider (Thoresen, 1991).

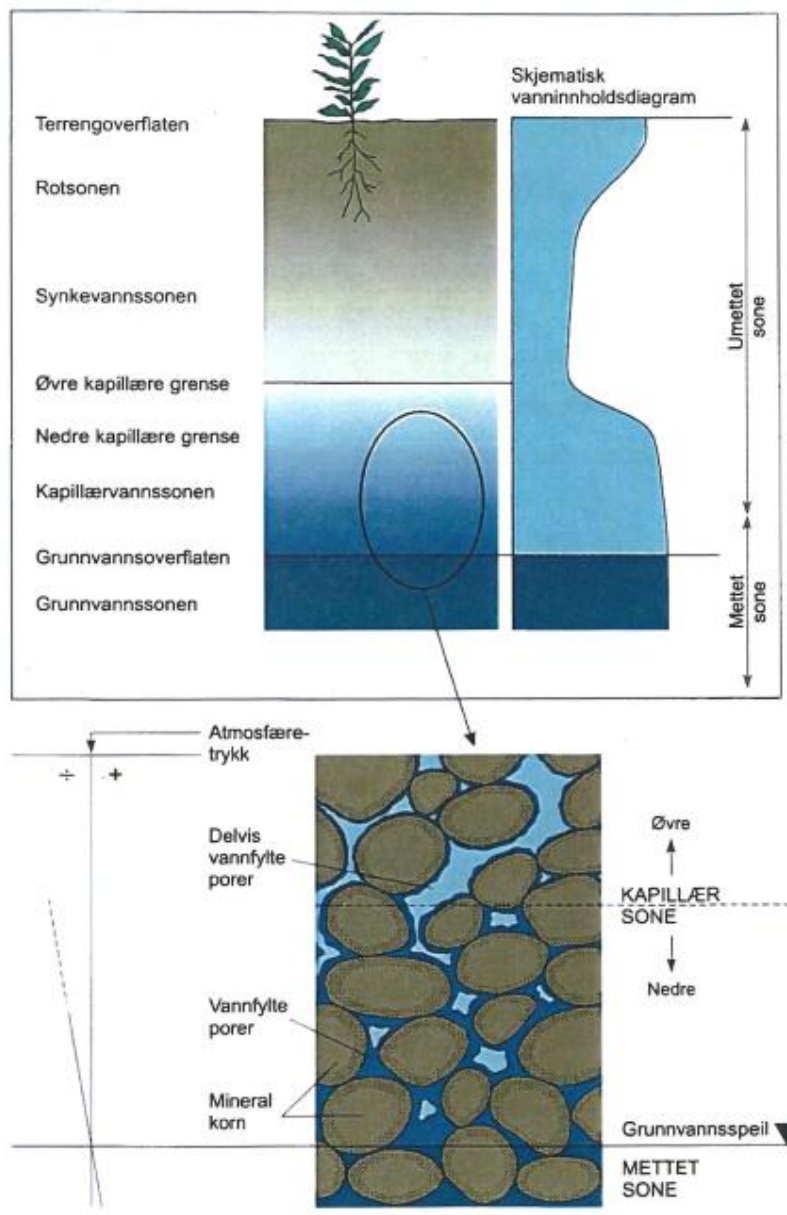
1.2 Hydrogeologi

1.2.1 Bevegelse av vatn i skrånningar

I naturen bevega vatn seg gjennom eit stort hydrologisk kretsløp mellom hav og land, der det periodevis vekslar mellom fast, flytande eller gassform over tid. Kretsløpet startar som regel i havet gjennom fordamping av havvatn, der vassdampen vidare kondenserar til nedbør over land eller hav ved rette trykk og temperaturforhold (Ruddiman, 2013). Nedbøren som fell over land går vidare gjennom ulike hydrologiske løp, der noko lagrast midlertidleg som is og snø, noko fordampast direkte til atmosfæra av planter gjennom evapotranspirasjon, noko transporterast vidare i retning havnivå gjennom overflateavrenning i etablerte eller uetablerte dreneringskanalar, og noko infiltrera ned i lausmassar eller berg der det transporterast vidare gjennom porer og sprekker (Fetter, 2001).

Ved infiltrering, vil vatnet bevege seg vertikalt ned i bergarten eller jordarten under effekt av gravitasjon, og vil ved eit visst nivå føre til delvis eller full metning av holromma i materialet (Hunt, 2005). Desse nivåa nemnast som umetta og metta sone respektivt, der holrom i metta sone er fullstendig fylte av vatn, medan ein i umetta sone har porer som i varierende grad er fylt av vatn og luft. Øvre del av metta sone omtalast som grunnvasspegelen, og underliggande vassmassar omtalast som grunnvatn. Umetta sone består av fleire trinn i lausmassar (Figur 9), med ulik innverknad på grunnvassdanning og kjemi, og er den delen av jordprofilet der mykje av dei kjemiske forvitningsprosessane som oksidasjon og hydrolyse finn stad. Her kan spesielt rotvassona nemnast, då det her produserast organiske syrer som vesentleg påverkar

grunnvasskjemien lengre ned i profilet, samt at planterøtter i denne sona kan påvirke nydanning av grunnvatn ved opptak under vekstsesongen (Brattli, 2009b).



Figur 9:

Oversikt over ulike grunnvassoner som oppstår ved infiltrering av vatn i naturlege jordartar, samt deira vassinnhold og trykktilstand i forhold til atmosfærisk trykk. Øvste del av figuren viser ulike delar av metta og umetta sone, samt korleis vassinnholdet i desse variera som funksjon av djupet. Metninga er størst i henholdsvis rotvassona og den kapillære sona, medan den er minimal i synkevassona. Her representera vassinnholdet feltkapasiteten til jordarten, som er vassmengdene som ikkje er tilgjengeleg for gravitativ drenering. Nedre del av figuren viser variasjon i metning mellom øvre og nedre del av kapillær sone, samt korleis poretrykket variera gjennom denne sona (Brattli, 2009b).

Infiltrerte vassmengder vil vidare drenerast langs grunnvasspegelen, der dreneringsretninga i stor grad vil bli påverka av den topografiske karakteren til terrenget. I hellande terreng vil dreneringa primært skje langs den brattaste gradienten, der konvergerande strukturar som ravinar vil føre til oppkonsentrering av vatn, medan divergerande strukturar som åsar vil ha motsett effekt. Dreneringa vil og påverkast av dei hydrauliske eigenskapane til lausmassane/berggrunnen, samt eksistensen av meir eller mindre permeable lag i massane, då dette i stor grad bestemmer kvar vatn strøymer og kor effektiv dreneringa er. Her kan eksempelvis eit impermeabelt lag i lausmasseprofilen føre til oppdemming av vassmengder, som vidare flyter over dette laget i umetta sone og dermed over lokalt grunnvassnivå (Sidle og Ochiai, 2006; Brooks, Ffolliott og Magner, 2012; Dingman, 2015).

1.2.2 Poretrykk (u)

Vatn i porer i porøse medium vil eksistere ved ulike trykktilstandar gjennom eit jordprofil, der type trykk og dets størrelse er gitt som ein funksjon av ulike geologiske og hydrogeologiske forhold, samt eksterne variasjonar innan til dømes nedbør (Terzaghi, Mesri og Peck, 1996; Brattli, 2015). Trykket vil ha stor innverknad på drenering av vatn nedover umetta sone samt vidare drenering langs og under grunnvassnivå, og kan påverke stabiliteten av skråningar ved spenningsendringar i det ustabile materialet (sjå og kapittel 1.5.3) (Brooks, Ffolliott og Magner, 2012; Duncan, Wright og Brandon, 2014). Dette trykket omtalast som poretrykket eller porevasstrykket (Hunt, 2005), og blir oppgitt som ein trykkverdi (kPa) i forhold til atmosfærisk trykk (ca. 100 kPa ved havnivå) (Lu og Godt, 2013; Dingman, 2015).

Poretrykket kan vere positivt, negativt og nøytralt i ulike delar av ei jordmasse (Figur 9), der positive poretrykk som regel opptrer ved metta forhold, negative ved umetta forhold og nøytrale i soner der atmosfæretrykket og vasstrykket er likestilt (f. eks langs grunnvasspeilet). Dei positive poretrykka oppstår som eit resultat av at porevatnet utsettast for kompresjon, slik at porevatnet oppnår ein høgre energitilstand enn atmosfæretrykket. Dette skjer til vanleg under grunnvassnivået, då porevatnet her blir utsett for trykk av overliggande vassmassar og fast stoff. Negative poretrykk oppstår når porevatnet utsettast for tensjonskrefter, då dette fører til ein reduksjon av porevatnet sin trykkenergi. Dette skjer vanlegvis i umetta sone, då porevatn blir utsett for tensjon gjennom adhesjon på partiklar samt kapillær opptrekking frå grunnvassflata i denne sona. Poretrykk blir ved slike tilstandar kalla for «kapillært» trykk (Brattli, 2009b; Lu og Godt, 2013; Dingman, 2015).

Størrelsen av poretrykket vil variere ulikt avhengig av kva type som vurderast. For positive trykk under grunnvasstand vil verdien primært bli styrt av mektigheita til grunnvasspegelen, der eit høgre grunnvassnivå vil leie til høgre trykkverdier, medan eit lågare grunnvassnivå vil ha motsett effekt. For negative poretrykk i umetta sone, vil trykkverdien vere meir avhengig av «metningsgrada» (forhold luft-vatn) i porene, der eit lågt innhald av vatn vil gi eit større negativt trykk (sug) enn eit stort vassinnhald. Trykket vil og vere avhengig av ulike eigenskapar ved det permeable materialet slik som kornfordeling, då dette påverkar den kapillære stigehøgda i materialet og derav høgda av kapillær sone. Negative trykk oppstår primært i denne delen av jordprofilet, og kan vere fleire meter høg i finkorna jordartar. (Wesley, 2009; Holtz, Kovacs og Sheahan, 2011; Emdal, 2017).

Trykka som er beskrive ovanfor omtalar såkalla «hydrostatiske forhold», som er tilstandar der det ikkje oppstår strøyming i materialet, der det er kopling mellom atmosfæra og porevatnet, og topografien er tiltenkt å vere tilnærma horisontal. Ved endringar i desse forholda vil poretrykket kunne variere som eit resultat av andre effektar, og få andre verdier enn ved hydrostatiske tilstandar. Eksempelvis vil ein i hellande terreng måtte ta omsyn til skråninga si

Tabell 3: Ulike verdier for hydraulisk leiingsevne (K , m/s) og porøsitet (n) for ulike jordartar og bergartstypar (Hiscock og Bense, 2014)

Geological material	Hydraulic conductivity, K (m s ⁻¹)	Porosity, n
Fluvial deposits (alluvium)	10 ⁻⁵ –10 ⁻²	0.05–0.35
Glacial deposits		
– basal till	10 ⁻¹¹ –10 ⁻⁶	0.30–0.35
– lacustrine silt and clay	10 ⁻¹³ –10 ⁻⁹	0.35–0.70
– outwash sand and gravel	10 ⁻⁷ –10 ⁻³	0.25–0.50
– loess	10 ⁻¹¹ –10 ⁻⁵	0.35–0.50
Sandstone	10 ⁻¹⁰ –10 ⁻⁵	0.05–0.35
Shales		
– unfractured	10 ⁻¹³ –10 ⁻⁹	0–0.10
– fractured	10 ⁻⁹ –10 ⁻⁵	0.05–0.50
Mudstone	10 ⁻¹² –10 ⁻¹⁰	0.35–0.45
Dolomite	10 ⁻⁹ –10 ⁻⁵	0.001–0.20
Oolitic limestone	10 ⁻⁷ –10 ⁻⁶	0.01–0.25
Chalk		
– primary	10 ⁻⁸ –10 ⁻⁵	0.15–0.45
– secondary	10 ⁻⁵ –10 ⁻³	0.005–0.02
Coral limestones	10 ⁻³ –10 ⁻¹	0.30–0.50
Karstified limestones	10 ⁻⁶ –10 ⁰	0.05–0.50
Marble, fractured	10 ⁻⁸ –10 ⁻⁵	0.001–0.02
Volcanic tuff	10 ⁻⁷ –10 ⁻⁵	0.15–0.40
Basaltic lava	10 ⁻¹³ –10 ⁻²	0–0.25
Igneous and metamorphic rocks	10 ⁻¹³ –10 ⁻⁵	0–0.10
– unfractured and fractured		

utforming, då grunnvatn vil konsentrerast i ulike områder grunna strøymingseffektar i metta sone og terrenget sin geometri, noko som kan gi lokale punkt i skråninga der poretrykket blir større enn andre (sjå og kapittel 1.5.2) (Reid og Iverson, 1992; Hunt, 2005; Wesley, 2009).

1.2.3 Hydraulisk leiingsevne (K) og permeabilitet

I lausmassar og berg vil vatn og andre væsker strøyme gjennom porer og sprekker med varierende lettheit, avhengig av det porøse mediet sine eigenskapar samt størrelsen og mengda av porer/sprekker i materialet. Denne evna omtalast som materialet sin «Hydraulisk konduktivitet» (K), og blir vanlegvis oppgitt som eit hastigheitsmål (avstand/tid) for kvar enkelt

jordart/bergart. Verdien variera stort mellom ulike materialtypar med eit spenn frå 10⁻¹³ m/s til 10⁰ m/s, der dei lågaste verdiane som regel finnast i uoppsprukne bergartar og finkorna materialtypar, medan høgre verdier er typisk for meir oppsprukne berg og grovkorna massar

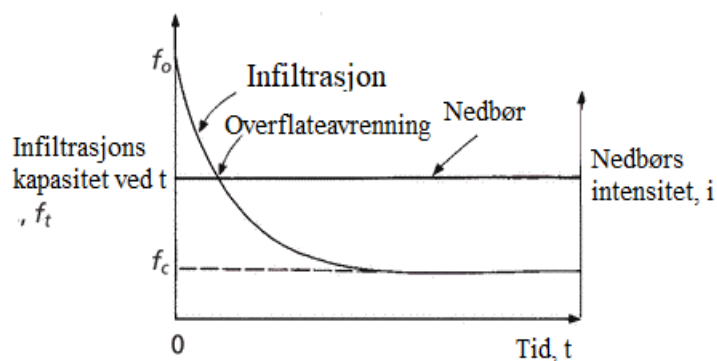
(Tabell 3). Verdien er i stor grad avhengig av massane sin «permeabilitet», som er ein materialspesifikk eigenskap som beskriver opningsgrad av porer og sprekkar der vasstrøyming kan skje (Hiscock og Bense, 2014).

I lausmassar er permeabiliteten i stor grad avhengig av kornforma, kornfordelinga og pakningsgrada til avsetninga (Dingman, 2015), då dette er faktorar som kan bidra til å senke det tilgjengelege porerommet for strøyming og derav opninga til porene. Her vil ensgraderte og grovkorna massar gi størst permeabilitet og hydraulisk leiingsevne, medan velgraderte og finkorndominerte massar vil gi lågare verdiar. I berg vil permeabiliteten i stor grad vere avhengig av både primær og sekundær porøsitet til bergarten, der primær porøsitet omfattar opningar som oppstod ved danning av bergarten, medan sekundær porøsitet omfattar holrom danna ved seinare påverknad av berget slik kjemisk forvitring. Størrelsen og mengda av opningar, grad av kommunikasjon mellom desse, vil vere av stor viktigheit for permeabiliteten til materialet (Fetter, 2001; Brattli, 2009b).

1.2.4 Infiltrasjonskapasitet

Fornyng av grunnvatn skjer prinsipielt gjennom infiltrasjon av nedbør og rennande vatn på overflata av eit jorddekke, ved at vatnet transporterast gjennom porer eller andre opningar gjennom profilet ned til grunnvasspegelen ved hjelp av gravitativ drenering og kapillære krefter i «kornskjelettet». Denne infiltrasjonsevna vil variere mellom ulike jordartar avhengig av deira fysiske eigenskapar og tidlegare fuktinnhald, samt eksistensen av føretrukne dreneringsnettverk, og beskrivast som jordartens «infiltrasjonskapasitet» (Sidle og Ochiai, 2006; Hiscock og Bense, 2014).

Infiltrasjonskapasiteten er avhengig av fleire ulike faktorar, der spesielt kornfordelinga, grad av vegetasjon, pakningsgrad, struktur av lausmassar, lausmassemektigheit, tidlegare fuktinnhald og eksistensen av makroporer (til dømes rotnande røter) vil ha vesentleg betydning. Desse faktorane avgjer i stor grad lagringskapasiteten til jordarten for vatn, samt kor effektiv transporten av infiltrerte vassmengder vil vere nedover jordprofilen. Her vil grovkorna, tørre jordartar som er laust pakka vere ønskelege for høg infiltrasjonskapasitet, medan finkorna, kompakte og/eller fuktige jordartar er mindre ønskelege (Fetter, 2001; Brooks, Ffolliott og Magner, 2012; Dingman, 2015). Infiltrasjonskapasiteten vil og påverkast av terrenghellinga, der bratte skråningar gir lita grad av infiltrasjon og dominerande overflatestrøyming av vatn, medan slake skråningar har motsett effekt (Huat, Ali og Low, 2006).



Figur 10: Horton kurve som viser korleis infiltrasjonskapasiteten « f_t » (mm/min) reduserast over tid « t » under ein nedbørshending med ein gitt nedbørsintensitet « i » (mm/min). « F_0 » markera infiltrasjonskapasiteten ved $t = 0$, og er maksimal grunna manglande metning av porer. « F_c » viser infiltrasjonskapasiteten ved full metning av porer, og tilsvara den hydrauliske konduktiviteten til materialet « K » ved metta forhold. Overflateavrenning markera punktet der nedbørsintensiteten overgår infiltrasjonskapasiteten til massane, og dermed punktet i tid der noko av vassmengdene byrjar å renne av på overflata nedover terrenget. Figuren er modifisert av forfattar, og har opphav i Hiscock og Bense (2014).

for lav til å ta opp alle vassmengdene, noko som fører til oppdemming av vatn på overflata og potensiell erosjon i terrenget. Denne type overflateavrenning er relativt skjeldan, sjølv i tynne jordartsprofil, men vil kunne oppstå ved danning av frostlag i bakken, under langvarige nedbørsperiodar eller grunna eksistensen av mindre permeable lag som hindrar infiltrasjon ned i jordprofilet (Brattli, 2009b; Hiscock og Bense, 2014).

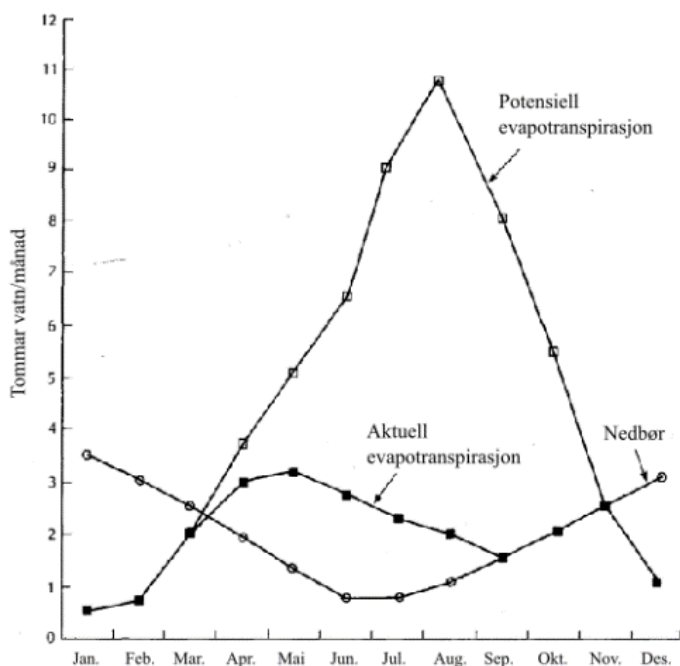
1.2.4 Evapotranspirasjon

Evapotranspirasjon er ein fellesterme som nyttast om prosessar der vatn ved eller nær jordas overflate blir omgjort til vassdamp frå fysisk eller flytande form. Desse prosessane er sentrale i ulike hydrologiske samanhengar, då dei i vesentleg grad kan påverke kor mykje vatn som når grunnvasspegelen ved infiltrasjon, samt at dei kan redusere mengda vatn i ulike typar reservoar på overflata. Prosessar innanfor fellestermen omfattar deriblant «fordamping» frå opne vasskjelda, «intersepsjon» der nedbør hindrast vidare gjennomgang ned mot bakken av vegetasjon, «fordamping» av infiltrert vatn frå bar bakke, «sublimasjon» av is og snø, og «transpirasjon» frå planter og tre gjennom respirasjonsprosessar (Dingman, 2015).

Kapasiteten vil som regel variere i løpet av ei nedbørsperiode, der endringane oppstår som ein respons på oppfyllinga av vatn i porer og påfølgjande senking av det kapillære suget i jordarten. Forløpet kan visast visuelt i ei såkalla «Horton-kurve» (Figur 10), der kapasiteten visast som ein funksjon av tid « t » og nedbørsintensitet « i ». Som ein ser i diagrammet, vil ein i starten av nedbørsperioder kunne ha tilstrekkeleg infiltrasjon av nedbør utan at dette skapar strøyming av vatn på overflata, men over tid når kapasiteten minkast vil infiltrasjonsevna bli

Bidraget frå dei ulike prosessane vil variere avhengig av ei rekke ulike forhold, der spesielt lokalklima (vind, temperatur, nedbør og fuktinnhald i lufta) vil ha ei større effekt. Desse bestemmer i stor grad kor mykje vatn som fordampar frå ulike kjelda, samt kvar vassdampen transporterast vidare etter overgangen til dampform. For vegetasjon vil ein i tillegg ha ei effekt av type plante, deira fordeling (tettleik) og karakteristikkar (djup av røter og størrelse på blad), alder på vegetasjonen med tanke på ev. skoghogst og karakteren til restmateriale på bakkenivå som kan ta opp noko av nedbøren. Her vil tett skog vere å føretrekke, med størst mogleg lauvareal og djupe røter til å ta opp grunnvatn. Varigheita for transpirasjonen vil og variere mellom ulike plantetypar, der lauvskog og grasplanter har korte periodar, medan barskog som gran har lengre (Brooks, Ffolliott og Magner, 2012; Hiscock og Bense, 2014).

Grad av evapotranspirasjon vil ikkje vere konstant, men varierer som ein respons på endringar i lokalklima gjennom året, til dømes nedbørsmengder. Det er derfor vanleg å dele inn uttrykket i «*aktuell evapotranspirasjon*» og «*potensiell evapotranspirasjon*», der førstnemnte



Figur 4: *Potensiell evapotranspirasjon og aktuell evapotranspirasjon for ein grovkorna jordart med begrensa lagringskapasitet for fukt, i eit klima med varme, tørre somrar og kalde, fuktige vintrar (Fetter, 2001).*

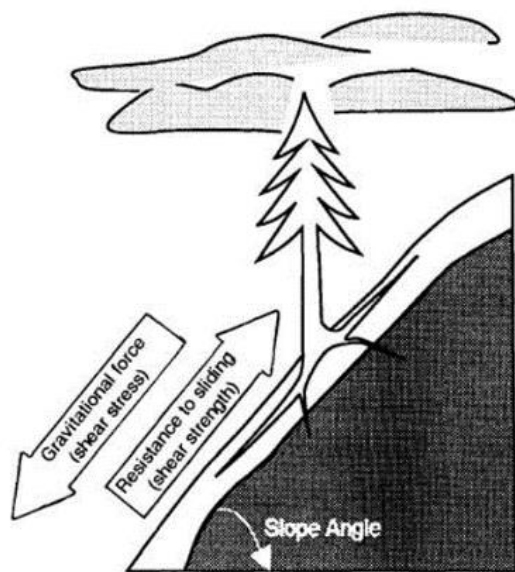
representera effekta under rådande klimatiske tilstandar i eit område, medan sistnemnte representera den totale effekta dersom der ikkje er mangel på vatn til bruk i dei ulike prosessane. Variasjonen i desse parameterane kan visast visuelt med ulike grafar for ein gitt jordtype og lokalklima, der dei plottast som ein funksjon av deira effekt per månad over dei individuelle månadane, samt nedbørsmengdene gjennom året. *Figur 4* viser eit eksempel på ein slik graf (Fetter, 2001; Stokes *et al.*, 2008).

1.3 Stabilitet av skråningar

1.3.1 Generell stabilitet og sikkerheitsfaktor

Skråningar sin stabilitet variera som ein funksjon av ulike lokale faktorar slik som geologi, geomorfologi, hydrologi, vegetasjon og menneskeleg påverknad (Sidle og Ochiai, 2006), og

er i hovudsak bestemt av forholdet mellom dei drivande og stabiliserande kreftene som verkar på potensielt ustabile volum av lausmassar (Beek *et al.*, 2008). Dei drivande kreftene utgjerast primært av gravitativt induserte spenningar og interne trykk i det ustabile materialet, og verkar til å mobilisere ei skjærspenning langs underliggende svakheitsplan som promotera brotdannelse og utløyising av skred. Dei stabiliserande kreftene utgjerast av styrkeegenskapar til materialet slik som friksjon og kohesjon, og dannar ein skjærstyrke som mobilisera motstand mot brotdannelse langs same plan (Hunt, 2005; Høeg, 2014). Desse kreftene verkar motsett av kvarandre, og deira forhold er illustrert i Figur 5 for ei vegetert skråning.



Figur 5: Figur som illustrerer forholdet mellom gravitativt induserte skjærspenningar og skjærstyrke til lokale massar i ei vegetert skråning (Chatwin *et al.*, 1994).

Forholdet mellom kreftene bestemmer i stor grad kor stabile skråningane er på kort og lang sikt, samt kor utsett dei er for naturleg eller menneskeleg påverknad. Dette forholdet omtalast i stabilitetsvurderingar som sikkerheitsfaktoren (F) til massane (Formel 2), der ein sikkerheitsfaktor på eller ved 1 er indikativ for ustabile skråningar som kan eller er utsett for brot, medan ein sikkerheitsfaktor over 1 samsvarar med ei meir stabil skråning der høgre verdiar indikera større stabilitet (Sidle og Ochiai, 2006; Blasio, 2011; Lee og Jones, 2014). I naturlege skråningar er dette forholdet etablert over lengre tidsperiodar gjennom geologiske og geomorfologiske

prosessar samt klimatilpassing, og kan derfor representere ei skjør likevekt som lett kan forstyrrast av ulike endringar (Chatwin *et al.*, 1994; Norris og Greenwood, 2008; Fergus *et al.*, 2013).

$$F = \frac{\text{Motstand mot brot (Skjærstyrke)}}{\text{Krefter som framhevar brotdannelse (skjærspenning)}}$$

Formel 2:

Formel nytta til berekning av sikkerheitsfaktor «F»
(Brooks, Ffolliott og Magner, 2012)

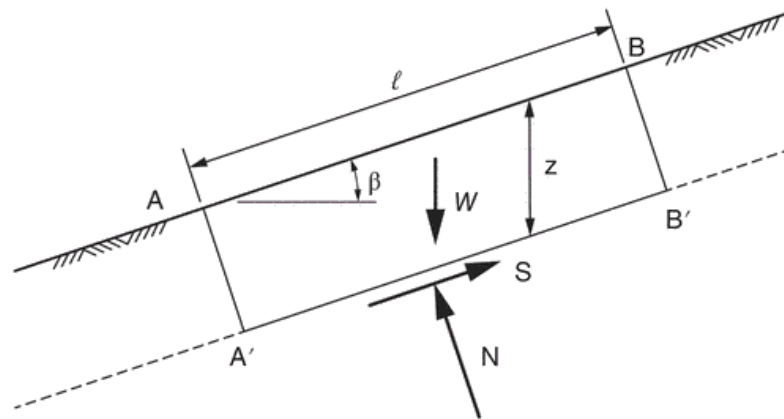
I stabilitetsvurderingar bereknast dette forholdet for ei rekke potensielle svakheitsplan som kan føre til skredutløyising, der det mest utsette planet omtalast som «kritisk» (Duncan, 1996).

Dette gjerast ved hjelp av ulike typar likevektsberekningar, som er berekningsmetoder der ein reknar på likevekta mellom skjærspenning og skjærstyrke gjennom ulike formelverk, med mål om å finne nødvendig skjærspenning for stabile forhold. Berekningsmetodene kan i hovudsak delast inn i to hovudtypar, der den første reknar ut likevekt for heile jordvolumet, medan den siste deler inn materialet i fleire delar og bereknar likevekt for kvar enkelt. Kva metode som nyttast vil variere avhengig av lokale grunnforhold slik som materialeegenskapar, homogenitet av massane og skråningsform, samt mistenkt brotmekanisme for utløysing av skred (Duncan, Wright og Brandon, 2014; Høeg, 2014).

I denne oppgåva vert stabilitetsforholda vurderte med basis i første hovudtype, ved bruk av ei såkalla «infinite slope» analyse. Grunnlaget for valet er at denne analysa er eigna for bruk i situasjonar der eit tynt lag med lausmassar dekker over eit meir fast lag jord eller berg i ei langstrekt skråning, med ei utforming som er tilnærma parallell underlaget, noko som samsvara med feltobservasjonar (Duncan, 1996; Jakob og Hungr, 2005).

1.3.2 Berekningsmetodar – Infinite slope

«Infinite slope» er ei type likevektsberekning som nyttast til å beskrive brotmekanismar for grunne overflateskred i lausmassar, og er godt eigna til å beskrive stabiliteten av både kohesjonsfrie granulære materialer samt massar med kohesjon og friksjon som dekker over meir faste lag tilnærma parallelt topografien. Metoda basera seg på at potensielle svakheitsplan ligg parallelt terengoverflata, med ei utstrekning som er langt større enn djupet til planet, og at skråninga planet ligg i er «uendeleg lang». Desse forholda gir ei jamn fordeling av krefter i materialet, og ved oppdeling av dette i jordelement vil kvar enkelt av desse bli utsett for like store mengder destabiliserande og drivande krefter. Dette forholdet gjer det då mogleg å rekne ut sikkerheitsfaktoren for heile materialet, ved å gjere berekningar for eit enkelt jordvolum (Sidle og Ochiai, 2006; Høeg, 2014).



Figur 11: Illustrasjon av likevektssituasjon på ei «uendeleg lang» skråning. Beskrivelser til dei ulike elementa gis i underliggende avsnitt (Duncan, Wright og Brandon, 2014).

Ved berekning av sikkerheitsfaktor for eit slikt volum, takast det utgangspunkt i ein situasjon som vist i Figur 11. A-A' og B-B' representera endane av det glidande mediumet, «z» er djupet til glideplanet frå overflata, «W» er vekta av materialet, «S» er skjærkreftene som verkar langs planet, «N» er normalkrafta som verkar på planet, «ℓ» er lengda av den glidande blokka, og «β» er terrenghellinga samt hellinga av svakheitsplanet. Her er det forutsett at kreftene som verkar langs plan A-A' og B-B' er like store med motsett orientering, og vil derfor kansellere kvarandre ut. Til berekning av jorda sin skjærstyrke «s» nyttast «Mohr-Coulomb» brotkriterium, medan skjærspenninga «τ» bereknast som ein komponent av vekta «W». Innsett i formel for sikkerheitsfaktor (Formel 2) får ein derfor følgjande uttrykk (Hunt, 2005; Duncan, Wright og Brandon, 2014):

$$F = \frac{s}{\tau} = \frac{c + \sigma \tan \phi}{\tau}$$

«c» står for kohesjon, «σ» er den totale normalspenninga på planet og «φ» er den interne friksjonsvinkelen til materialet. Kohesjonen og friksjonsvinkelen er materialspefifikke eigenskapar, medan normalspenninga «σ» og skjærspenninga «τ» er avhengig av vekta til materialet «W». Berekning av denne komponenten krevjar kunnskap om massane sin tyngdetettheit «γ» (vekt/volum = kN/m³ (Emdal, 2017)) samt dimensjonane av jordvolumet. Antek ein eit volum med ei lengde «ℓ», mektigheit normalt på planet «z cos β» og ei einheitsbreidde (1) innover i skråninga, så kan vekta «W» uttrykkast som følgjer (Duncan, Wright og Brandon, 2014):

$$W = \gamma \ell z \cos \beta$$

Vekta «W» kan vidare dekomponerast i ein normalkomponent «N» og skjærkomponent «S» ved hjelp av trigonometriske berekningar (Duncan, Wright og Brandon, 2014):

$$N = W \cos \beta = \gamma \ell z \cos^2 \beta$$

$$S = W \sin \beta = \gamma \ell z \cos \beta \sin \beta$$

Då desse kreftene er likt fordelt ved bruk av «infinite slope» metoda, så vil dei verke ha same effekt over heile svakheitsplanet. Normalspenninga « σ » og skjærspenninga « τ » kan derfor bereknast ved å dividere kreftene med arealet av glideflata ($A = \ell * 1$)

(Duncan, Wright og Brandon, 2014):

$$\sigma = \frac{N}{A} = \frac{\gamma \ell z \cos^2 \beta}{\ell * 1} = \gamma z \cos^2 \beta$$

$$\tau = \frac{S}{A} = \frac{\gamma \ell z \cos \beta \sin \beta}{\ell * 1} = \gamma z \sin \beta \cos \beta$$

Innsett i uttrykk for sikkerhetsfaktor for ei gitt blokk (F), så får ein ut følgjande uttrykk for stabiliteten av eit ustabile materiale i ei «uendeleg lang» skråning

(Duncan, Wright og Brandon, 2014):

$$F = \frac{s}{\tau} = \frac{c + \sigma \tan \Phi}{\tau} = \frac{c + \gamma z \cos^2 \beta \tan \Phi}{\gamma z \sin \beta \cos \beta}$$

Dette uttrykket representera stabilitetsfaktoren (F) av eit jordvolum i form av totale spenningar under tørre forhold. Er der grunnvatn i skråninga vil ein måtte ta omsyn til poretrykket som dannast ved svakheitsplanet (u) og tyngdetettheita til jordmassane i metta tilstand (γ_{sat}). Poretrykket vil verke til å redusere dei normale spenningane, og derav minke skjærstyrken av materialet. Tyngdetettheita til jordmaterialar er større i metta tilstand, noko som fører til ei auke av vekta «W» og derav ei spenningsauke i materialet. I formel for sikkerhetsfaktor leggast dette poretrykket til som eit fråtrekk frå normalspenninga « σ », og verdien ein står att med omtalast som effektivspenning « σ' ». Kohesjon blir då gitt som effektiv kohesjon « c' » og intern friksjonvinkel som effektiv intern friksjonsvinkel « Φ' ». Tyngdetettleiken vil bli gitt som eit bidrag av både det tørre materialet « γ_t » og det metta materialet « γ_{sat} », avhengig av grunnvassnivået si høgde over svakheitsplanet (Sidle og Ochiai, 2006; Duncan, Wright og Brandon, 2014).

Sikkerhetsfaktor for ei «uendeleg lang skråning», gitt i effektivspenningar, står oppført i Formel 3. Her representera « γ » jordmaterialet sin totale tyngdetettleik:

$$F = \frac{c' + (\gamma z \cos^2 \beta - u) \tan \phi'}{\gamma z \sin \beta \cos \beta}$$

Formel 3:

*Sikkerhetsfaktor «F» gitt ved effektivspenningar for ei «infinite slope» likevektsberekning
(Duncan, Wright og Brandon, 2014).*

1.4 Faktorar som påverkar stabilitet

1.4.1 Geologiske faktorar

Geologiske faktorar som påverkar stabiliteten av skråningar, omfattar primært eigenskapar ved lausmassar og berggrunn. Faktorane vil ha stor innverknad på både drivande og stabiliserande spenningar som verkar i eit potensielt ustabil materiale, og kan verke til å predisponere eit terreng for ulike typar massebevegelsar. Viktige faktorar omfattar deriblant struktur av berggrunn, eksistens av definerte svakheitslag, samt materialeigenskapar til ustabile massar (Sidle, Pearce og O'Loughlin, 1985; Hunt, 2005; Sidle og Ochiai, 2006).

Materialeigenskapar

Fysiske eigenskapar til geologiske materialar har stor innverknad på deira skjærstyrke, då dei i stor grad påverkar sentrale styrkeegenskapar slik som friksjonsvinkelen (Φ) til materialet samt deira kohesjon (C). Eigenskapane vil derfor ha stor innverknad på stabiliteten av skråningar, der enkelte vil føre til auka stabilitet medan andre vil verke til å redusere den (Chatwin *et al.*, 1994; Hunt, 2005; Mandal og Maiti, 2015).

Ifølge undersøkingar av Opsal og Langeland (2018), vil skjærstyrken av morenar vere styrt av fleire ulike materialparameter som kan verke negativt eller positivt på stabiliteten. Desse omfattar deriblant middelkornstørrelse (M_d), kornformeigenskapar som flisigheitsindeks (FI) og formindeks (SI), mineralogi, og finstoffinnhold. Middelkornstørrelse viste ein positiv korrelasjon med skjærstyrken av massane. Ein stor middelkornstørrelse vil derfor vere gunstig for stabiliteten. Flisigheitsindeks og formfaktor viste ikkje statistisk synbar korrelasjon med skjærstyrken av massane, men vart tolka til å ha ein samanheng då jordprøver med låg flisigheitsindeks og formindeks generelt hadde høgre skjærstyrkar, medan prøver med høge indeksar hadde lågare skjærstyrkar. Finstoffinnholdet viste negativ korrelasjon med skjærstyrken. Eit lågare finstoffinnhold vil derfor promotere høgre skjærstyrke i massane.

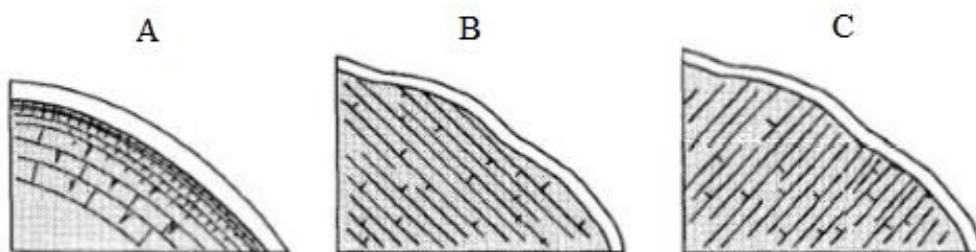
Undersøkelsar av mineralogien viste at kvarts generelt hadde negativ korrelasjon med skjærstyrken medan plagioklasfeltspat hadde ein negativ korrelasjon. Morenar med høgt innhald av kvarts kan derfor vere mindre stabile enn morenar med høgt innhald av plagioklasfeltspat. Andre mineraltypar som kloritt, muskovitt og alkaliefeltspat viste ikkje

direkte korrelasjon med skjærstyrken, men korrelerte ofte med andre eigenskapar slik som formfaktor og flisigheitsindeks. Alkaliefeltspat viste då låg korrelasjon med begge indeksar, medan kloritt og muskovitt begge viste positive korrelasjonar. Partiklar rike på kloritt og muskovitt har derfor dominerande flate og flisige kornformer, medan partiklar rike på alkaliefeltspat er meir kubiske (Opsal og Langeland, 2018).

Strukturar i berg

Strukturar i berggrunn, som sprekker, foldar og foliasjon, kan ha stor innverknad på stabiliteten av skråningar avhengig av deira orientering og karakter (Figur 12).

Terrengparallele strukturar gir lite støtte til overliggende massar, og kan føre til oppbygging av poretrykk i botnen av eit jordprofil samt andre delar av terrenget ved hindring av infiltrasjon og vasstransport langs lagflater. Slike lag verkar negativt på stabiliteten, og kan fungere som svakheitssonar. Sprekker har liknande effektar, men fører til meir effektiv infiltrasjon i berggrunnen og kan gi oppbygging av poretrykk på fleire stadar i skråninga. Den auka infiltrasjonen fører òg til forvitring av berggrunnen, som svekkar stabiliteten av overliggende massar. Horisontale eller innovervendte strukturar verkar til å stabilisere overliggende massar ved mekanisk oppstøtting, der innovervendte strukturar er mest stabile (Sidle, Pearce og O'Loughlin, 1985; Chatwin *et al.*, 1994; Sidle og Ochiai, 2006).

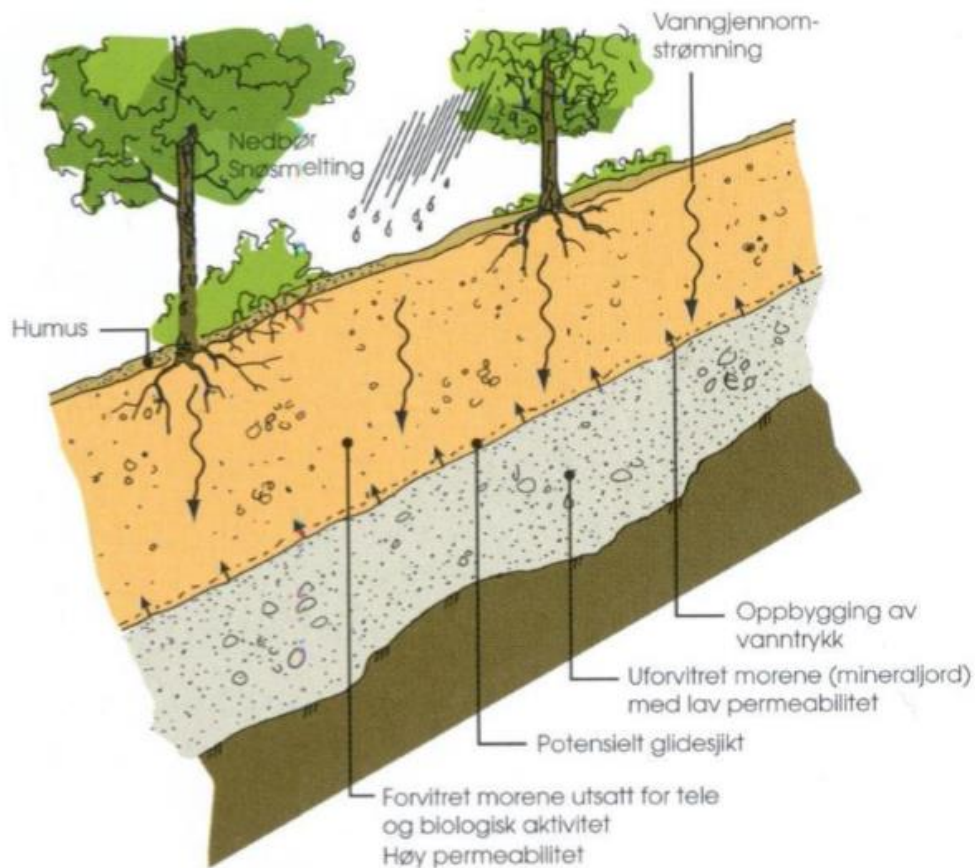


Figur 12: Eksempel på bergstrukturar som har innverknad på stabiliteten av skråningar. «A» representera situasjonar med sterk skråningsparallel oppsprekking. «B» viser skråningsparallel struktur i berggrunn. «C» viser situasjonar med innovervendte strukturar. Av desse er «C» ansett som mest gunstig for stabiliteten. Figurar er henta frå Chatwin *et al.* (1994), og er modifisert av forfattar.

Ustabile lagdekker

I naturlege lausmassedekker vil det vanlegvis oppstå lag med ulik samansetning og styrkeegenskapar, som eit resultat av ulike forvitningsprosessar i øvre delar av jordprofilet og utfellingsprosessar i djupare delar. Desse fører til danninga av definerte soner i jordprofilet med låg grad av permeabilitet, som vil hindre vidare nedtrenging av vatn og i stor grad påverke kvar det byggjast opp store poretrykk i materialet. I norske morenar oppstår dette

laget som regel langs djupet til telelaget, rundt 0.5 – 1 meter under terrengflata, og vil ofte kunne fungere som eit svakheitsplan for utløyising av jord og flaumskred (Figur 13) (Norem og Sandersen, 2014; Sandersen, 2014).



Figur 13: Typisk lagdeling som oppstår i ei forvittra norsk morene. Øvre lag har ein generelt laust pakka og porøs struktur grunna frostpåverknad, uttørkingsprosessar, rotvekst og innverknad av dyr. Dette gir laget god vassføringsevne (Høg permeabilitet), og gjer det lett for vatn å infiltrere ned i jordprofilen. Utfellingslaget (potensielt glidesjikt) oppstår grunna utfelling av mineralisk materiale, og har generelt låg permeabilitet. Vatn vil derfor oppsamlast på overflata av dette laget, noko som ved stor infiltrasjon vil kunne føre til poretrykksoppbygging. Nedre lag representera uforvittra morene, og har generelt låg grad av permeabilitet (Sandersen, 2014)

1.4.2 Hydrologiske faktorar

Vatn spelar ofte ei rolle i prosessar som fører til reduksjon av eit materiale sin skjærstyrke, og har som regel ein samanheng med dei laster som verkar til å auke dei destabiliserande skjærkreftene langs ei skråning. Det er derfor ikkje uvanleg at nesten kvar einaste utgliding eller massebevegelse i skråningar til dels er foresaka av vatn sine destabiliserande eigenskapar, der ofte meir enn ein type prosess verkar samtidig (Duncan, Wright og Brandon, 2014). På ei anna side vil og vatn kunne verke stabiliserande på skråningar gjennom til dømes

kapillære krefter i kornskjelettet som nemnt i delavsnitt 1.1.3, og kan derfor verke som ein stabiliserande agens. Vidare vil det bli lagt fokus på destabiliserande effektar av poretrykk og overflateavrenning, samt faktorar som kontrollera deira effekt og variasjon.

Poretrykk (u)

I lausmasseskråningar er skjærmotstanden (motstand mot brot) primært styrt av skjærstyrken til lausmassane, som vidare er kontrollert av effektivspenningar i dei potensielt ustabile materiala. Poretrykket har derfor stor innverknad på stabiliteten av slike skråningar, då effektivspenninga er gitt som forholdet mellom totale spenningar og poretrykk i potensielt ustabile lausmassevolum. Dette forholdet er illustrert i følgjande formel, der poretrykket er gitt ved « u », totale normalspenningar med « σ » og effektive normalspenningar med « σ' » (formel 5) (Wesley, 2009; Schnellmann *et al.*, 2010; Emdal, 2017).

$$\sigma' = \sigma - u$$

Formel 5:

Formel til berekning av effektivspenning

(Wesley, 2009).

Som det framgår i formelen, vil eit aukande poretrykk føre til ein gradvis reduksjon i effektivspenningar i det potensielt ustabile materialet, og derav føre til ei senking av stabiliteten til skråninga (Høeg, 2014). Ved store nok trykk kan dette føre til skredutløysing (Wang og Sassa, 2003), der både jordskred og flaumskred kan vere potensielle typar (Norem og Sandersen, 2014). Slik poretrykksauke oppstår vanlegvis ved heving av grunnvassnivå i samband med større nedbørshendingar samt sesongmessig variasjon i nedbør gjennom året (Wesley, 2009; Duncan, Wright og Brandon, 2014), og kan i tillegg oppstå ved strøyming av grunnvatn frå sprekker frå underliggande bergflater (Sidle og Ochiai, 2006). I Noreg kan slike «poreovertrykk» oppstå i samband med nedbør og snøsmelte under vinteren og våren, og vil kunne føre til utløysing av fleire skred (Sandersen, 2014).

Oppbygging av poretrykk i jordartar er avhengig av fleire ulike faktorar, der spesielt permeabiliteten av materialet vil spele ei stor rolle. I jordartar med høg permeabilitet, til dømes friksjonsjordartar av grov sand og grus, vil det vere vanskeleg å bygge opp store poretrykk då overfløydige vassmengder lett drenerast vekk etter infiltrering i jorddekket. I jordartar med låg permeabilitet vil det ta lengre tid for grunnvatnet når kritiske nivå, men poretrykk kan lettare byggast opp grunna den lågare vassføringsevna (Norem og Sandersen, 2014; Sandersen, 2014). Jordartar som gir moglegheit for oppbygging av poretrykk omfattar finstoffholdige massar eller grovare jordartar med mindre innhald av fine kornstørrelsar, der

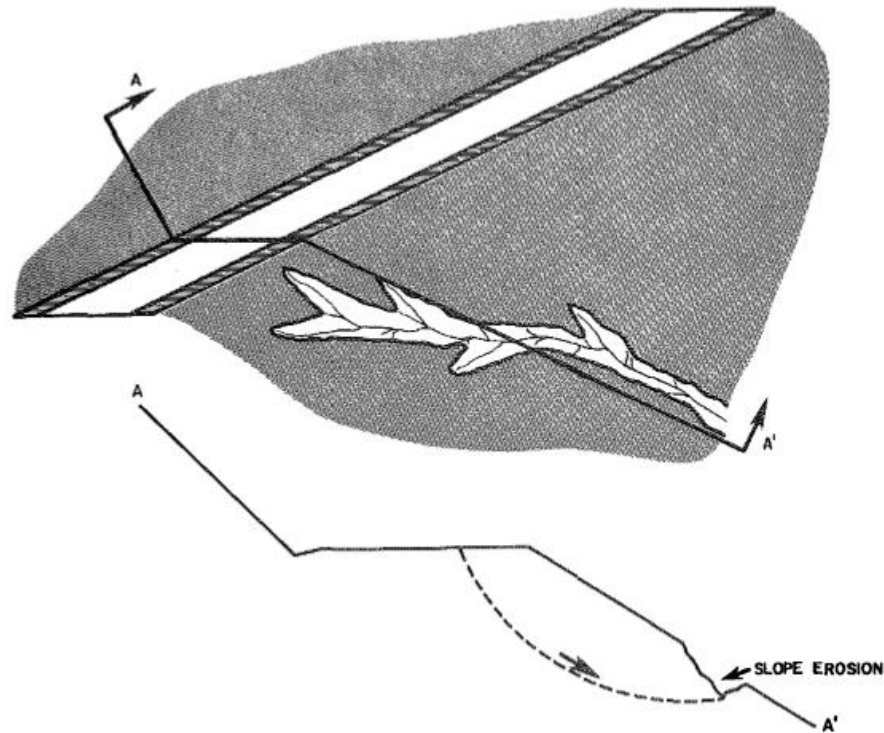
spesielt fraksjonar av leir, silt eller fin sand gir stort potensial for poretrykksdannelse (Terzaghi, Mesri og Peck, 1996; Wang og Sassa, 2003).

Andre faktorar som påverkar poretrykk i lausmasseskråningar omfattar mektigheit av massar, eksistens av lågpermeable lag i profilet (sjå og delkapittel 1.4.1), geomorfologi (sjå og delkapittel 1.4.3), eksistens av føretrekte dreneringsnettverk, og menneskelege inngrep ved til dømes skoghogst. Ved låge massemechtigheiter over impermeable lag kan kraftig nedbør/snøsmelting føre til stor heving av grunnvasstanden, som vidare kan føre til poretrykksauke i materialet. Føretrukne dreneringsnettverk (**Feil! Fant ikke referanse-kilden.**) fører til auka infiltrasjon vertikalt i lausmassedekket, og kan gi betre bevegelse av vatn nedover skråninga langs horisontale lag. I begge tilfelle vil poretrykket auke som ein respons på oppkonsentrasjon av vatn. Karakteristikkar ved nedbør vil og kunne påverke poretrykkets danning, men blir ikkje gått gjennom i denne oppgåva (Sidle, Pearce og O'Loughlin, 1985; Sidle og Ochiai, 2006; Norem og Sandersen, 2014).

Overflateavrenning

Overflateavrenning (*Overland flow*) representera den delen av nedbøren/snøsmeltinga som ikkje infiltrerast ned i lausmassedekket, og som renn over terrenget i flytande form fram mot nærmaste drensveg eller til vassmengdene infiltrerast på eit seinare tidspunkt (Dingman, 2015). Avrenninga kan ha opphav på impermeable flater slik som berg og vegar, soner der jorddekket har blitt fullstendig metta på vatn, eller frå områder der nedbørsintensiteten er større enn infiltrasjonskapasiteten til materialet (sjå og delavnitt 1.2.4), og vil ofte konsentrere seg i forseinkingar i terrenget slik som ravinar (Brooks, Ffolliott og Magner, 2012).

Avrenninga påverkar stabiliteten av skråningar gjennom erosjon av lausmassar på overflata, og kan potensielt føre til utløyning til skred i massane dersom erosjonen får verke lenge nok, eller om den oppnår stor styrke grunna til dømes stormnedbør. Erosjonen verkar primært til å endre geometrien av skråningar ved danninga av raviner og mindre bekkefar i terrenget (**Figur 14**), som over tid kan føre til ein reduksjon av skråninga sin stabilitet ved å auke destabiliserande krefter som verkar i jordvolumet. Same effekt oppstår ved erosjon av heilt nedre delar av ei skråning (*toe erosion*), då dette fører til ei direkte auke i skråningsgradienten og derav ei auke i drivande krefter. Direkte utløyning av skred grunna overflateavrenning oppstår som regel i samband med intense stormar, der både jord og flaumskred er aktuelle skredtypar (Hopkins, Allen og Deen, 1975; Hunt, 2005; Beek *et al.*, 2008).



Figur 14: Skisse som viser effekt av overflateavrenning på stabiliteten av skråningar. Her eroderast nedre delar av skråningsfoten av overflatevatn, noko som gjer det mogleg for utglidning langs ei større glideflate. Manglande støtte aukar og dei destabiliserande kreftene som verkar på materialet, som svekkar deira stabilitet (Hopkins, Allen og Deen, 1975).

Effekt av overflateavrenning vil variere utifrå dens erosive styrke (turbulens), samt fysisk og kjemisk samansetning til materialar som eroderast. Massar beståande av sand og silt er mest utsett, spesielt dersom desse er einsgraderte. Materialar beståande av leire er som regel meir stabile enn massar av silt og sand, spesielt dersom dei har stor pakningsgrad. Dei mest stabile materialtypane består av grove gruskorn, eller grus-sand blandingar. Erosiv kraft av avrenning er primært styrt av djupet og hastigheita av vassmassane, som vidare er styrt av lokalklima (intensitet og mengde nedbør), infiltrasjonskapasiteten til lausmassane (sjå og delkapittel 1.2.4), lengde av skråninga, gradienten av terrenget, ruheita av overflata, og skråninga sin geomorfologiske karakter (sjå og delkapittel 1.5.3). Den erosive krafta vil og aukast ved opptak av lausmassar, ved at partiklane graver i underliggande massar under transport (Hopkins, Allen og Deen, 1975; Beek *et al.*, 2008; Brooks, Ffolliott og Magner, 2012).

Vegetasjon vil ha stor innverknad på mengde og effekt av overflateavrenning, då plantedekket i stor grad påverkar infiltrasjonskapasiteten til jorddekket, motstanden til overflatematerialer

mot erosjon og mengda nedbør som når overflata ved intersepsjon (Sidle og Ochiai, 2006). Dette gjennomgåast nøyare i delavsnitt 1.5.4.

1.4.3 Geomorfologiske faktorar

Geomorfologiske faktorar som påverkar stabiliteten av skråningar omfattar hellingsgrad og form av terrenget. Hellingsgrad påverkar i hovudsak faktorar som størrelsen av dei drivande kreftene, samt hastigheita og mengda av eventuell overflateavrenning, og har derfor stor innverknad på kvar det utløysast skred samt erosjonsevne til overflateavrenning. Forma på skråninga bestemmer i store trekk korleis dreneringa vil gå føre seg i terrenget, ved å divergere eller konsentrere infiltrerte nedbørsmengder og/eller overflateavrenning. Dette vil påverke kvar erosjon av overflateavrenning vil bli størst, samt kor ein får oppbygging av høge poretrykk i det ustabile materialet (Hunt, 2005; Sidle og Ochiai, 2006; Brooks, Ffolliott og Magner, 2012).

Hellingsgrad

Hellingsgrad er ein sentral faktor innan stabiliteten av skråningar i bratte fjellsider, og er ein kvantitativ indikator på den relative stabiliteten av eit gitt område. Gradienten bestemmer effektiviteten av dei gravitative kreftene som verkar til å destabilisere eit jordvolum eller ei bergmasse (Chatwin *et al.*, 1994), der ein høgare gradient bidreg til å auke gravitative skjærspenningar og redusere stabiliserande normalspenningar, medan ein lågare gradient har motsett effekt (Earle, 2015; Mandal og Maiti, 2015). Same forhold kan observerast for grad av overflateavrenning som poengtert i delavsnitt 1.2.3, samt erosiv kraft av denne. Her vil ein høg gradient føre til stor avrenning samt høg hastigheit på denne, som vidare kan føre til stor grad av erosjon på overflata og i verste fall skredutløysing (Huat, Ali og Low, 2006; Brooks, Ffolliott og Magner, 2012).

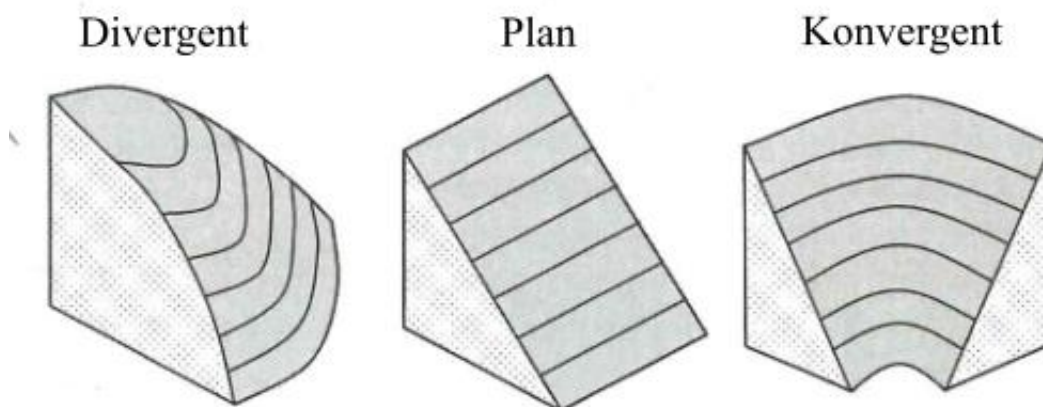
Hellingsgrada sin innverknad på skråningsstabiliteten vil ofte vere avhengig av kva type materiale som påverkast, der det skiljast mellom massar med kohesjon, og utan kohesjon (Ranjan og Rao, 2007). For sistnemnte vil materialet sin vinkel alltid representere stabile forhold, då deira stabilitet er styrt primært av den interne friksjonsvinkelen. Står skråninga brattare enn denne vil materialet respondere ved å rase ut og utjamne seg fram til stabile forhold er oppnådd på nytt. Denne vinkelen vil variere mellom ulike lausmassetypar (Terzaghi, Mesri og Peck, 1996; Holtz, Kovacs og Sheahan, 2011), men for skråningar i sand og grus vil ein vinkel under 37 grader vere ansett som stabil (Sandersen, 2014).

For kohesjonsmaterialer vil massane kunne stå med skråningshellingshellinger over den interne friksjonsvinkelen grunna den kohesive komponenten, og vil i større grad vere avhengig av størrelsen til aktive skjærspenningar langs eit gitt svakheitsplan der spesielt mektigheita av massane spelar ei stor rolle (Ranjan og Rao, 2007; Mandal og Maiti, 2015). I bratte dalsider dekt av grunne delvis kohesive massetypar vil gradienten vere in sentral indikator for stabilitet der skråningar over 36° er ansett for å vere veldig ustabile, medan skråningar under 26° er ansett for å vere stabile (Chatwin *et al.*, 1994).

Hellingsgrada har nær samanheng med utløyising av skred i ulike materialtypar, og er sett på som ein nødvendig faktor då den må vere større enn kritisk vinkel for eit gitt materiale (Norem og Sandersen, 2014). Denne variera stort mellom ulike massebevegelsar, og vil vere avhengig av lokale forhold slik som geologi, klima og arealbruk (Sidle, Pearce og O'Loughlin, 1985). For jord og flaumskred vil vinkelen som regel ligge rundt 30° , og kan nå ned til 20° avhengig av ulike forhold. Eksempel på slike kan være skråningar med tynne lausmassedekker som ligg over glatte fjellflater, skråningar der menneskelege inngrep har endra stabiliteten av skråninga negativt, eller skråningar med manglande vegetasjon. Spesielt sistnemnte vil produsere dei lågaste stabile vinklane. Øvre grense for jord og flaumskred ligg som regel ved 45° , då det er lite lausmassar i slike områder grunna tidlegare utrasing av ustabil materiale (Sidle og Ochiai, 2006; Bargel *et al.*, 2011; NVE, 2015).

Skråningsform

Utforminga av skråninga har ein sterk innverknad på skråningsstabilitet i bratt terreng gjennom spreining og oppkonsentrering av overflateavrenning og grunnvatn, og har derfor stor påverknadskraft på kvar det kan utløyisast skred i terrenget. Til vurdering av denne innverknaden nyttast tre ulike terrengformtypar (Figur 15). Divergente landformer verkar primært til å spreie vassmengder, noko som fører til ein reduksjon av grunnvatnet si høgde og derav porevasstrykket, samt redusere mengda overflateavrenning. Konvergente landformer har motsett effekt, og i desse landformene vil overflateavrenning kunne konsentrerast samt at ein kan få danning av høge poretrykk, spesielt under store nedbørsperioder eller under intens snøsmelting. Plan (Rett) form representera ein mellomting mellom desse konfigurasjonane. Forutsett at andre variablar er konstante, vil derfor divergente (konvekse) landformer vere dei mest stabile, etterfølgt av plane utformingar og deretter konvergente (konkave) (Sidle, Pearce og O'Loughlin, 1985; Hunt, 2005; Sidle og Ochiai, 2006).



Figur 15: Oversikt over terrengformasjonar som påverkar drenering i skråningar. Konvergente verkar til å konsentrere vassmengder i skråninga, divergente verkar til å spreie ut vassmengder, medan plan har ein mellomfunksjon mellom desse. Figuren er henta frå (Sidle og Ochiai, 2006), og er modifisert av forfattar.

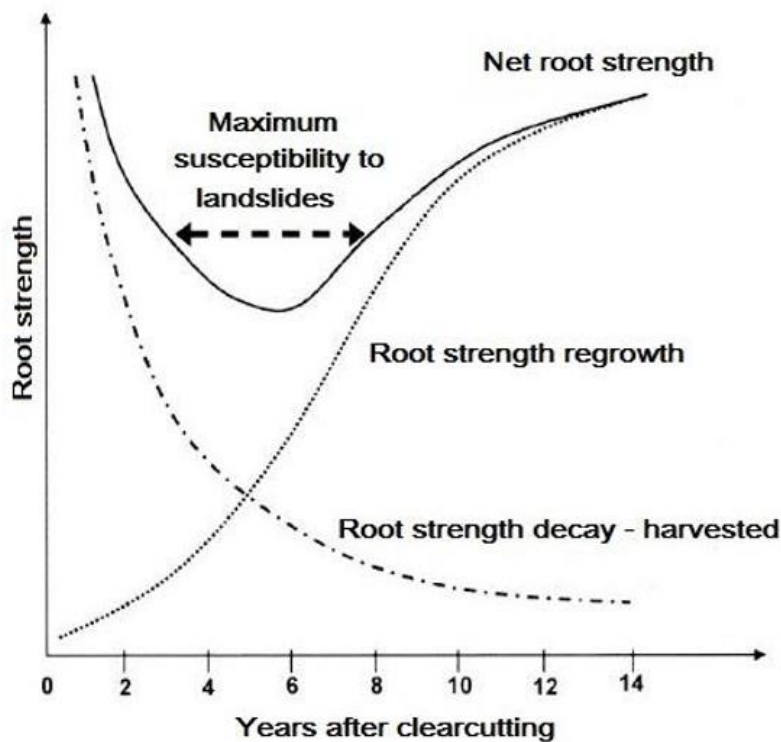
Skråninga si totale utforming vil og ha mykje å seie for stabiliteten då den i stor grad påverkar kvar dei mest ustabile forholda i skråninga oppstår, med eller utan grunnvatn. Forutsett homogene lausmasseforhold i tørr tilstand vil lågast stabilitet oppstå i dei brattaste partia, der konvekse skråningar er minst stabile i nedre delar, konkave i øvre delar, medan plane skråningar vil ha ei jamn stabilitetsfordeling. Under metta forhold vil stabiliteten forverrast grunna konsentrering av grunnvatn og oppbygging av poretrykk. Konvekse skråningar får ei vesentleg stabilitetsforverring i nedre delar samt ei forverring i øvre delar av skråninga. Konkave skråningsformer får ei stabilitetsforverring jamt nedover skråninga med ein topp i øvre delar. Plane skråningsformer får ei jamn stabilitetsforverring med størst effekt i nedre delar av terrenget (Reid og Iverson, 1992).

Andre effektar av skråningsforma som påverkar stabiliteten omfattar då skråninga si ruheit, då dette påverkar kor store areal som er tilgjengeleg for utløysing av skred samt kor langt desse kan reise. Her vil ei irregulær overflate generelt vere ønskeleg då bratte seksjonar har låg utstrekning og eventuelle skred har avgrensna reiseavstandar. Ei oversikt over ulike skråningsformer samt variasjonar i desse kan sjåast i Vedlegg E.1 (Chatwin *et al.*, 1994).

1.4.4 Menneskelege faktorar

Menneskelege inngrep vil ofte verke til å forstyrre stabiliteten av skråningar gjennom ulike endringar av naturlege forhold, og kan verke både til å auke frekvensen av skred samt senke terskelen for deira utløysing. Eit av dei vanlegaste destabiliserande menneskelege inngrepa omfattar då hogst av skog samt anlegging av skogsbilvegar, då desse inngrepa fører til endringar i lokal drenering samt at dei påverkar styrken av lausmassane. Hogst vil føre til at

den forsterkende effekten av røtter reduserast over tid (Figur 16), noko som vil medføre til ei svekking av jorddekket. Hogsten av treplanter vil og føre til ein reduksjon i evapotranspirasjon, som medfører større grad av avrenning og høgre grunnvasstand. Skogsbilvegar fører til ei oppsamling av vatn langs grøfterkantane, som ved utleining utpå ubeskytta terreng gjennom ei stikkrenne kan føre til skredutløysing og erosjon (Gjørva, 2016).



Figur 16: Typiske endringar i styrken av røter over tid. Trerøter verkar til å gi ein tilleggskomponent til skjærstyrken av lausmassar gjennom å gi eit bidrag til kohesjonen. Dette bidraget vil minke over tid, med eit minimum på 5 år før nye røter byrjar å forsterke massane på nytt (Sidle og Ochiai, 2006).

Andre effektar av skoghogst omfattar deriblant oppkonsentrering av vatn langs køyrespor etter hogstmaskiner, underkutting av naturlege skråningar, og oppdemming av vatn langs tette stikkrenner. Hogstmaskiner vil ved køyring i naturleg terreng føre til dannelsen av djupe kjørespor i terrenget, som ved oppkonsentrering av vatn kan føre til stor erosjon og endring av drenering i terrenget. Ved underkutting av skråningar langs skogsbilvegen vil skråninga miste støtte, noko som aukar dei destabiliserande kreftene som verkar i massane. Oppdemming av stikkrenner med kvist og greiner vil føre til oppbygging av store vassmengder ved flaumsituasjonar, som potensielt kan føre til storskala erosjon av både vegen og nedforliggende terreng. Dette er blant dei vanlegaste skredutløysande faktorane i Noreg (Gjørva, 2016; Stemland, 2016).

For meir utdjupande informasjon visast det til verk av Stemland (2016) og (Gjørva, 2016)

1.5 Klima – Utvikling og skredfare

1.5.1 Definisjon og måling

Klima er ein brei omtale av snittlege vêrforhold for eit gitt område/region, som tek utgangspunkt i målingar av temperatur, nedbørsmengder (regn og snø), snø og isdekke, vindretning, vindstyrke og andre liknande faktorar (Ruddiman, 2013; Dannevig og Harstveit, 2018). Eigenskapen beskrivast som regel med basis i gjennomsnittsverdiar av temperatur og nedbør, samt ekstremverdiar av desse, der variasjon over tid er av stor interesse innan fleire fagområde og disiplinær, deriblant skredfareproblematikk. Tidsvariasjonane målast etter internasjonal standard i 30 års periodar kalla «normalperiodar», og snittverdiane for temperatur og nedbør innan dette tidsrommet omtalast som «normalar». I dag nyttast normalperioda frå «1961 – 1990» som referanseverdiar for dagens klimavariasjonar, og vil bli etterfølgt av ei ny standardisert normalperiode frå 1991 – 2020 samt andre ikkje standardiserte periodar om det er ønskeleg (Andreassen *et al.*, 2015; Meteorologisk Institutt, 2017).

1.5.2 Klimaendringar – Globalt og nasjonalt

Intergovernmental Panel On Climate Change (2014) har konkludert med at det globale klimaet er i endring, og sidan 1950 har dette blitt observert gjennom stigande havnivå, ei minke av is og snø, og høgare temperaturar i havet og atmosfæra. I Norge har klimaendringar ført til ei generell auke av temperatur og nedbør i landet, der ein sidan 1965 har opplevd ei temperaturheving på over $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{år}$ med størst endring på austlandet og i Trøndelagsområdet ($0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{år}$) (Sletten *et al.*, 2009), og ei auke i årsnedbør dei siste 100 år på kring 20 % med størst endring i vinter og sommarmånadane for dei fleste regionar (Førland, Benestad og Haugen, 2007). Ein har og opplevd ei auke i hyppigheita og intensiteten av moderate og ekstreme nedbørshendingar med varigheiter på 1, 5 og 10 døgn dei fleste stadar i landet dei siste 50 år, der spesielt vestlandet og sørvestlandet er utsett (Andreassen *et al.*, 2015).

Framtidige klimaendringar har blitt forsøkt tolka med basis i ulike simuleringar og utslippsscenario, gjennom prosjekter som «Geoextreme» (Sletten *et al.*, 2009) og «RegClima» (Iversen *et al.*, 2005). Generelle trendar som observerast er ei auke i årleg middeltemperatur fram mot 2100 frå $2.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, med størst endringar i nordlege fylker. Auka i årsmiddeltemperatur vil påverke alle årstider, der størst effekt vil kjennast på vinterstid og minst på sommertid. Ein anna trend er ei generell auke i årsnedbør, der grad av endring vil ligge mellom 8 – 18 % for Norge som heilheit med variasjonar mellom landsdelar. Her vil og

nordre fylker oppleve størst endringar, samt vestlandet og midt-Norge sett under eitt, og effektane vil opplevast gjennom alle årets sesongar (Andreassen *et al.*, 2015). Ein vil og forvente ei større auke i dagar med ekstremnedbør for alle årstider untatt sommaren, samt ei auke i nedbørsintensiteten for desse hendingane (Iversen *et al.*, 2005; Sletten *et al.*, 2009)

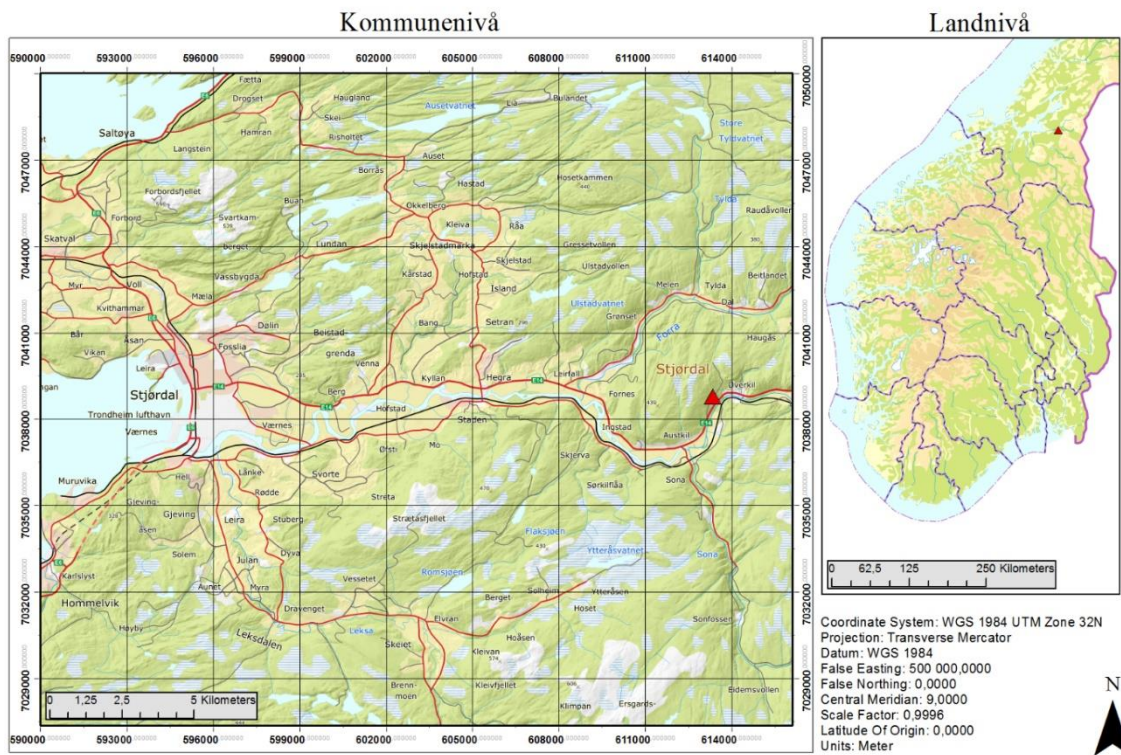
2 Områdebeskrivelse

2.1 Topografi og vegetasjonsdekke

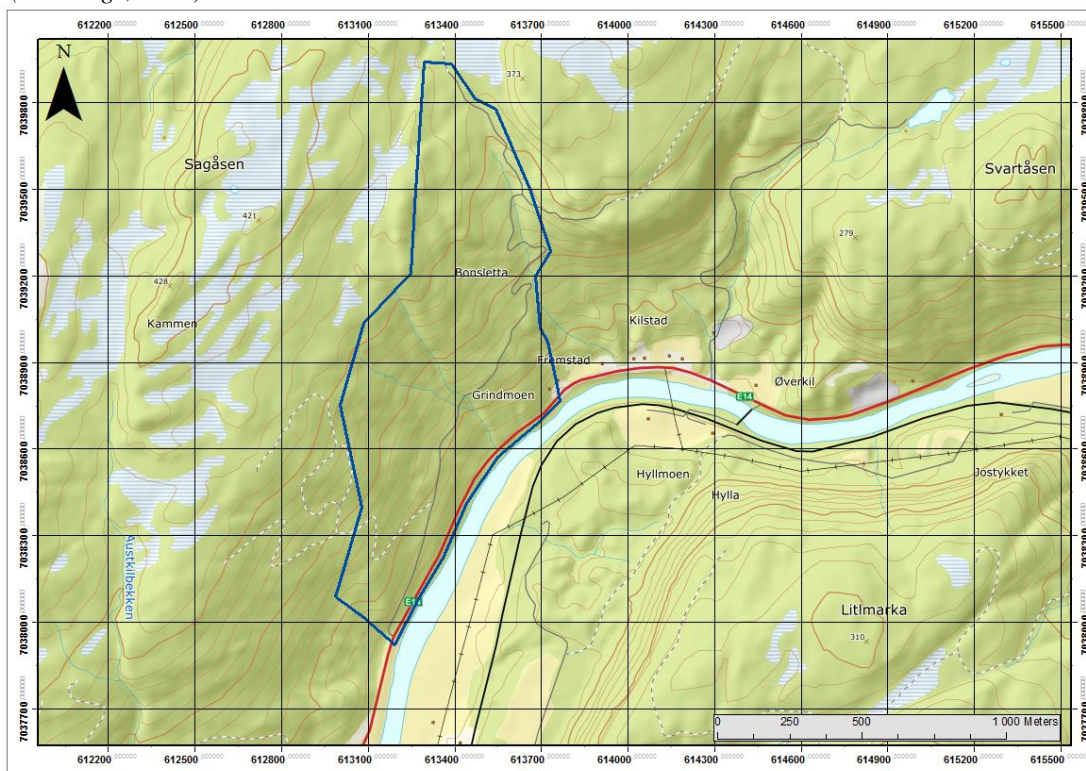
2.1.1 Topografi

Feltområdet er lokalisert i indre delar av Stjørdalen, eit dalføre som strekker seg frå enden av Stjørdalsfjorden i Trondheimsfjorden, og ut til svenskegrensa gjennom Stjørdal og Meråker kommune. Dalføret er kring 75 kilometer langt frå vest til aust, og blir gjennomgått av Stjørdalselva, Meråkerbana og mellomriksveg E14 langs dalbotnen (Askheim, 2017). Stjørdalen har ei varierende U-form med glasialt opphav, der terrenget mellom Hegra og Meråker er dominert av bratte dalsider og smale botnparti, medan terreng utanfor denne strekninga som regel har ei slakare form med større flater i botn. Flatene blir ofte utgjort av

Oversiktskart over feltområde



Figur 17: Kartblad som viser plasseringa av feltområdet på landsbasis og kommunebasis. Feltområdet er her representert ved ein raud trekant. Kartet er produsert i arcGIS av forfatter ved hjelp av WMS tenesta Topografisk Norgeskart 3, som vart henta frå kartkatalogen til Geonorge den 09.03.2018 (Geonorge, 2018).



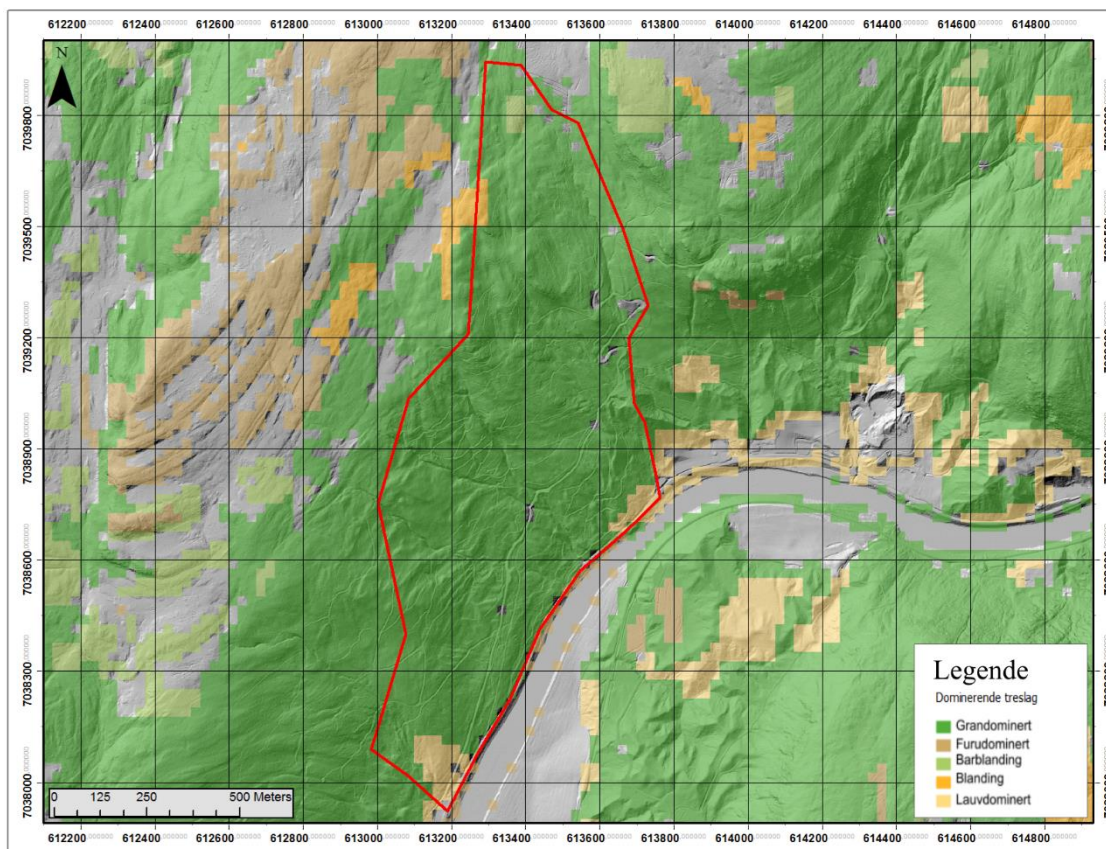
Figur 18: Kart som viser plassering og utstrekning av feltområde i Oladalen. Feltområdet er her markert med mørk blå farge av synlighetsomsyn, og i framtidige kart vil raud farge brukast. Kartet nyttar same kartdata som Figur (Geonorge, 2018).

elveflater, men nær svenskegrensa grev elvene stort sett ned i grunnfjell og flatene består derfor berre av breerodert fjell og gjel (Reite, 1986; Statens Kartverk, 2018).

Feltområdet ligg i eit NØ-SV orientert dalføre 3.7 kilometer vest for bygda Flornes, som på lokalmunne er kjent som Oladalen. Dalføret er ein del av eit parti der Stjørdalen snur rundt fjellpartia Høgrya og Våttån mot sør og nord, før det fortsette mot Stjørdalsfjorden og Meråker. Studieområdet ligg i vestre del av dalføret, nordvest for gardsbruka Fremstad og Grindmoen, og startar der Stjørdalselva snur mot sørvest. Figur 17 og Figur 18 viser nøyare plassering lokalt og regionalt. Dalføret variera stort innan landformer, med ravinar, mindre elvedalar og hevingar i terrenget på nordsida, medan sørsida er prega av bratte fjellveggar og mindre ravinar. Dalbotnen har både flate og kuperte parti, der størstedelen av bebyggelsen i form av gardsbruk og bustadhus (9 totalt) er lokalisert på dei flate (Statens Kartverk, 2018).

2.1.2 Vegetasjon

Ifølge kartverktøyet SAT-SKOG, som er utgitt av Norsk Institutt for Bioøkonomi (NIBIO), er Oladalen dominert av granskog med mindre soner der furu og lauvskog dominera (*Figur 19*). Av dette, så er granskogen mest utbreidd i hogstfeltet som undersøkast, med ein granandel på 99 - 60 %, furuandel på 0 - 11 % og ein lauvskogandel på 1 - 30 %. Der er og ei mindre sone med lauvskog nær starten av skogsbilvegen, samt eit område med «barblanding» (like andelar gran og furu) nærmare toppen av feltområdet, men desse blir ikkje lagt vekt på vidare. Store delar av skogdekket i feltområdet kan klassifiserast som eldre skog (41 – 80 år), med nokre mindre soner «ungskog» under 40 år. Desse anslaga har vel og merke opphav i data frå 1999, og må derfor korrelerast mot nyare informasjon slik som flyfoto (NIBIO, 2018a).

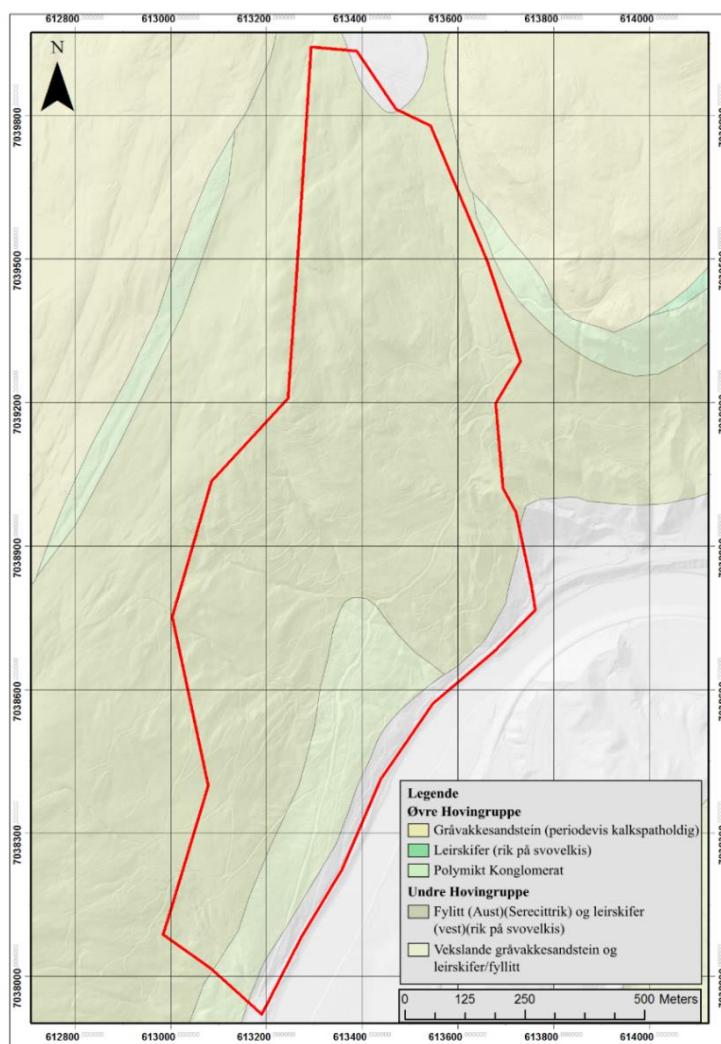


Figur 19: Figur som viser fordeling av dominerande skogtypar ved feltområdet (raudt polygon), med basis i data (WMS) henta frå karttenesta SATSKOG. Tenesta gir ei oversikt over skogressursar rundt omkring i landet, med estimat på alder, treetype og volum. Verdiane bereknast automatisk gjennom samanstilling av kart, satellittbilde og feltdata frå Landskogtaksering i eit tolkingsprogram, som vidare viser resultatane i eit eller fleire rasterkart over eit gitt område (NIBIO, 2018b). Dette kartet vart produsert av forfattar i arcGIS den 08.03.2018, og brukar skuggerelieffkart frå LIDAR-data nytta i oppgåva som underlag. Soner utan farge ligg utanfor grensa til programmet.

Skogdekka ligg i grenselandet mellom sørboreal og mellomboreal sone, som saman med nordboreal utgjer den boreale vegetasjonssonen som dekker store delar av Norge. Sona er kjenneteikna med dominans av eviggrøn barskog, myrer, og enkelte hardføre lauvtretypar slik som rogn og bjørk, samt kalde vintrar med langvarige snødekke og korte vekstsesongar. I Trøndelag blir sørboreal dominert av granskog, og skiljast frå mellomboreal ved innblanding av varmeelskande naturtypar som edellauvskog. Sona dominera i låglandet, og avgrensast av mellomboreal ved marin grense. Mellomboreal omtalast som den vanlegaste barskogvarianten grunna mengda gran, furu og myr, samt mangelen på temperert og alpin vegetasjon. Andre vanlege tresortar omfattar rogn, bjørk og selje. Sona opptre som sagt over marin grense i Trøndelag, og går i indre dalstrøk (Nord-Trøndelag) opp til rundt 400 m.o.h. (Moen, 1998).

2.2 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i feltområdet består av ulike omdanna sedimentære bergartar tilhøyrande øvre og undre Hovingruppe, der førstnemnte oppstår i mindre soner mot nordvest og nordaust, medan sistnemnte dominera i dalbotn og skråninga generelt (Figur 20). Undre Hovingruppe



utgjerast lokalt av fylittar og leirskifrar, samt gråvakke i veksling med desse. Andre bergartar innanfor gruppa omfattar kalkstein, grønnstein, sandstein, fylittrik gråvakke, og kvartsitt. Øvre Hovingruppe består av gråvakke, leirskifer, gråvakkessandsteinar og polymikte konglomerat, der berre dei tre sistnemnte opptre

Figur 20: Berggrunnskart over feltområde (raudt polygon) i N50 skala. Kartet er produsert i arcGIS av forfatter ved hjelp av kartlaget «Berggrunn N50», som ein finn på NGU sine nettsider (Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), 2018a). Kartet nyttar skuggerelieff frå LIDAR-data nytta i denne oppgåva som underlag, og desse data vil bli omtalt nærmare i seinare avsnitt.

nær feltområdet (Lutro og Wolff, 2005).

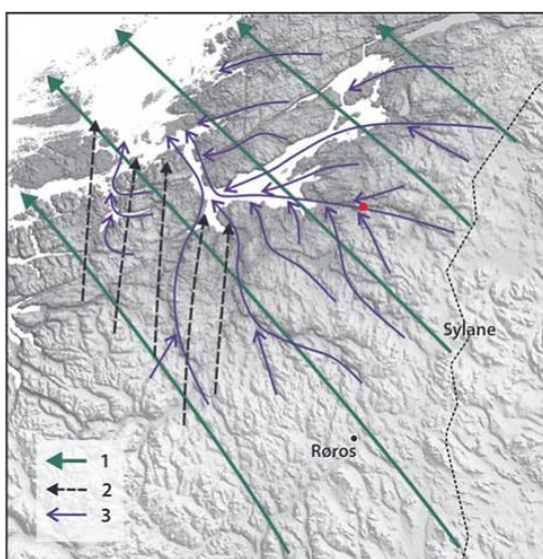
Gruppene høyrer til under Størendekket, som er ein lågmetamorf del av det større Trondheimsdekkekomplekset saman med det høgmetamorfe Guladdekket og lågmetamorfe Meråkerdekket lengre aust (Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), 2018c, 2018d, 2018e). Bergmassane utgjer øvste del av øvre allokton i dei skandinaviske kaledonidene (Gee *et al.*, 1985), og har opphav i sedimentære og vulkanske bergartar frå lapetushavet som vart danna i tidsperioda mellom seinprekambrium (ca. 500 Mya) og silur (ca. 425 Mya). Under denne siste tidsperioda, når kollisjonen mellom Baltikum og Laurentia fant stad, vart bergartane deformert og metamorfisert i varierende grad, og transportert i ei aust-søraustleg retning i form av ei rekke skyvedekker over prekambrisk grunnfjell (Wolff, 1989; Fossen *et al.*, 2013).

2.3 Kvartærgeologisk historie og lausmassefordeling

2.3.1 Kvartærgeologi

I løpet av *kvartær* (2,6 mya – notid), som er jordas yngste tidsperiode, har Norge blitt utsett for opptil 40 ulike istider og mellomistider med påfølgjande vekst og oppsmelting av brear og innlandsis (Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), 2015a). Perioda er prega av eit ustabil og progressivt kaldare klima, som blir styrt av sykliske endringar i jordaksen si helling (41 000 år) og presesjon (23 – 19 000 år), samt jorda si bane rundt sola (ca. 100 000 og 400 000 år). Desse syklusane, kalla *Milankovich* syklusar, korrelere ofte med start og slutt av istider og mellomistider, samt varme og kalde periodar (interstadialar og stadialar) innan desse (Ruddiman, 2013; Vorren og Mangerud, 2013).

Istidene har vore ansvarleg for mykje av landformene og avsetningane ein har på fastlandet og norsk sokkel i dag, der spesielt fjordar, morenar og ulike randavsetningar kan nemnast. Desse

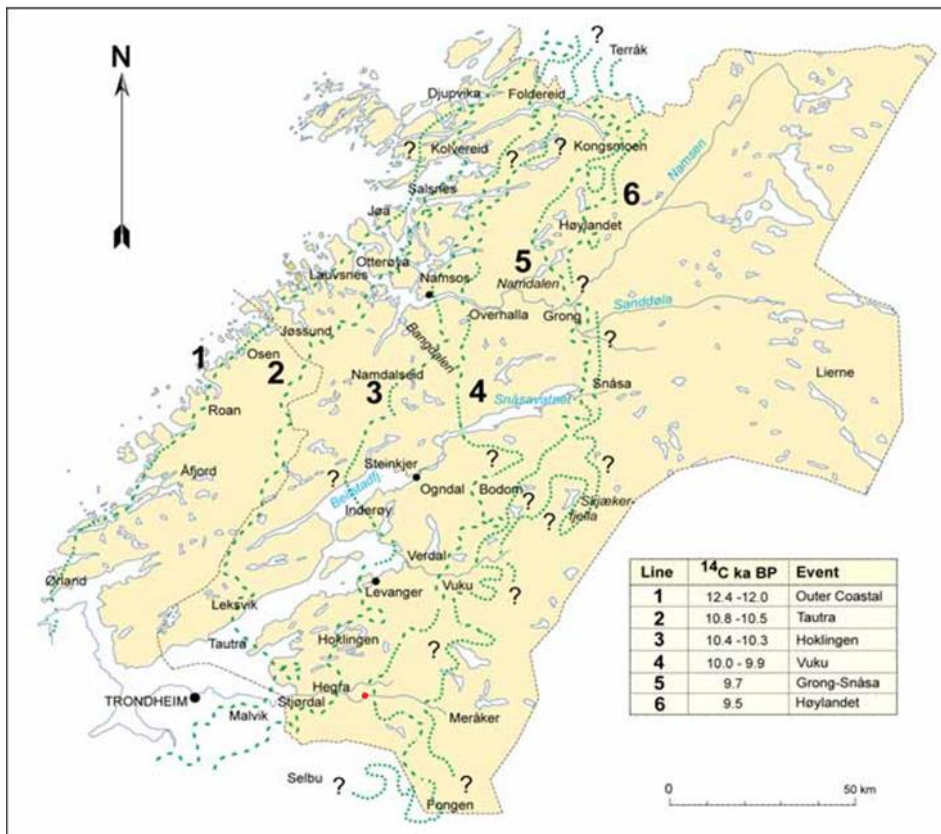


Figur 21: Rekonstruksjon av brebevegelsar i midt-Norge gjennom siste del av Weichsel. Figuren er henta frå (Rise *et al.*, 2006), og er ein modifisert variant av den ein finn i (Reite, 1994). Dei grønne pilene viser dominerande bevegelsesretning under LGM (20 000 år sidan), mot nordvest. Stipla svarte linjer viser yngre isbevegelse i retning nord, sannsynlegvis frå ei iskappe i Trollheimen. Og lilla linjer piler markera dei yngste bevegelsane, som oppstod under nedsmeltinga av innlandsisen når topografien fekk større innverknad på orientering av isstraumane. Raudt punkt markera feltområde i denne oppgåva.

vart danna ved at brear grov ut lausmassar og berg frå tilgrensande terreng, og transportert materiale vidare oppå, gjennom eller under breen fram til endeleg avsetningsområde (Thoresen, 1991; Andresen, 2000; Benn og Evans, 2010). Størsteparten av avsetningane på land vart danna i løpet av siste istid, populært kalla Weichsel i Nord-Europa, som varte frå kring 117 000 – 11 700 år før notid (Vorren og Mangerud, 2013).

Under denne tidsperioda, enda landisen med å fullstendig dekke over det skandinaviske fastlandet ut til kontinentalskråninga ved siste istidmaksimum (LGM, ca. 20 000 år sidan) (Svendsen *et al.*, 2004), og dekte landflatene samt fjordane i midt-Noreg med eit 1000 – 2000 meter tjukt lag med is. Breisen bevegde seg stort sett uavhengig av underliggande topografi på dette tidspunktet, og hadde ei omtrentleg nordvestleg orientering ut Trondheimsfjorden (Solli og Sveian, 1997; Solberg *et al.*, 2008). Etter kvart som isen vart tynnare under påfølgjande smelteperiodar, vart breane meir påverka av underliggande terreng og byrja å konsentrere seg i forseinkingar slik som fjordar og dalføre (Reite, 1994; Rise *et al.*, 2006). Ei oversikt over desse endringane visast i Figur 21.

Etter LGM, byrja innlandsisen å smelte kraftig tilbake frå kystområda og fjordregionane, grunna aukande grad av solinnstråling på den nordre halvkule (Ruddiman, 2013). Dette skjedde i rykk og napp fram mot preboreal tid, grunna periodiske klimaforverringar som førte til at ismassane avanserte i fjord og dalstrøka på nytt. Desse framstøta danna store samanhengande randavsetningar rundt omkring i landet, der eit godt kjend eksempel er «Raet» i Oslofjordområdet, som vart danna i Yngre Dryas (Thoresen, 1991; Bargel, Lagerbäck og Nenonen, 2007). I Trøndelagsområdet kan ein finne seks slike trinn, og ei oversikt over deira utstrekning samt alder i tidlegare Nord-Trøndelag kan ein sjå i Figur 22.



Figur 22: Oversiktskart over randavsetningar (trinn) i nordre delar av Trøndelag fylke. Trinna viser ulike stadium av isavmelting etter LGM, der «*ytre kysttrinn*» (Outer Coastal) og «*Tautra*» representera framrykk etter storskala kalving av isdekket inn gjennom Trondheimsfjorden, «*Hoklingen*» representera eit større framstøt etter isen har trekt inn i dalstrøka, og dei tre siste representera mindre framrykk som oppstod gjennom preboreal etter kvart som landisen smelta ned. Figuren er henta frå (Bargel, Lagerbäck og Nenonen, 2007), og er ein modifisert variant av den ein finn i (Reite, 1997). Raudt punkt markera lokaliteten av feltområdet.

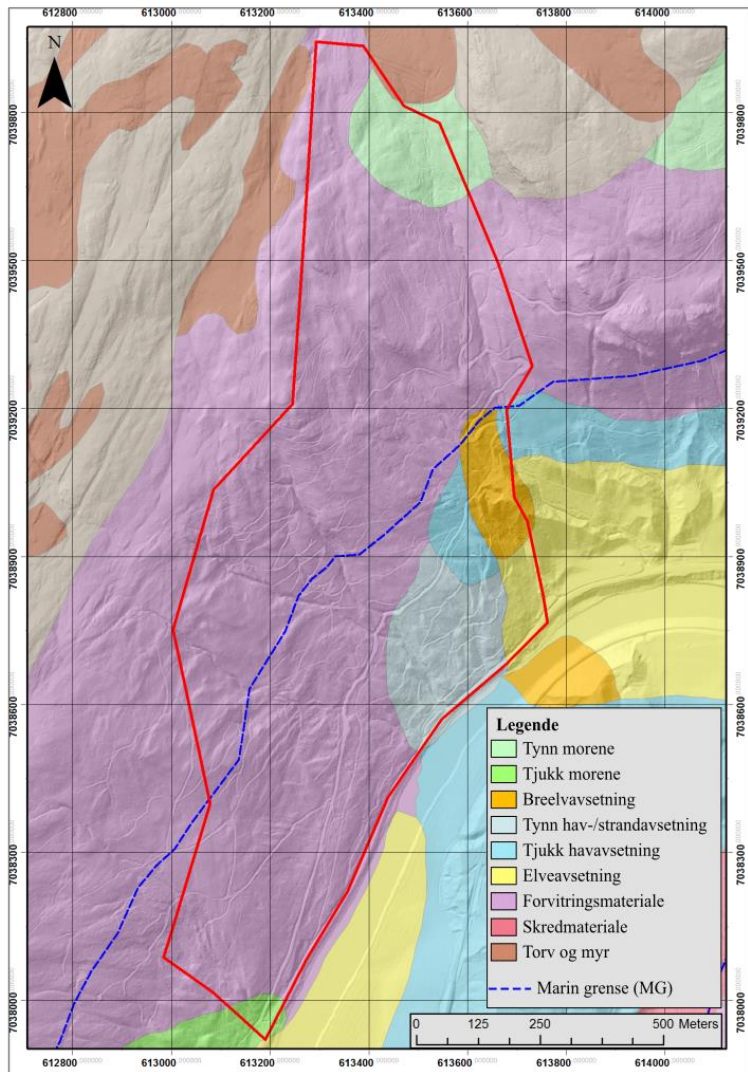
I Stjørdalen er det *hoklingentrinnet* og *vukutrinnnet* som er mest aktuelle. *Hoklingentrinnet* vart danna under eit brefframrykk nær slutten av yngre dryas, etter at isfronten hadde bevegde seg 20 – 50 km aust frå *tautatrinn*-avsetningane, og kan i dag observerast som ei samanhengande rad av doble moreneryggar frå Levanger til Hegra, samt vidare mot sørvest. *Vukutrinnnet* oppstod i løpet av ei periode når innlandsisen var i hurtig nedsmelting i tidleg til sein preboreal, og representera derfor eit av fleire mindre framrykk, saman med *Grong-Snåsa* og *Høylandet trinnet*. Trinnet utgjerast som regel av glasifluviale delta, sandurar, eskerar, kame-terrasser og randmorenar i dalføra, og kan i dag finnast nær Grindmoen ved Flora i form av ei mindre glasifluvial iskontaktavsetning (Reite, 1994, 1995; Solli og Sveian, 1997).

Innlandsisen fortsette å trekke seg tilbake i løpet av preboreal, og ved starten av boreal for ca. 9000 år sidan låg det berre att restar sør og aust for hovudvasskiljet. Trøndelag var på dette tidspunktet isfritt, og grunna isostatisk landheving samt glasi-eustatisk havnivåauke, så steig marin grense opptil 160 - 200 meter over dagens nivå. Stigninga skjedde gradvis, og førte til at ein fekk avsett marine avsetningar både under og over massar produsert av brear. Isrestane

rundt vasskiljet førte vidare til danninga av store bredemte sjøar, som hadde drenering mot Trondheimsfjorden via Gauldalen, Stjørdalen og Verdalen. Denne dreneringa, saman med påfølgjande landheving og elveerosjon, førte til storskala nedkutting og destabilisering av eksisterande massar og terreng, samt transport av massane ut i Trondheimsfjorden (Reite, 1990; Reite, Sveian og Erichsen, 1999; Rise *et al.*, 2006; Høgaas *et al.*, 2012).

2.3.2 Lausmassar

Ifølge kvartærgeologiske kart frå NGU (Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), 2018b), så er forvittringsmateriale den dominerande lausmasstype i feltområdet. Avsetningane ligg tynt eller usamanhengande over sørlege, vestre og nordlege delar av skråninga, og utgjer mesteparten av underlaget for hogstfeltet. Mot søraust blir massane avgrensa av marine avsetningar, der nedre delar utgjerast av tynne hav/strandavsetningar, medan øvre del utgjerast av tjukkare havavsetningar. Lengre aust finn ein ei landform beståande av glasifluviale massar, som ifølge (Reite, 1994) er restar av eit mogleg iskontaktdelta frå *Vuku trinnet*. Desse avsetningane verkar til å samsvare godt med modellert marin grense (MG) i området på ca. 188 meter, og ei oversikt over deira utstrekning kan ein sjå i Figur 23.

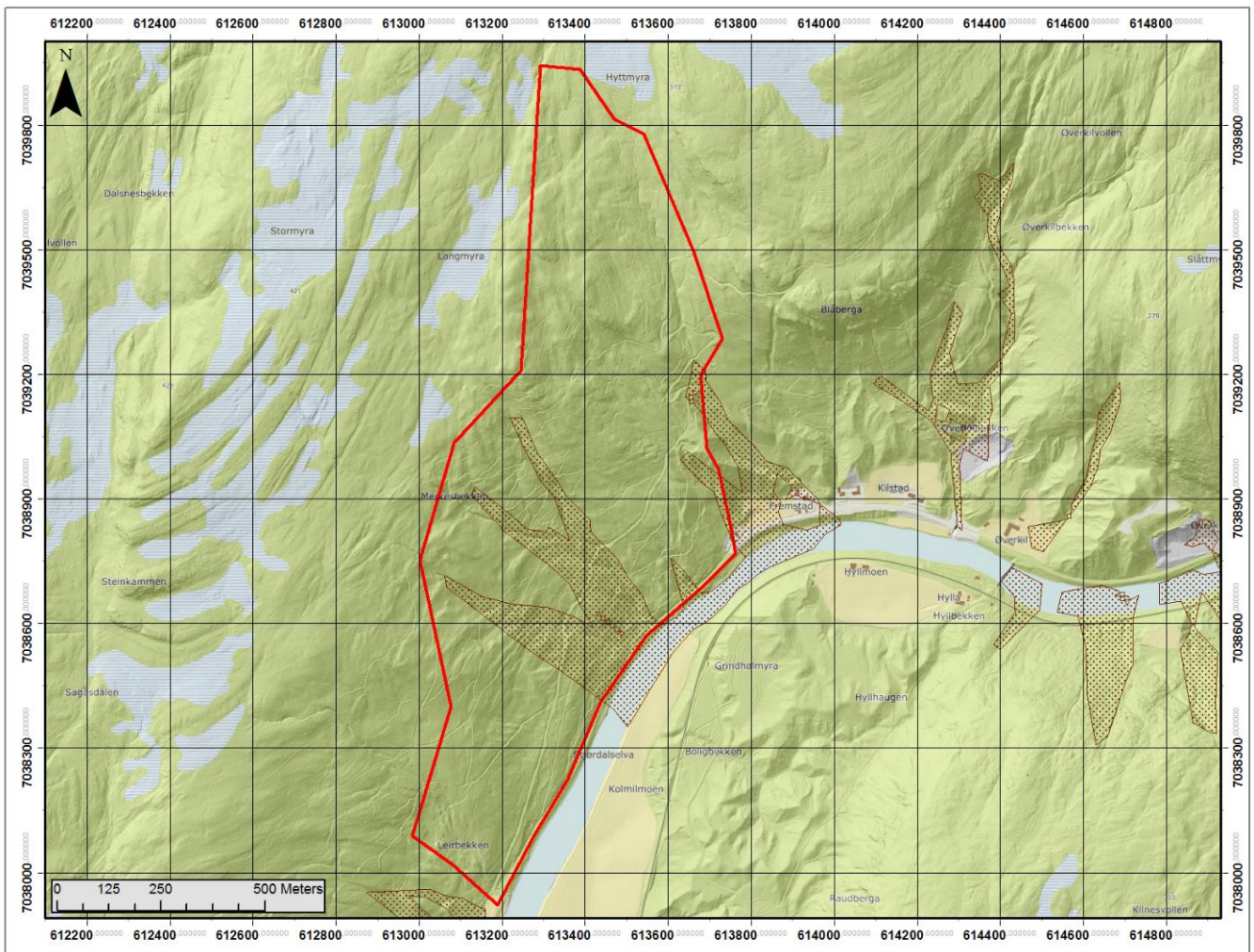


Figur 23: Kvartærgeologisk kart over feltområde (raudt polygon) i N100 skala. Kartet er produsert av forfatter i arcGIS, ved hjelp av WMS-tenestane «Løsmasser» og «Marin grense» som ein finn på NGU sine nettsider (Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), 2018a). Skuggerelieffkart frå LIDAR data nytta i denne oppgåve brukast som underlag, og vil bli nøyare omtalt i seinare avsnitt.

Resterande delar av feltområdet mot nord har mindre innslag av torv og myr, samt tynne og/eller usamanhengande morenedekker, som oppstår saman med forvitningsmaterialet. Mot sørvest finn ein og ei veldig avgrensa avsetning med tjukk morene. Dalbotnen blir elles utgjort av elveavsetningar. Basert på kartet, så kan ein stort sett forvente mektigheiter på 0.5 meter og nedover i sonene med forvitningsmateriale og tynne lausmassevariantar, medan ein i «tjukke» lausmassepar kan forvente større mektigheiter. Fjellblotningar vil og vere meir prevalente i førstnemnte.

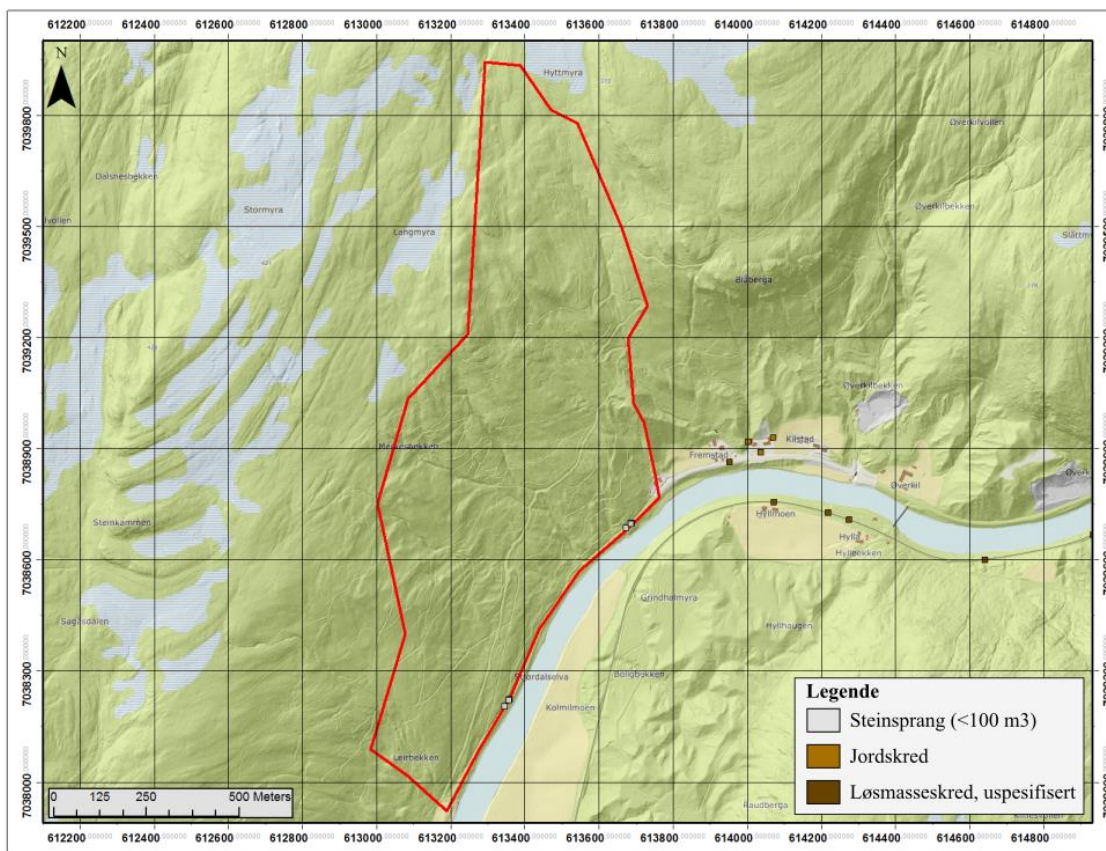
2.4 Skredfare og tidlegare skredhendingar

Basert på aktsemdskart frå NVE (Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), 2017b), så kan feltområdet vere eit potensielt utløysingsområde for både jord – og snøskred, med utløpslengder som dekker nærliggande busetnadar og europaveg. Skreda verkar til å kunne nå heilt ned til elveleiet, noko som gir potensiale for mogleg oppdemming av Stjørdalselva dersom større mengder materiale rasar ut. Steinsprang er og eit mogleg faremoment i dalføret, men aktuelle utløysingsområder er stort sett konsentrert ved *Blåberga* lengre aust, ein rygg nordaust for Øverkil, og langs fjellveggen på sørsida av elveleiet. Figur 24 viser aktsemdskart for jord – og flaumskred over terrenget rundt feltområdet.



Figur 24: Aktsemdskart for jord – og flaumskred over feltområdet (raudt polygon) og nærliggande terrenget. Kartet viser potensielle områder for utløysing og utløp av desse skredtypane, og er representert som brunfarga, prikkete polygon. Kartet er produsert av forfattar i arcGIS, der skuggereleiff frå LIDAR-data nytta i oppgåva vert brukt som grunnlag, og er vidare overlaga av WMS-tenestene topografisk norgeskart 3 og aktsemdskart for jord – og flaumskred. Sistnemnte er henta frå NVE sin kartkatalog den 07.03.2018 (Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), 2017c).

Dalføret lokalt har blitt utsett for fleire skredhendingar i nyare tid, med stor dominans av jordskred eller «uspesifiserte lausmasseskred». Størsteparten av desse råka busetnad nær *Fremstad* i mars 2012, medan andre påverka Meråkerbana på sørsida av dalen i 2012 (Mars), 2003 (Juni), og i 1992 (Januar). Resterande hendingar er utgjort av mindre steinsprang (<100 m³) langs E14 søraust for hogstfeltet, og verkar til å omfatte utrasingar av mindre steinblokker frå nærliggande lausmassar ned i grøfter langs vegstrekninga mellom 2015 og 2010 (Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), 2017b). Ei oversikt over alle skredhendingane i området rundt hogstfeltet er vist i Figur 25.



Figur 25: Kart som viser tidlegare skredhendingar nær feltområdet. Kartet viser fordelinga av enkelte skredhendingar som har blitt registrert i skredhendelsesdatabasa til NVE, samt deira fargekode som samsvara med ein viss skredtype (Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), 2017a). Kartet er produsert av forfattar i arcGIS, og nyttar same underlagsdata som Figur 23. WMS-tenesta for skredhendingar-laget er henta frå NVE sin kartkatalog på same dato som i førre figur (Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), 2018).

Hendingane i mars, 2012 var berre eit fåtal av opptil 163 ulike skred som vart utløyst i Trøndelagsområdet og austlege delar av Møre – og Romsdal, i tidsrommet mellom 27. Februar og 15. April. Størsteparten omfatta jord – og flaumskred samt grunne utglidingar i blant anna leire, medan 7 kunne klassifiserast som steinsprang/steinskred. Desse vart utløyst som eit resultat av store nedbørmengder, høg grunnvasstand og stor snøsmelting, og førte til

skadeverk på busetnadar, vegnett og jernbane. Eit eksempel er busetnadane ved *Fremstad*, der stor skade vart påført ei garasje grunn utrasing frå ei nærliggande skråning. Perioda var elles prega av flaumar, der spesielt høge nedbørsmengder og snøsmelting frå 20 – 25 mars førte til store vasstraum i større og mindre vassdrag (Fagernes, 2012; Væringstad *et al.*, 2013).

3 Metode

For å få eit estimat på området noverande og framtidige stabilitet, har det vore utført fleire typar undersøkingar og analyser. Dette omfattar litteraturstudium, feltarbeid, laboratorietestar på sedimentprøver, kartanalysar i arcGIS, og analyse av klimadata.

3.1 Kartlegging og feltarbeid

Feltarbeidet vart utført over 4 dagar på seinsommaren 2017, der dei tre første varte frå 12 – 14.09.2017, og den siste ei veke seinare den 20.09.2017. Der var og ein feltdag med vegleiar Terje H. Bargel og kandidat Ellen Sofie Sverdrup Rønningen ei veke i forkant, den 04.09.2017, men denne gjekk til introduksjon av feltområdet og problemstillinga. Arbeidet vart utført aleine under stort sett gode vêrforhold, med blå himmel, lite vind og ingen nedbør. Unntaket var onsdagen og torsdagen, då store delar av dagane vart prega av tett og lågt skydekke, med mindre nedbørsmengder på onsdagen, og kjøligare forhold på torsdagen. Siste feltdag var prega av større vindhastigheiter og lågare temperatur, men elles fint vær.

Formålet med feltarbeidet var å få samla inn data som kan vere relevante innan denne typen vurderingar, samt inntrykk og observasjonar som kan vere til hjelp under seinare tolkingsarbeid. Størst fokus vart lagt på faktorar som direkte sa noko om stabilitet og drenering i området, der både naturlege og menneskeskapte variantar vart notert og kartlagt. Dei viktigaste blant desse var stikkrenner og grøfter, vegsystem frå tidlegare skogsdrift, restar frå snauhogst som stubbar og kvist, utglidingar og erosjon langs eller utanfor veg, topografisk variasjon, drenering i og utanfor naturlege elveløp, og vegetasjonsfordeling.

Det vart og lagt fokus på kartlegging av berggrunnsvariasjon i observerte blotningar, med omsyn til type bergart, strøk og fall, og bergmassekvalitet ved hjelp av Q – systemet. Undersøkingar av lausmassar vart utført gjennom heile feltområdet, der faktorar som kornstørrelse, kornform, ruheit, sortering og pakningsgrad vart notert. Til dette vart det og tatt 12 lausmasseprøver for seinare labarbeid, med 3 prøver per tolka lausmassestype. Desse vart stort sett tekne langs grusvegen opp feltområdet, med unntak av enkelte i morene og

glasifluvialt materiale. Prøvene vart tatt ei 15-20 cm inn i skråninga, som regel i midta, slik at ein unngjekk å ta med nedfallsmateriale og forvittra jord.

Gjennom feltarbeidet vart der nytta ulike typar utstyr, der alle spelte meir elle mindre sentrale roller. Viktigast var utskrivne kart som forfattar hadde produsert i arcMAP versjon 10.3, samt flyfoto frå Norge i Bilder, då desse vart nytta som oversikter over lausmassestypar, bergartar og andre viktige faktorar i felt. Handholt Garmin GPS (GPSmap 60CSx) vart nytta til å koordinatfeste lokalitetar, med koordinatsystem «WGS 1984, UTM sone 32N» som grunnlag.

Elles vart det nytta notisbok til nedskrivning av målingar, informasjon om bilete tatt i felt, og beskrivingar av lokalitetane. Til fotografering vart digitalkamera på eigen mobil (Samsung Galaxy S5) nytta etter anbefaling frå vegleiar Terje H. Bargel og delvegleiar Øystein L. Oppsal, då dette var meint til å produsere bilete som er gode nok for ei mastergrad. Kompass med klinometer av type «Silva Expedition S» vart nytta til å kompassorientere bilete tatt i felt, til måling av strøk – og fall, og generell orientering. Tommestokk vart nytta som målestokk for bilete tatt i felt, samt måling av ulike parameter.

Til prøvetaking vart det nytta stor handspade, lita hagespade, bøtte, og vekt med krokar lånt hos Øystein L. Oppsal. Prøvene vart vidare fylt opp i 50 liters slitesterke prøvesekkar som vart utdelt frå ingeniørgeologisk lab på Institutt for geovitenskap og petroleum ved NTNU Gløshaugen. Transport til og frå feltområdet vart utført ved hjelp av leigebil.

Feltområdet vart avgrensa til å omfatte hogstflata vest for E14, men inkluderte og terrenget rundt skogsbilvegen opp til sjølve feltet, samt eit område lengre mot toppen av fjellet. Området over E14 og vegen opp til hogstfeltet vart sett på som viktigast, då det er her størstedelen av hogsten har gått føre seg nyleg. Det skogkledde området ved toppen vart tolka til å vere meir stabilt, med større tettleik av skog og slakare helling, men vart tatt med for å seinare kunne samanliknast med det yngre hogstfeltet. Eit mindre område i sørvest vart seinare inkludert, då her vart oppdaga større grad av erosjon langs ein lokal driftsveg.

Grunna tett vegetasjonsvekst og ujamt terreng, vart mesteparten av feltobservasjonane haldt til områder rundt skogsbilvegen og driftsvegen mot sørvest. Dette var gjort av sikkerheits – og tidsomsyn, då forfattar jobba aleine i feltområdet og at det ville tatt for lang tid å kartlegge alt. Resterande delar av feltområdet vart undersøkt på avstand frå desse vegane, frå E14 i botnen av dalføret, og ved hjelp av kart med basis i til dømes LIDAR.

3.2 Laboratorieanalysar

Laboriearbeidet vart utført på ingeniørgeologisk, flotasjons, finknusings, og kjemisk-/mineralogisk laboratorium hos institutt for geovitenskap og petroleum (IGP) ved NTNU. Testane vart gjort i løpet av oktober og november, 2017, der 5 av totalt 12 prøver vart analysert. Tre av desse kom frå morena i hogstfeltet, ei frå forvittringsmaterialet som oppstod under bergeksponeeringar, og den siste frå morena i nordre delar av feltområdet. Dette utvalet vart gjort med tanke på tidsforbruk og viktigheita av prøvene for området stabilitet, då det ville tatt for lang tid å analysere alt, og at det stort sett er morena i hogstfeltet som dominera.

Formålet med undersøkingane var å finne karakteristikkar ved dei ulike lausmassane, som kunne nyttast til å støtte eller endre tolkingar frå felt og kontorarbeid. Resultata kunne og samanliknast med eksisterande data frå andre publikasjonar, for å gi eit inntrykk av korleis materialet sine eigenskapar er samanlikna med andre liknande avsetningstypar. Eigenskapar som var av interesse var kornfordelinga, innhald og komposisjon av finstoff, sortering, mineralkomposisjon til større korn, og form på dei grovare korna i massane (≥ 4 mm).

Til analyse av kornfordeling og sortering, samt finstoffet (< 0.063 mm) si oppbygging, vart det nytta ein kombinasjon av sikteanalyse og laserdiffraksjon. Analyse av materialet si flisigheit (FI) og kornform (SI) vart utført ved hjelp av stavsikt, skyvelære og visuell vurdering. Og til analyse av dominerande mineraltypar i grovare fraksjonar, vart XRD-test brukt.

Prøvemengde nytta i testane vart bestemt i henhold til Statens Vegvesen sine retningslinjer for laborieundersøkingar (Vegdirektoratet, 2016), med grunnlag i ei landsdekkande undersøking av norske morener utført av (Jørgensen, 1977) som føreslått av stipendiat Øystein L. Oppsal. Jørgensen argumenterte for at «16 mm» burde vere maksimal kornstørrelse ein baserer seg på til sikteanalyse, då større korn ville krevja langt større prøvemengder enn det som er praktisk. Dette ser ein godt i delkapittel 13, metode 131, i vegvesenet si handbok, då ein treng minimum 10 kilo for ein maksimal kornstørrelse på 31.5 mm, medan ein for 16 mm berre må ha 2.6 kilo.

«16 mm» har derfor blitt sett som størst siktevidde for sikteanalysa. Dette vart tatt omsyn til under feltarbeidet, ved at ein unngjekk å ta korn større enn dette, og heller dokumenterte desse fraksjonane via målingar og visuell vurdering. For morenane var ikkje dette noko problem, men under prøvetaking av forvittringsmateriale var dette vanskeleg å unngå då desse avsetningane var nokså ustabile. Etter slutført sikting vart der liggande att varierende

mengder fragment over 16 mm på dei ulike prøvene, men til tross for dette vart 2.6 kilo nytta som minimums prøvemengde, då det ville blitt for tidkrevjande å splitte meir.

3.2.1 Sikteanalyse

Sikteanalyse vart utført på tidlegare nemnte lausmasseprøver, etter dei hadde blitt splitta til representative prøvemengder i henhold til Statens Vegvesens handbok R210 Laboratorieundersøkingar, delkapittel 10, metode 101 (Vegdirektoratet, 2016). Under splittinga vart 2.6 kilo nytta som minimumsverdi, då ein måtte ta omsyn til mogleg vektreduksjon etter tørking grunna fordamping. Dette opplevde ein med moreneprøve (S) nr. 2 og 3, noko som førte til at meir materiale måtte splittast og tørkast for desse.

Siktinga vart utført med basis i metode 131 frå delkapittel 13 i Statens Vegvesen si handbok R210 Laboratorieundersøkingar (Vegdirektoratet, 2016), med mindre modifiseringar. Materialet vart først sikta i siktemaskin på ingeniørgeologisk laboratorium, gjennom satsar med sikteopningar på 10 mm, 8 mm, 6.3 mm, 5 mm, 1 mm, 250 μm og 63 μm i 30 minutt. Deretter vart fraksjonane vaska for å få ut mesteparten av finstoffet ($< 63 \mu\text{m}$), og vaskevatn saman med vaska materiale blei sett i tørkeskap i 24 timar på 105 °C. Etter tørking vart fraksjonane som gjekk gjennom 5 mm siktet og det som landa på 10 mm siktet prosessert på nytt, medan finstoffet frå vaskevatnet vart tilført botnpanna.

Fraksjonane som landa på 1 mm, 250 μm og 63 μm sikt vart prosessert i ein ny sats med sikteviddene 4 mm, 2 mm, 1 mm, 500 μm , 250 μm , 125 μm og 63 μm . Siktetida varierte mellom 15 og 30 minutt, avhengig av kor mange sikt som vart brukt, og kor mykje finstoff ein fekk ut. Fraksjonar over 10 mm vart sikta manuelt med vidder på 16 mm, 12.5 mm og 10 mm.

Vekt til materialet frå sikting vart målt i slutten av kvar sikteoperasjon, slik at ein var sikker på at ein ikkje hadde meir enn 1% avvik. Etter all sikting vart ferdig, nytta forfatar dei endelege vektene samt totalvekta til berekning av kumulativ vektprosent, som seinare nyttast til danninga av kornfordelingskurver. Bilde av siktemaskin kan ein sjå i Figur 26.



Figur 26: Siktmaskin på Ingeniørgeologisk lab hos IGP, som vart nytta til separasjon av lausmasseprøver til kornfordelingsanalyse. I dette bildet siktast Moreneprøve (S) nr. 1 med første siktesats (Dato: 11.10.2017).

Formålet med testen er i hovudsak å finne ut kornfordelinga til lausmassane frå felt og bestemme materialtypen, men og å skaffe materiale til XRD samt måling av form-indeks (SI) og flisigheits-indeks (FI). Kornfordelinga blir presentert gjennom siktekurver, som kan vurderast visuelt for å finne ut karakteristikkar som sortering, eller målast for å skaffe verdiar til berekning av til dømes hydraulisk konduktivitet.

Feilkjelde forbunde med denne analysa er hovudsakleg menneskelege feil, då der ikkje har vore feil på utstyr under arbeidet. Dei største bidraga kjem sannsynlegvis frå søling av vaskevatt, materiale under sikteprosessen, eller frå tørka materiale. Andre feilkjelda omfattar unøyaktige målingar av materiale etter eller under sikting, samt innføringsfeil når verdiar vart overført til Excel. Tap av finstoff gjennom svevestøv er og sett på som ein mogleg feilkjelde, men grunna den låge vekta er dette sett på som neglisjerbart.

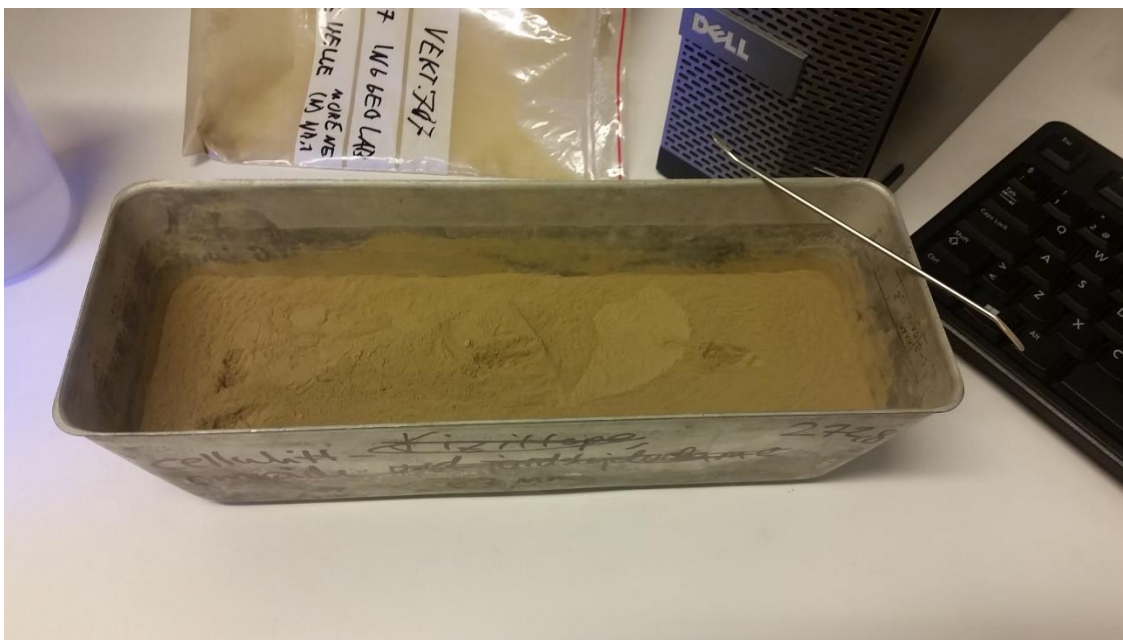
3.2.2 Laserdiffraksjon

Finstoffet ($< 63 \mu\text{m}$) frå sikteanalysa vart vidare analysert i eit laserdiffraksjonsapparat av typen «Malvern Mastersizer 3000» på flotasjonslaboratoriet, under vegleiing av overingeniør Håkon Havskjold. Materialet vart først overført til ei metallskål (Figur 27), og blanda i ca. 2 minutt for å unngå segregasjon av fine og grove korn. Deretter vart det analysert ved hjelp av ei såkalla «spot-analyse», der fleire stikkprøver frå det blanda materialet vart prosessert for å

skaffe eit større datagrunnlag, som vidare kunne snittast for å gi eit betre estimat på kornfordelinga samt vurdere kvalitet på blandingsprosessen.

Analysa følgjer for det meste standardisert framgangsmåte som brukt på flotasjonslab for denne type test. Ein startar med å ta ut mindre mengder blanda materialet ved hjelp av ei tynn skeid, og heller det opp i ein testbeholdar fram til ønska verdiar er oppnådd i apparatet (9-12 % Obscurity). Samtidig blir suspensjonen rørt om og utsett for ultralyd, slik at mest mogleg enkeltpartiklar blir haldt i suspensjon. Når ønska verdi for «Obscurity» er nådd, slåast ultralyden av og analysa settast i gang når alle luftbobler i behaldaren er oppløyst.

Maskina tek i utgangspunktet 3 målingar, men for kvar stikkprøve vart det tatt 6 for å skaffe eit godt datagrunnlag. Dette gav større moglegheiter for at materialet kunne fnokke då ultralyden var slått av, så for å sikre god kvalitet på resultatet, vart ei grense på 1 SD sett. Låg ei prøve over denne verdien, måtte den takast på nytt. Låg den under, vart utstyret vaska og preparert før neste stikkprøve eller prøvesett.



Figur 27: Bilde av beger nytta under laserdiffraksjonstest. Materialet er blanda i begeret slik at ein unngår segregasjonseffektar, og blir deretter tatt 3 stikkprøver av på ulike stadar. I dette bildet er prøvene tatt til venstre, midta og til høgre i begeret (sjå gropene i toppen av finstoffet) (Dato:07.11.2017).

Apparatet måler størrelsen av partiklar og kornfordelinga til finstoffet ved hjelp av laserdiffraksjon. Dette gjerast ved at finstoff blir haldt i suspensjon i eit dispergensmiddel, for deretter å bli pumpa inn ei celle som blir gjennomlyst av ein laser. Når partiklane passerer gjennom denne, vil laserens vinkel ved lysbryting når den treffer korna, noko som

fører til spreining av intensiteten. Dette varierer utifrå størrelsen på partiklane, der store partiklar fører til lita grad av bryting, medan mindre partiklar har ei større effekt. Apparatet nyttar deretter Mie-Teorien om lysbryting for å analysere spreininga av laserintensiteten, og relatere dette til ulike kornstørrelsar (Malvern Instruments, 2017).

Formålet med analysa er å finne ut kornfordelinga til materiale under 63 mikrometer, der spesielt forholdet mellom silt og leire har vore i fokus. Dette kan enkelt observerast i data frå apparatet, då det automatisk delar opp målingane i 100 størrelsesklasser, og gir verdiar for både frekvensfordeling og kumulativ volumprosent. Desse verdiane kan nyttast til å vise kva kornstørrelsar som dominera i finfraksjon, samt korleis kornkurva frå sikting ser ut under 63 μm . Til vidare bruk i oppgåva vart verdiane i tabellane snitta, slik at ein enda opp med eit sett verdiar per lausmasseprøve.

Utstyr nytta under testen er stort sett det same som i tidlegare nemnt standard (Figur 28), med unntak av prøveveska (dispergensmiddelet). Denne skulle bestå av 475 ml de-ionisert vatn og 25 ml 10 % Natrium metafosfat, men då sistnemnte vanlegvis ikkje vart brukt, vart forfattar anbefalt å nytte 500 ml de-ionisert vatn. Elles vart «Default» måleparameter nytta for materialet, då der ikkje fantast andre førehandssette parameter for leir på maskina («Default» låg nokså nært verdiane ein finn for muskovitt, eit mineral forfattar mistenkjer dominera mykje i lokal berggrunn), og «non-rounded» nytta som formparameter på korna.



Figur 28: *Bilde av oppsett nytta under laserdiffraksjonstest. Til høgre kan ein sjå ein prøvepose med materiale før blanding, ei tynn skeid som vart nytta til påfylling av materiale, ei glaskolbe brukt til reinsing av apparatet, og datamaskina som vart nytta til å styre prosessen og hente ut resultat. I midta kan ein sjå sjølve*

blandeapparatet (Type Hydro EV (Malvern Instruments, 2017)), med ei klar kolbe fylt med 500 ml de-ionisert vatn. Og til venstre kan ein sjå sjølve laserdifferaksjonsmaskina. Slangane som går frå blandeapparatet og til laserdifferaksjonsmaskina nyttast til å pumpe veske inn og ut av cella, både under testing og reinsing (Dato: 06.11.2017).

Viktige feilkjelder for denne type test omfattar som regel menneskelege feil under preparering av prøver, ugunstig val av testparameter, og fnokkingseffekter under måling. Dårlege prosedyrar under testinga kan og vere ein mogleg feilkjelde, ved at feilaktig utføring av enkelte steg kan gi upålitelege resultat.

3.2.3 Flisigheitsindeks (FI)

Måling av flisigheitsindeks er ein av to fysiske testar som vart utført på dei grovare fraksjonane frå sikting. Testen omfattar materiale med kornstørrelse frå 4 - 100 milimeter, og krevjar bestemte fraksjonar innanfor dette spennet. Dette vart bestemt i forkant av siktinga, med basis i utstyrstilgjengelegheit for måling av parameteren. Følgjande fraksjonar har derfor blitt testa: 16 – 12.5 mm, 12.5 – 10 mm, 10 – 8 mm, 8 – 6.3 mm, 6.3 – 5 mm og 5 – 4 mm.

Analysa tek utgangspunkt i norsk standard «NS-EN 933-3:2012», som kan bli funne på nettsida www.standard.no (Standard Norge, 2013). Materialet innanfor fraksjonane blir først vege, slik at ein har tilgang på total vekt (M_1). Deretter tømstast dette over i eit «stavsikt» (Figur 29), som er underlagt av eit A3 ark. Siktet blir vidare rista manuelt til der ikkje er meir gjennomfall (Maks:1 min), og eventuelle mindre grupperingar blir filtrert for hand. Materialet som har falt gjennom siktet blir vege (M_2), og ført tilbake til posen saman med resten av prøva. Flisigheitsindeksen blir deretter utrekna ved å finne ut kor mange prosent « M_2 » utgjer av « M_1 ». Verdien får nemninga «FI», og rundast av til nærmaste prosent.



Figur 29: Stavsikt nytta til måling av flisigheits-indeks. Siktet består av parallelle rader med sylindriske stavar, i staden for kryssgåande variantar slik ein har med vanlege sikt. Spaltene mellom stavane er designa til å ha ei breidde tilsvarande halvparten av øvre kornstørrelse for siktet, til dømes at eit sikt med øvre grense på 20 mm har ei spaltebreidde lik 10 mm. I figuren kan ein sjå resultatet av sikting innan fraksjonen 16 – 12.5 mm, med ei spaltebreidde på 8 mm (30.10.2017).

Formålet med testen er å finne ut forholdet mellom «kubiske» og «ikkje-kubiske korn» i eit materiale. Dette beskriver massane si «flisigheit», og er ein viktig parameter dersom ein skal vurdere stabiliteten til avsetningane i felt (Vegdirektoratet, 2016)(Metode 144). Data blir i utgangspunktet presentert som prosentlar for enkeltfraksjonar, men kan snittast for å få eit estimat på total flisigheit. Data kan og plottast i ulike diagram for å vise variasjon mellom enkeltfraksjonar eller ulike lausmassetypar.

Av viktige feilkjelder for denne typen test, er det stort sett menneskelege feil som dominera. Dette omfattar dårleg utføring av siktinga, søling av materiale under reinsing av sikt, overvurdering av eit materiale si flisigheit ved manuelle prosedyrar, og upresis veging ved måling av « M_1 » og « M_2 ».

3.2.4 Formindeks (SI)

Formindeks (Og kalla «Shape-index») er den andre testen utført på grovmateriale frå sikting. Analysa brukar liknande prøvemateriale som for måling av flisigheitsindeks, men med ei øvre grense på 63 mm i staden for 100 mm. Testen tek og føre seg kornstørrelsar større enn 16 mm, noko ein ikkje fekk undersøkt under førre test då grunna utstyrsangel.

Analysa vart utført med utgangspunkt i norsk standard «NS-EN 933-4:2008», som kan bli funne på nettsida www.standard.no (Standard Norge, 2008). Metoda fungera i prinsippet på

same måte som den brukt til å måle flisigheitsindeks, men i staden for å måle gjennomfall av partiklar frå eit stavsikt, så nyttast ei skyvelære i metall for å gi same type informasjon (Figur 30). Først målast lengste akse på partikkelen, og deretter prøver ein å føre partikkelen gjennom ei glipe i høgre del av instrumentet langs sin kortaste akse. Dersom partikkelen passera denne, blir den lagt til materiale i kategorien «M₂». Etter alt materiale er prosessert, så gjerast same type berekningar som for flisigheitsindeks.



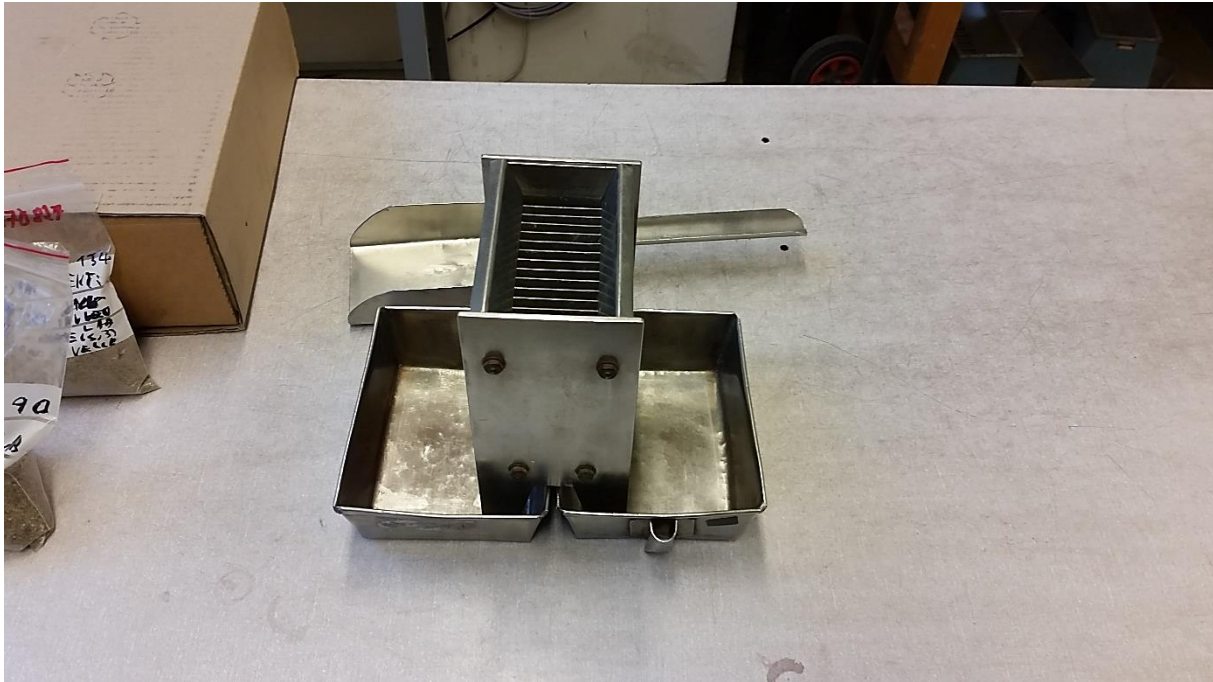
Figur 30: Bilde av skyvelære brukt til måling av form-indeks, samt ferdig prosessert fraksjon. Alt materiale vart først målt i den opne spalta langs målestokken (Øvre del av apparatet). Deretter vart partiklane forsøkt ført gjennom spalta nedst i bildet. Passerte den gjennom denne, vart partikkelen lagt i ein haug saman med andre som hadde passert, medan resterande materiale vart lagt i ein annan haug. Her kan ein sjå passerte partiklar til venstre, og restmateriale til høgre. (Dato: 31.10.2017)

Formålet med testen er det same som for måling av flisigheitsindeks, nemleg å finne ut forholdet mellom «kubiske» og «ikkje-kubiske» korn i materialet. Ifølge stipendiat Øystein Lid Oppsal, var det lurt å nytte seg av begge då dei fortalte same type informasjon, og kunne nyttast til å støtte opp om kvarandre. Resultata kunne og samanliknast for å sjå om der oppstod variasjon, noko som vil kunne seie meir om forma til dei grovare partiklane. Dette vart observert under målearbeidet, då forfattar testa fragment som satt fast i stavsikt, og erfarte at nokre gjekk gjennom glipe på skyvelæra. Feilkjeldene som omfatta måling av formindeks er stort sett dei same som for flisigheitsindeks, med unntak av materialsøl.

3.2.5 XRD analyse (X-ray Powder Diffraction)

Etter måling av flisigheitsindeks og formindeks, så kunne ein byrje på arbeidet med XRD målingane. Testane vart utført under vegleieing av overingeniør Laurentius Tjihuis den

09.11.2017. Testane tok føre seg materiale i fraksjonen 0.5 – 1 mm, som vart valt fordi det ville bli enkelt å knuse ned, samt at der var meir enn nok materiale til både splitting og seinare testing. Materialet vart splitta på finknusingslaboratorie ved hjelp av mikrosplittar (Figur 31), i henhold til Statens Vegvesens handbok R210 Laboratorieundersøkelser, delkapittel 10, metode 101 (Vegdirektoratet, 2016).



Figur 31: Bilde av mikrosplittar (Type riffle-splittar), beger, og spade nytta til å splitte ned lausmassefraksjonar ned i representative prøvemengder. Prøver kan observerast til venstre i bildet (Dato: 09.11.2017).

Prøvene vart splitta ned til ein representativ prøvestørrelse på mellom 10 og 20 gram, og deretter plassert i små brune papirposar for vidare preparering. Ei av prøvene oversteig øvre grense med 2 gram, men dette skulle ikkje vere noko problem ifølge Laurentius. Overflødig materiale vart ført tilbake i oppbevaringsposar.

Det splitta materialet vart vidare knuste opp i ei grøn svingmølle (Figur 32A) ved hjelp av eit knusekammer og 2 agat element med ulik radius og form (Figur 32B). Materialet vart først jamt fordelt mellom agat-elementa i knusekammeret. Kammeret vart deretter lukka og festa til svingemølla ved hjelp av metallarmatur, og rista på 710 rotasjonar/min til materialet var knust ned til 10 mikrometer. Denne kornstørrelsen var nødvendig for seinare testing, då ein stort sett finn enkeltmineral på dette størrelsesnivået, noko som er ønskeleg for å få mest mogleg representative resultat frå XRD. Samtidig vil ein unngå for mykje nedknusing, då ein kan ende opp med å øydelegge mineralkorn, noko som vil gi feilaktige resultat frå XRD.

Figur 32: Figur som viser utstyr nytta til knusing av prøvemateriale for XRD-test.

Øvre bilde (A) viser grøn svingmølle som vart brukt til sjølve knusinga.

Metallarmatur i midta held knusekammer på plass under risting.

Nedre bilde (B) viser knusekammer nytta til oppbevaring av prøve under prosessen, samt tidlegare nemnde

agat-elementa. Det indre elementet har ei sylinderform med følgjande

dimensjonar:

4.9 cm høgde og 7 cm diameter. Det

ytre elementet er forma som ein hul sirkel, og har følgjande

dimensjonar: 13.3 m diameter, 2.5 cm breidde og same høgd som indre element.

Nødvendig knusetid vart funne ut ved ein kombinasjon av fleire metodar. Den første omfatta fysisk føletest, der ei mindre mengde pulver frå førstegongs knusing vart lagt

på eit papirark, og gnikka mot arket med ein finger. Dersom materialet ikkje kjentast grovt ut, vart det testa vidare med ei glasplate på same måte. Dersom der var lite gnissing mot glasplata, vart dette og sett på som godkjent. Visuell vurdering av materialet vart og nytta som ein tredje og siste test, der ein leir-aktig tekstur vart sett på som eit godkjent resultat. Prøver som ikkje var godkjente utifrå desse testmetodene, vart sett til 30 sekund eller 1 minutt ekstra knusetid fram til ønskelege resultat vart oppnådd. For moreneprøvene var det nok med 4 minutt knusing, medan for forvittringsmateriale haldt det med halve tida.

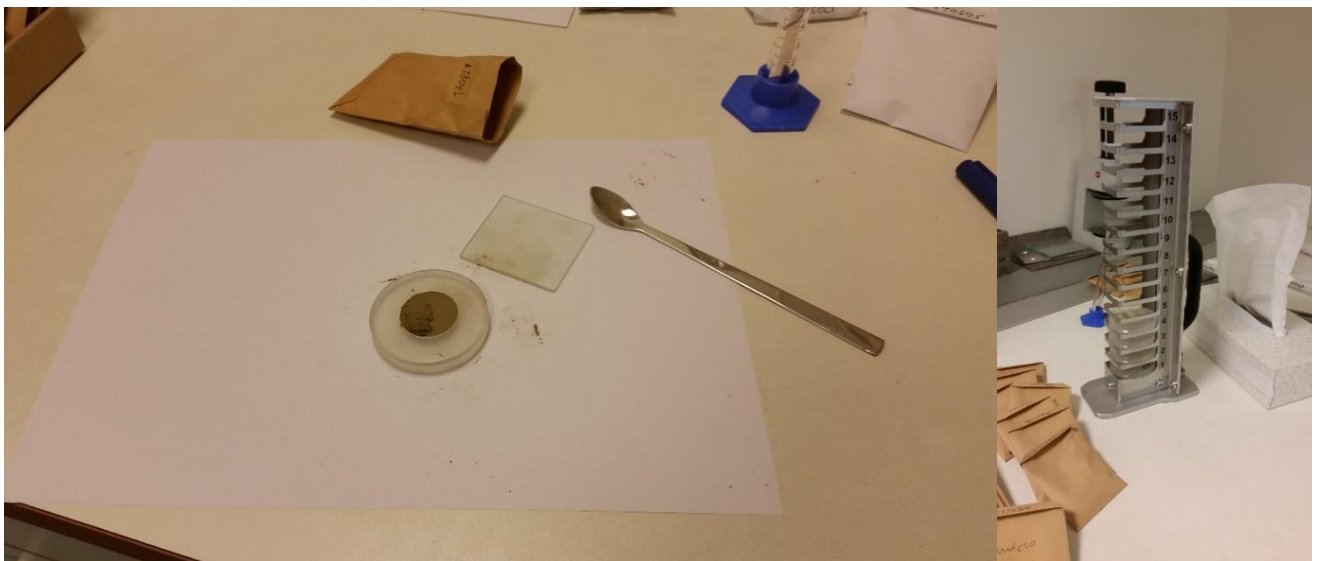
Etter prøvene var ferdigknuste, vart materialet kosta frå agat-elementa og knusekammeret, og over på eit reint papirark. Arket vart vidare nytta til å helle mesteparten av prøva over i prøveposen materialet kom frå, og dei små mengdene som ikkje kom med vart sett på som eit neglisjerbart tap. Elementa og knusekammeret vart vaska og reinsa i mellom kvar prøve, for å



hindre kontaminering mellom ulike lausmasseprøver. Dette vart gjort ved hjelp av kosting under av sug, vasking med vatn og sprit for å fjerne dei minste partiklane, og tørking med fint og grovt papir for å fjerne attverande finstoff og fukt.

Etter alle prøvene var ferdigknuste, vart utstyr og lab reinsa for å hindre at materiale frå forfattar sine prøver skulle kontaminere andre kandidatar og fagpersonar sine prøver. Deretter vart knuste prøver tatt med opp til Laurentius Tjihuis sitt kontor, og vidare transportert til Kjemisk-/mineralogisk laboratorium ved IGP for preparering til XRD.

Preparering til XRD vart gjort i henhold til standardisert metode nytta ved Kjemisk-/mineralogisk laboratorium. Først blir materialet tatt ut med ei spritvaska, tørr skeid, og spreidd ut over ein plastdisk som skal settast inn i XRD maskineriet. Når passende mengde har blitt lagt på, pressast prøva vertikalt ned med ei glasplate, og blir spreidd ut ved å utføre sirkulære bevegelsar. Glasplata blir deretter ført over disken med ein tilnærma horisontal vinkel, slik at overflata blir så flat som råd. Vidare nyttar ein finpapir fukta med sprit, og tørkar rundt kanten for å fjerne restar som kan gi feilaktige resultat. Etter dette settast ferdig preparert prøve i eit tårn (Figur 33), og utstyr blir vaska med vatn og sprit før ny prøve takast.



Figur 33: Figur som viser prøvepreparering av knust materiale for XRD-test. Bilde til venstre viser ei nesten ferdig prøve i ein prøvedisk, med nokre mindre restar på topp som skal fjernast og leggast tilbake i pose. Legg merke til kor flat resten av prøva er. Dette er nødvendig for at maskina skal gi best moglege resultat. Elles i bildet ser ein glasplata nytta til å glatte ut prøvematerialet, og ei skeid nytta til å overføre materiale imellom posen og prøvedisken. Til høgre ser ein tårnet som ferdige prøver settast inn (Dato: 09.11.2017).

Når prøvene var ferdig preparert, blei tårnet sett inn i XRD maskina (Figur 34), som ved automatikk utførte resten av analysa. Informasjon frå prosesseringa vart vidare analysert av vegleiar Laurentius Tjihuis saman med forfattar den 08.12.2017, ved hjelp av datautstyr som var designa for bruk med XRD – apparatet. Her vart parameter for ulike mineral sett inn i eit simuleringsprogram, med formål å finne fram til dei typane som passa best resultatata frå XRD. Når størst samsvar vart oppnådd mellom simulerte og originale data, blei resultatata eksporterte som grafar, og seinare redigert av forfattar i Incscape. Posane med resterande finmateriale vart forseгла, og lagra på laboratorium i tilfelle meir testing vart nødvendig.



Figur 34: Bilde av XRD-maskin (Merke: D8 ADVANCE), som er nytta til å analysere mineralinnhold i oppknuste lausmasseprøver. Til venstre ser ein eit oversiktsbilde av maskina. Bilde til høgre er tatt rett utanfor kammeret, og viser tårna samt analyseapparaturen. Tårna blir plassert på fast definerte områder, og ei robotisk arm fraktar prøver til og frå analysekammeret i midta. Apparaturen på venstre sida (Varseltrekant) skyter ut stråling som skal reflekterast av mineralflater, medan den til høgre mottek reflektert stråling.

Maskina identifiserer mineral og deira mengder i knust materiale, ved hjelp av ei metode som kallast for røntgendiffraksjon. Metoda baserer seg på at røntgenstråling som blir sendt gjennom materiale bestående av mineralkorn, vil bli reflektert frå plan i krystallstrukturen til enkeltmineral og føre til konstruktiv interferens av mottatt signal når gangforskjellen er lik ei heil bølgjelengd. Denne interferensen oppstår ved ein spesifikk vinkel « θ » for eit gitt mineral, og ved hjelp av Bragg's lov (Formel 3) kan desse identifiserast ved å løyse for gitteravstanden « d » på alle målte toppunkt (Dutrow, 2007; Bruker, 2014; Nilsen, 2016).

$$n\lambda = 2 * d_{hkl} * \sin \theta$$

Formel 3: Bragg's lov
(Bruker, 2014).

«n» er ein heiltalverdi av bølgjelengda « λ » (Henry *et al.*, 2007), og er sett lik 1 for denne analysa. « λ » er bølgjelengda på strålinga som maskina nytta (Bruker, 2014), og har ein konstant verdi på 1.54056 Å for denne testen. « θ », og kalla «Bragg» vinkelen, er vinkelen som oppstår mellom reflekterande krystallplan og innfallande/reflektert røntgenstråling. Denne variera gjennom heile testen etter kvart som armene på apparatet rotera om prøva, og er derfor den einaste parameteren som ikkje er konstant (Dutrow, 2007; Pecharsky og Zavalij, 2009). « d_{hkl} » er gitteravstanden for eit sett plan i eit krystallsystem med miller-indeks «hkl», og må reknast ut ved hjelp av andre parameter i formelen (Pecharsky og Zavalij, 2009).

Formålet med denne testen var å finne ut mineralkomposisjonen til materiale frå felt, kva mineral som domenera, og kva typar som opptreir meir som sporstoff. Dette kan vere viktig informasjon å få med når ein skal vurdere stabilitetsparameter slik som friksjonsvinkel, og kor langt materialet i morenane er transportert med tanke på mogleg kjeldebergart. Resultat frå XRD blir framstilt i ei rekke diagram, som viser tolka mineraltypar og deira prosentdel i knust materiale. Dei raude grafane viser rådata frå sjølve testen, medan dei blå viser resultatet frå simulering med utvalde mineral. Den grå grafen viser samsvaret mellom dei to førstnemnde, og er derfor ein peikepinn på kvaliteten av simuleringa.

Feilkjelder innan denne type test omfattar stort sett menneskelege feil, då store delar av arbeidet med prøvene og seinare tolkingsarbeid vart gjort manuelt. Her kan spesielt for dårlege prosedyre, deriblant mangelfull reinsing av utstyr, føre til at resultata blir mindre representative grunna til dømes kontaminering. Ei anna viktig feilkjelde er mineraltypane som vart vald til å simulere den raude grafen. Då desse er valt slik at den simulerte kurva passa best råd med rådata, så er det fullt mogleg at resultata blir veldig subjektive. Dette er derimot vanskeleg å unngå, då der finst mange mineral med like verdier som kan forklare mønstera ein ser. Sjølve analysa er automatisert, så maskinbaserte feil kan og leggast til.

3.3 Q – systemet

Q – systemet er eit klassifikasjonssystem som nyttast til å beskrive stabiliteten av bergmassar, oftast i samanheng med tunellar og bergrom, men og av fjellblotningar på overflata. Systemet baserer seg på utrekning av ein «Q-verdi», ved hjelp av 6 parameter som beskriver ulike eigenskapar ved bergmassane som skal undersøkast. Desse står oppført i eigne tabellar (Tabell A.1) med klasser og verdier, og nyttast under feltkartlegging for å skaffe data til seinare utrekningar (Norges Geotekniske Institutt (NGI), 2015c). Formel for berekning av Q-verdi står oppført under (Formel 4):

$$Q = \frac{RQD}{J_n} * \frac{J_r}{J_a} * \frac{J_w}{SRF}$$

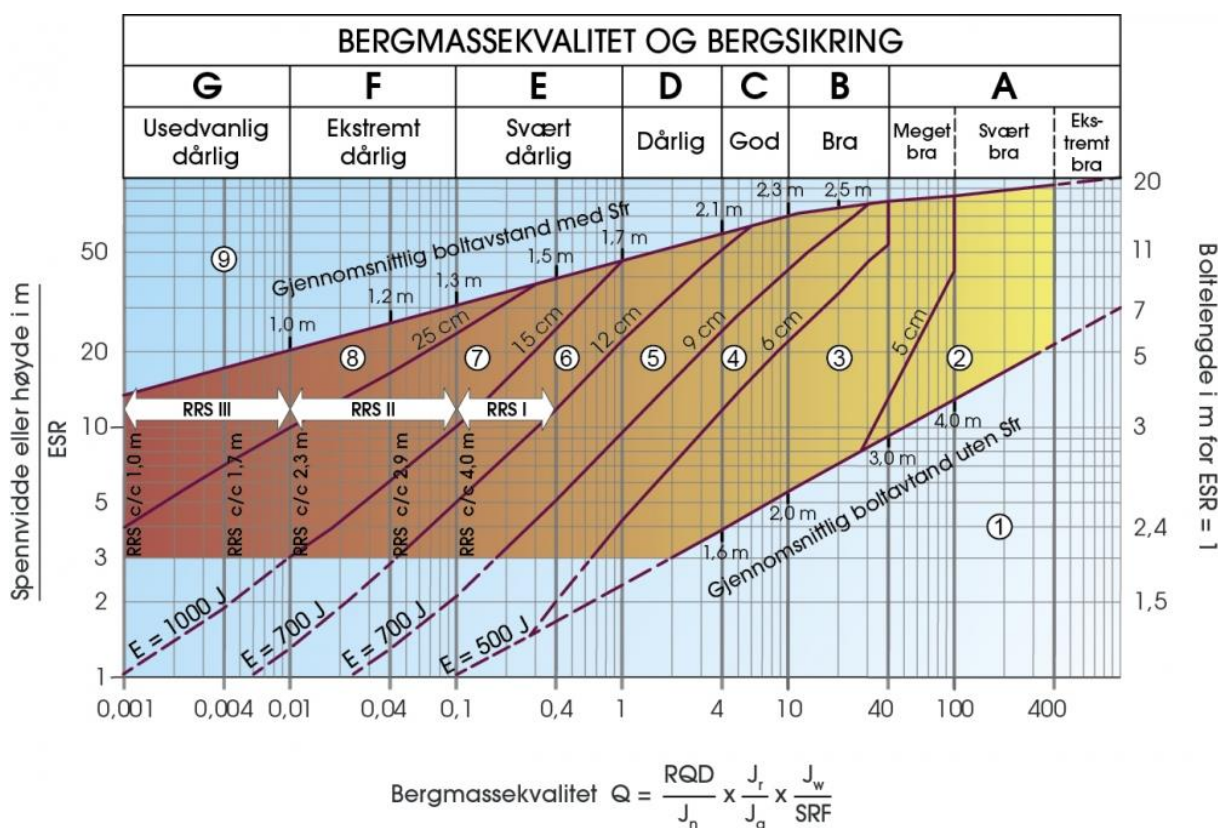
Formel 4:

Formel til berekning av Q-verdi for ei gitt bergmasse.

(Norges Geotekniske Institutt (NGI), 2015b).

RQD står for oppsprekkingsfaktor, og beskriver mengda sprekker ein finn i blotninga. « J_n » er sprekketal, og seier noko om kor mange sprekkesett som finst blant observerte sprekker. « J_r » står for sprekkeruheitstal, og beskriver friksjonsforhold på sprekkeflata ved å vurdere deira form og fasong. « J_a » omtalar evt. materiale i sprekkeflata, og deira verknad på friksjon langs sprekkeflata. J_w står for sprekkevasstalet, og seier noko om eksistensen og/eller trykk av vatn i sprekker. SRF står for spenningsfaktor, og beskriver forholdet mellom bergartens einaksiale trykkfastheit (σ_c) og største hovudspenning (σ_1). Nær overflata er denne sett til 2,5 (Norges Geotekniske Institutt (NGI), 2015b, 2015a).

Etter berekningane er ferdige, plottast resultata i eit diagram der Q – verdi er fordelt på 7 klasser (A – G) som strekker seg frå 0.001 (usedvanleg dårleg berg) til 1000 (ekstremt bra berg) (*Figur 35*). Klasa som desse verdiane plottar under blir vidare brukt til å beskrive kvaliteten og styrken til bergmasse.



Figur 35: Figur som viser skjema med sikringsklasser basert på Q – verdi. Til denne oppgåva nyttast berre x –aksen, då y -aksen omfattar parameter som blir nytta til å bestemme ulike typar permanent sikring (Norges Geotekniske Institutt (NGI), 2017).

Formålet med testen var å få eit inntrykk av bergmassa sin kvalitet og styrke, som vidare kunne nyttast i stabilitetsvurderingar av underliggande berggrunn. Dette vart sett på som viktig informasjon å få med i ei slik vurdering, då området består av både sterke (gråvakke) og svake (skifrar og fyllitar) bergartar som kan påverke stabiliteten til feltområdet på ulike måtar. Spesielt skifrane og fyllittane har blitt fokusert på, då desse bergartane er erfart til å vere nokså svake, og dominera over store delar av feltområdet.

Feilkjelder innanfor denne type test er vanlegvis av menneskelege sort, då metoda er prega av mykje subjektivitet når ulike parameter skal vurderast. Spesielt J_r og J_a kan vere vanskelege å vurdere, då sprekkfyllinga i dagen ofte er ulik sprekkfyllinga lengre nede i bergprofilen, og karakteren til sprekker kan variere mykje i same blotning for skifrige bergartar (Norges Geotekniske Institutt (NGI), 2015a). Resultata frå denne type test bør derfor underbyggast med anna informasjon, slik at ein unngår å gi for konservative stabilitetsvurderingar.

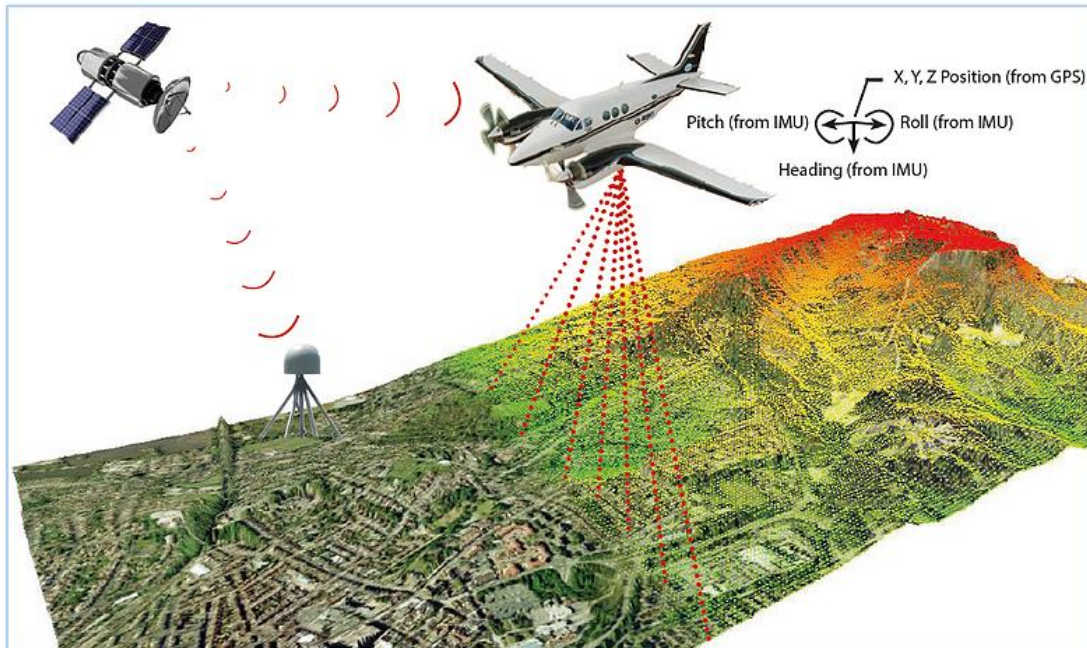
3.4 Analysar i arcGIS

I denne masteroppgåva har arcMAP 10.3 blitt nytta til produksjon av ulike kart, som har hjelpt med visualisering og tolking av data frå felt og litteraturstudium. Programmet har og blitt nytta til å køyre hydrologiske analysar på DHM henta frå LIDAR-data.

3.4.1 Digital høgdemodell

Digitale høgdemodellar (DHM), eller «digital terrain models» (DTM) på internasjonalt fagspråk, er ei digital framsyning av jordas overflate som representera kontinuerlege høgdedata på eit topografisk plan. Høgdeinformasjonen (z) gir modellane ein ekstra dimensjon i forhold til standard topografiske kart (x og y), og fungera derfor som 3D modellar på eit 2D plan (*Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), 2015b; ESRI, 2016c*). Modellane kan dannast frå ulike informasjonskjelda, både digitale (Flyfoto) og analoge (Høgdekoter på eldre papirkart). I denne oppgåva blir LIDAR «Light Detection and Ranging» nytta, og data vart henta gratis frå nettsida «hoydedata.no/LaserInnsyn/» som er eigd av Kartverket (Longley *et al.*, 2015; Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), 2015b).

LIDAR er ein forholdsvis ny teknologi som nyttar laser til å skaffe høgkvalitets, topografiske data av området som blir undersøkt. Dette gjerast ved at laseren sender elektromagnetisk stråling mot terrenget, som deretter blir reflektert når den kjem i kontakt med jordas atmosfære eller objekt på bakkenivå. Ein mottakar måler deretter reflektert stråling, og samlar informasjonen i form av massive «punktskyer» der kvart punkt inneheld x, y og z koordinat. Punktskyene blir vidare filtrert for å fjerne refleksjonar frå bygningar og skog, slik at berre terrenget står att. Instrumenta er ofte montert på fly, saman med ein GPS og ein «inertial measurement unit» (IMU) som nyttast til å posisjonsfeste målingane i eit koordinatsystem (Longley *et al.*, 2015; Eddy, 2017). Figur 36 viser eit eksempel på eit slikt oppsett.



Figur 36: Eksempel på LIDAR-scanning frå fly. "Roll", "Pitch" og "Heading" er begrep som nyttast til å beskrive orienteringa av flyet, og målast av "IMU" apparatet (Eddy, 2017).

Det finst fleire måtar å visualisere denne typen modellar på. I denne oppgåva vart det gått for to variantar: Skyggerelieffkart og hellingskart. Skyggerelieffkartet vart produsert ved hjelp av verktøyet «hillshade» i arcGIS, som produsera ei 3D visualisering av terrenget ved hjelp av topografiske data og posisjonen av ei tenkt lyskjelde. Verktøyet nyttar denne informasjonen til å tildele ein belyningsverdi for kvar celle i påfølgande kart, og produsera eit svart-kvitt relieff som gjer det enkelt å sjå topografisk variasjon. Orienteringa av lyskjelda kan justerast ved hjelp av parameterane «azimuth» (Kompassretning) og «altitude» (Høgda av lyskjelde), men i denne oppgåva vart standard verdiar på 315° og 45° nytta (ESRI, 2016b, 2018).

Hellingskart er ein karttype som viser gradienten til terrenget ved hjelp av fargekoder, der rødt og oransje ofte nyttast for å beskrive bratt område, medan slakare terreng har gul eller grøn farge. Kartet produserast ved hjelp av eit verktøy kalla «Slope», som tilhøyrar verktøypakken «spatial analyst». Verktøyet måler endringa i høgda (z) mellom målcella og tilgrensande celler i datamaterialet, og bestemmer hellingsverdien basert på den største differansen den finn frå desse utrekningane. Dette gjerast for alle celler i området som undersøkast, og resultera i eit rasterkart som fargekodast basert på menneskeleg input eller standard innstillingar (ESRI, 2016a). I denne oppgåva er fargekodene innstilt basert på verdiar i kapittel 1.x.

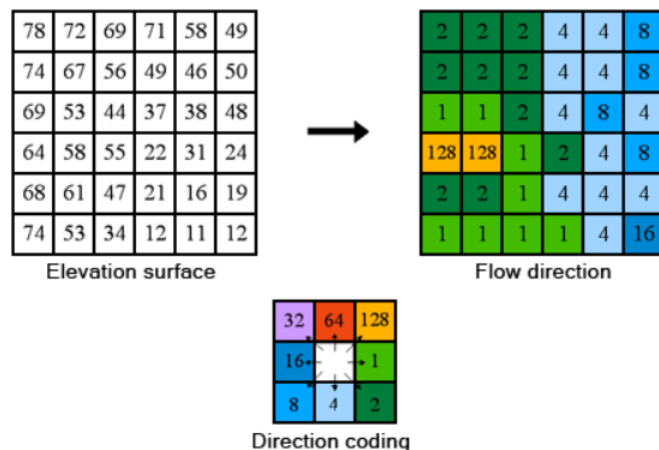
3.4.2 Hydrologiske analyser

Hydrologiske analyser omfattar ei rekke verktøy frå «spatial analyst» pakken i arcMAP, som nyttast til å beskrive bevegelsen av vatn over fysisk terreng. Analysane tek utgangspunkt i ein

DHM, og kan beskrive faktorar slik som retning på drenering «*flow direction*», akkumulering av vatn i celler frå nærliggande terreng «*flow accumulation*», og størrelsen på dreneringsfelt som strøymmer til eit bestemt punkt «*watershed*» (ESRI, 2017a).

Flow direction

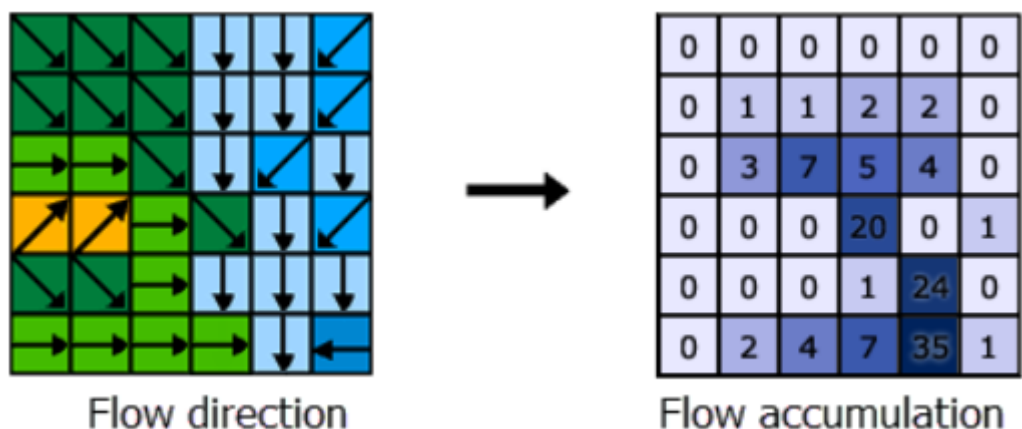
Dette analyseverktøyet angir retninga vatn vil strøyme i for alle celler i ein DHM. Berekningane fungera på liknande måte som for *slope*, ved at den største høgdedifferansen mellom målcella og nærliggande celler bestemmer dreneringsretninga. Opptil 8 ulike orienteringar kan bli gitt for kvar enkelt celle, med ulike nummer og fargekoder (ESRI, 2017b). Figur 37 viser framgangsmåten grafisk, samt teiknforklaring til kodane.



Figur 37: Figur som viser korleis «*flow direction*» verktøyet fungera, samt teiknforklaring for dei ulike retningskodane. Desse representera 8 ulike himmelretningar, der til dømes «64» representera nord, og «2» representera søraust (ESRI, 2017b).

Flow accumulation

Verktøyet *flow accumulation* reknar ut kor mange celler som drenera til ei enkelt celle i nedstraumsretning. Dette gjerast ved å nytte resultat frå *flow direction*, då dette gir informasjon om strøymingsretninga mellom dei enkelte cellane. Dei som får høge konsentrasjonsverdiar vil vere godt synlege i resulterande kartlag, og utheve moglege drensveggar for vatn (ESRI, 2017d). Figur 38 illustrerer overgangen mellom desse to verktøya.



Figur 38: Figur som viser overgangen frå «flow direction» til «flow accumulation». Til venstre ser ein retningsindikatorane som legg grunnlaget for berekningane, medan ein til høgre ser ein resultatet av desse. Antall celler som drenera inn i ei enkelt celle blir telt opp, og summen blir representert ved eit nummer. Dette nummeret brukast vidare dersom drenera fortsette nedover skråninga, og gir derfor grunnlag for enda høgre konsentrasjonsverdiar (ESRI, 2017d).

Watershed

Watershed nyttast til avgrensing nedbørsfelt for spesifikke punkt i ei skråning, til dømes ei stikkrenne eller avløp til ei større elv. Punkta kallast *pour points*, og representera det lågaste punktet i nedbørsfeltet der alt vatn vil drenere gjennom på veg ut. Analysa tek utgangspunkt i resultat frå *flow direction* og *flow accumulation*, og produsera eit rasterkart med alle nedbørsfelt for dei utvalde punkta. Desse kan seinare konverterast til vektorformat, slik at ein har tilgang på totalt areal av felta. Dei individuelle punkta blir på førehand korrigert med verktøyet *snap pour point*, slik at dei er posisjonert der konsentrasjonen av vatn er størst (ESRI, 2016d, 2017c).

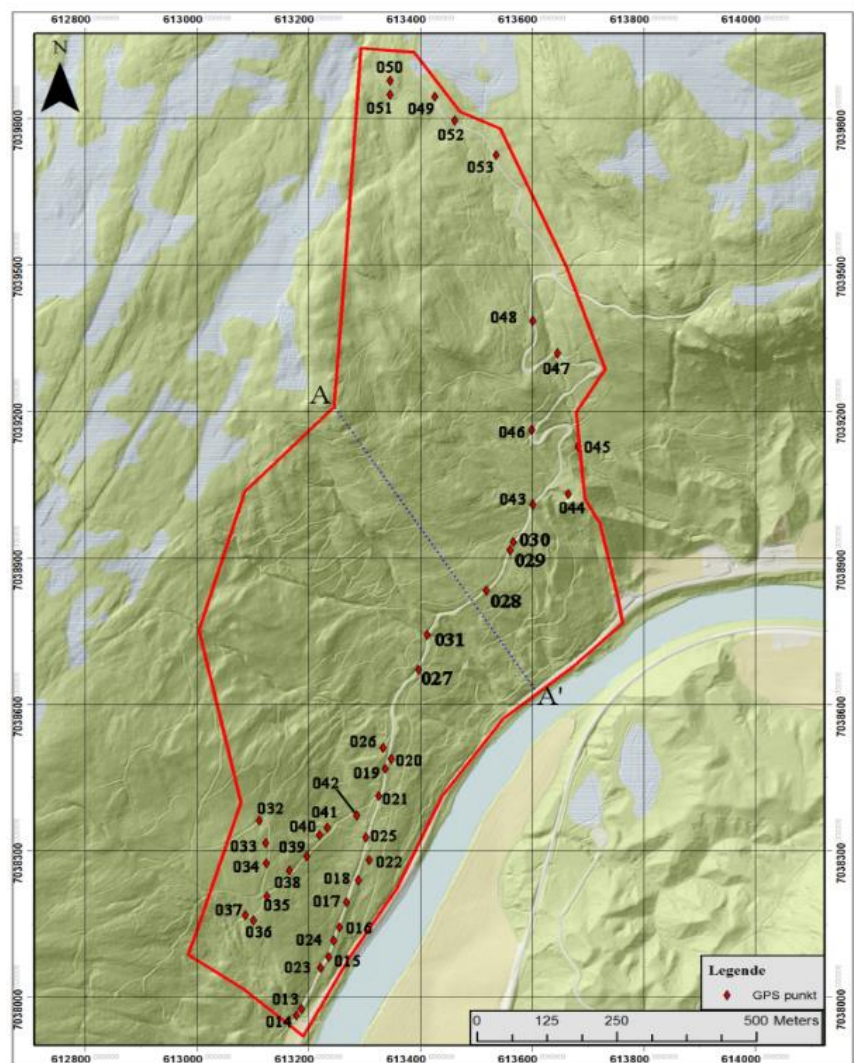
4 Resultat

I dette kapittelet, vil resultat frå feltundersøkingane den 12 - 14.09.2017 og 20.09.2017, samt analyser i arcGIS, klimatiske data frå eklima.no, og laboratoriearbeid utført på ingeniørgeologisk lab bli presentert og nytta til å beskrive forholda i hogstfeltet.

4.1 Feltkartlegging

Fokuset under feltkartlegginga låg, som nemnt tidlegare, på faktorar som kunne seie noko om stabiliteten til område der hadde vorte utført snauhogst, samt terrenget langs lokale vegnett. I

desse undersøkingane vart skogsbilvegen som leiar opp til sjølve hogstfeltet sett på som viktigast, men grunna stor erosjon langs ein driftsveg i sørvestre del av feltområdet, så vart denne tatt med og. Terreng utanfor skogsbilvegane vart stort sett vurdert frå avstand, då dette var vanskeleg og tidkrevjande å ferdast i. Ei oversikt over lokalitetar frå feltarbeidet er vist i Figur 39.



Figur 39: Oversiktskart over feltområde, med feltområdeavgrænsing (Raud strek), GPS punkt for lokalitetar i tabell B 1, og posisjon av snitt «A-A'» omtalt i delkapittel 4.5. Kartet nyttar eit skyggerelieffkart som grunnlag, og topografisk norgeskart 3 som overlegg (Geonorge, 2016). Skyggerelieffkartet har opphav LIDAR frå hoydedata.no, og blir nærmare omtalt i delkapittel 4.9..

4.2 Berggrunn

Observerte blotninga oppstod sporadisk gjennom feltområdet, men dominerte for det meste langs skogsbilvegane i skjeringar og større skråningar. Bergmassane bestod av ulike metamorfe sedimentære bergartar, der skifrar og fylittar dominerte, medan gråvakke oppstod i veksling med desse frå GPS punkt 014 til 031. Observasjonane stemmer derfor godt overeins med berggrunnskart frå NGU. Skilnaden mellom skifer og fylitt var stadvis vanskeleg å sjå, men generelt var den feittaktige glansen og bølgete overflata ganske definerande for kva som var fylitt, medan skiferen var meir matt og hadde plane flater.

Skifrane og fylittane i området hadde ein del fellestrekk med kvarandre, slik som grå og periodevis mørk farge, innhald av jernmineral, og det faktum at dei verka nokså utsett for forvitring (Figur 40). Dette såg ein ved at eksponeringane stort sett var veldig oppsprukke, med ein flakete struktur på overflata og eit stykke inn i berget. Flaka i desse eksponeringane var så svake at dei enkelt kunne rivast ut og brytast med handmakt, og viste teikn til lengre tids nedbryting då dei danna store haugar med forvitningsmateriale nedom eksponeringane. Fylitten som tek over ved punkt 031 kunne elles kjenneteiknast med sterkare deformasjon i form av folding, samt at der vart observert store linser med kvarts/plagioklasfeltspat.



Figur 40: Foto av skiferbergart frå feltområde. Bergarten viser ein dominerande grå farge, med eit matt skin, og er veldig oppsprukken. Delar av skinet kjem frå fukt på fragmenta frå tidlegare nedbør, medan resten er tolka til å kome frå glimmermineral. Som ein ser, så er overflata dekt av små «prikkar» som blir utgjort av mindre jernhaldige mineral. Krystallane er kubiske, og er mistenkt til å vere pyritt. Bildet er tatt mot nordvest ved punkt 016 (Dato: 13.09.2017).

Strøk og fall til bergartane er stort sett orientert i dalsideretning, med ei snitteleg fallretning mot aust-søraust (110 grader) og eit fall på 30 grader. Flatene som gir grunnlag for desse målingane består av sprekker og foliasjon i skifer, fylitt og gråvakke, og viser alle like stor grad av variasjon. Størstedelen av målingane har opphav i eit dominerande sprekkese sett i skifer og fylitt, som er tolka til å vere oppsprekking langs foliasjon. Q-verdi målingar av bergmassane vart utført på både gråvakke og skiferbergartane, og gav stort sett liknande verdiar for bergmassekvalitet:

- Gråvakkene var ofte massive ($RQD = 75 - 100$), lite påverka av forvitring ($J_a = 1$), hadde diskontinuerlege sprekker og ru sprekker ($J_r = 4$). Desse vart berekna til å ha ein Q-verdi frå 40 – 53, som klassifiserast som «meget bra bergkvalitet».
- Skifrane og fylittane vart kjenneteikna av ei valdsamt høg oppsprekkingsgrad ($RQD = 0 - 50$), «omvandla» sprekkeflater med sandig eller leirig belegg ($J_a = 2 - 4$), og hadde som regel glatte sprekkeplan med bølgete eller plan karakter ($J_r = 1 - 2$). Desse bergartane er derfor berekna til å ha ein Q – verdi frå 0.33 - 6,67, noko som gir dei klassifikasjonen svært dårleg – godt berg.

Bergmassane var elles like med inga vassføring på sprekker ($J_w = 1$), eit dominerande sprekkese sett med sporadiske sprekker ($J_n = 3$), og same SRF faktor sidan målingar var tatt i overflata ($SRF = 2.5$).

4.3 Lausmassar

Lausmassane verka til å følgje inndelingane ein finn i lausmassekart frå NGU, med dominans av forvittringsmateriale og marint materiale, samt noko glasifluvialt materiale og morene. Desse vil bli vidare omtalt i eigne delavsnitt med utgangspunkt i feltnotat og observasjonar, medan laboratorieresultat vil bli presentert i seinare avsnitt. Forvittringsmaterialet har i felt blitt oppdaga til å bestå av forvittra morene og forvittringsmateriale frå skifrig berggrunn, så for å unngå forvirring, blir alle morenane omtalt saman.

4.3.1 Morene

Morene er den dominerande lausmassetypen i feltområdet, og kan observerast heilt frå GPS punkt 013 til punkt 051. I lausmassekarta frå NGU utgjer den større delar av det som beskrivast som «forvittringsmateriale», medan forvittringsprodukt frå skifrig berggrunn er avgrensa til enkeltskråningar. Avsetningane er til vanleg ikkje meir enn 0.5 meter tjukke, ofte mindre, og viser teikn til lang tids forvitring då dei har ein laus tekstur og lys brun farge.

Materialet verkar velgradert, dårleg sortert, og variera stort innan mengda finstoff og grovare partiklar. Spesielt avsetningar under marin grense verkar til å ha større mengder finstoff, medan dei over ikkje har like mykje. Generelt sett er dette innhaldet lavt.

Grovpartiklane består som regel av lokal skifer og fylitt, med enkelte innslag av andre bergartar slik som gråvakke. Dei har ei dominerande flattrøkt og kantete form med glatte eller ru overflateteksturar, men kan og ha ei meir kubisk form med subrunda hjørne. Denne variasjonen er vanlegvis kopla mot bergartstype, der dei skifrige bergartane passar innanfor første kategori, medan

fragment av anna litologi passa sistnemnte. Elles var partiklane dekt i rust og finstoff, samt noko glimmer i form av muskovitt. Større fragment med lengste akse på inntil 90 cm vart og oppdaga i massane, med liknande litologisk variasjon, form og belegg.

Oppbygginga av morenedekka følgde stort sett eit standard oppsett, avhengig av massane si mektigheit. Øvst finn ein eit dekke av torv, med dominerande gras – og lyngvekst. Tett under får ein eit matriksdominert, brunt og laust lag med bergartsfragment opp i stein størrelse, som utgjer 30 - 100 % av snitta si totale lengde. Deretter finn ein eit meir mørkebrunt og kompakt lag, som verkar til å ha eit større finstoffinnhald men elles liknande eigenskapar. Enkelte stadar får dette ein gradvis overgang til ein meir gråleg, finkorna og kleimete karakter, som peikar på eit større finstoffinnhald. Heilt i botn støyte ein på



Figur 41: Snitt i moreneavsetning ved GPS punkt 031. Snittet er 62 cm djupt frå torv til grunnfjell, og blir utgjort av 3 ulike lagpakker. Det lysebrune, øvre laget utgjer ca. 34 cm av snittet si lengd, og er tolka til å vere forvittra morene. Det mørkebrune laget har ei mektigheit på ca. 8 cm, og kan vere morene med lågare forvittringsgrad. Det nedste, gråbrune laget utgjer resten av snittet, og kan på denne lokaliteten vere marine avsetningar eller botnmorene. Bildet er tatt mot nordvest (Dato: 20.09.2017), og er modifisert av forfattar. Raud stipla linje representera sjølvne snittet, svarte linje markera grunnfjell, og dei blå representera grensene omtalt tidlegare.

grunnfjell, og ved denne grensa får ein ofte ei auke av grovare bergartsfragment. Figur 41 viser eit snitt tatt ved prøvestaden for moreneprøve nr. 1 (S).

4.3.2 Forvittringsmateriale

Denne materialtypen består i hovudsak av forvittra skifer og fylitt med opphav i eksponerte bergflater, og opptrer som større eller mindre lausmasseskråningar under desse som nemnt tidlegare. Lausmassetypen er nokså grovkorna, med dominans av større kornstørrelsar som sand, grus og stein. Der er og innslag av finare partiklar samt organisk materiale, men dette har sannsynlegvis opphav i nærliggande morene og planter, samt vidare nedbryting av skifer og fylitt. Materialet si mektigheit over underliggande berggrunn variera mykje, med målingar frå rundt 5 cm til 55 cm, og har ei stabil skråningshelling på rundt 30 grader. Figur 42 viser eit eksempel på ei slik skråning.



Figur 42: Eksempel på forvittringsmateriale frå lokal skifrig berggrunn. Materialet er nokså grovt i overflata, men blir progressivt finare lengre ned. Organisk materiale og finstoff i forvittringsmateriale kjem sannsynlegvis frå morene og grantrø over skråninga, noko som kan forklare dei hengande røtene i øvre del av bildet. Vidare nedbryting av skifer kan og forklare noko av dei finare partiklane.
Foto er tatt ved punkt 046, mot vest – nordvest (Dato: 20.09.2017).

Forma på partiklane er typisk flat og kantete, noko som sannsynlegvis er kopla mot deira opphav. Meir kubiske variantar vart og oppdaga, men desse er i vesentleg mindretal, og har opphav i nedfallsmateriale frå morene samt kvarts/feltpat bitar som finst i fylitten. Partiklane har elles tynne lag med sandig finstoff, rust og glimmer slik som dei ein fann i morenane, samt glatte eller hakkete overflateteksturar. Der finst ikkje noko fast lagdeling i lausmassane, men dei øvre laga (Maks: 9 cm) er som regel frie for finare partiklar og er nokså grove, medan underliggande massar har mindre mengder finstoff som gir eit «jordaktig» preg.

4.3.3 Glasifluviale massar

Dei glasifluviale massane er lokalisert i ein mindre del av feltområdet, og er av den grunn ikkje lagt stor vekt på i oppgåva då dei har lite effekt på den total stabilitet i felt. Dei er forutsett som stabile, lite påverka av snauhogst, og gode eksponeringar finst stort i eit lokalt grustak. Ein generell omtale blir derfor gitt med basis i observasjonar frå dette grustaket.

Det glasifluviale materialet består av dominerande grove massar, og viser sterk grad av lagdeling med varierende kornfordeling og gradering innan ulike lagdekker.

Partikkelstørrelsane variera mellom finsand og stein størrelse, og dei større partiklane viser som regel ei kubisk form med stor grad av runding. Mindre partiklar er ofte meir kantete og ru, men viser viss grad av runding langs hjørna. Materialet står tilnærma vertikalt langs øvre delar av grustaket, men ligg elles utrast med ein vinkel på 35 grader. Partiklane viser teikn til å ha opphav i fleire ulike litologiar, deriblant sedimentært og magmatisk, og er ofte dekt eller kitta saman av rust. Figur 43 viser eit bilde av austsida til grustaket.



Figur 43: *Bilde av glasifluviale avsetningar i austre delar av feltområdet. Grustaket er mogleg etablert i eit gammalt iskontaktdelta, noko som kan forklare dei svakt skråande laga ein ser heilt øvst. Sand, grus og stein dominera som partikkelstørrelsar, der stein konsentrera seg i botn, medan sand og grus utgjer resterande delar av skråningane. Ei oppkonsentrering av gruspartiklar i mindre groper kan og observerast, i form av kvite striper på skråninga. Bildet er tatt ved GPS punkt 044, i austleg retning (Dato: 14.09.2017).*

4.3.4 Marine avsetningar

Dei marine avsetningane er vanskelege å beskrive, grunna det faktum at størsteparten stort sett eksistera på nedsida av skogsvegen i ulendt terreng, samt at blotningar oppom vegen er nokså tynne og forvitra. Beskrivingar av denne lausmassetypen vil derfor bli gitt med basis i snitt frå andre avsetningar der marint materiale oppstår, samt feltobservasjonar.

Dei marine avsetningane verkar til å vere nokså finkorna, med silt og leire som dominerande hovudfraksjonar.

Massane er tettpakka, kohesive og har ein nokså sterk gråfarge i ferske brot (Figur 44A). I dagen har dei ein meir gråbrun farge, noko som kan ha opphav i innblanding av humus og torv, samt forvitring over tid.

Materialet er stort sett matriksdominert, men stadvis kunne ein og finne grovare partiklar i grus størrelse med kantete og grove overflateteksturar.

Mektigheita verkar til å vere toppen ein titals cm på oppsida av vegen, medan ein på nedsida kan anta ei mektigheit på



Figur 44: Avstandsbilde av marine avsetningar i feltområdet. Øvre bilde (A) viser utgliding langs tidlegare driftsveg i denne materialtypen, og avsløre eit gråbrunt lag under. Mektigheita verkar til å vere på fleire meter, basert på høgda av åsen der utgliding har skjedd. Nedre bilde (B) viser ei skjering i terrenget som vart danna under skogdrift, og avdekkar tydeleg grå massar. Bilda er tatt nær GPS punkt 029 og 030, i respektivt aust-søraustleg og nordaustleg retning (Dato:

opptil fleire meter

(Figur 44B).

4.4 Vegetasjonsforhold

Vegetasjonen i feltområdet variera stort sett mellom to ulike biotopar, der den første er forbeholdt hogstflatene observert i felt, medan den andre omfatta områda som ikkje viser teikn til nyleg hogst. Karakteristisk for førstnemnte er stor utbreiing av gras og buskvekst, medan sistnemnte er dekt av tett skog.

Hogstflatene er dominerte av ulike småplanter, deriblant gras, lyng, bregnar, og ein type vasselskande planter med store lauv. Fordelinga er stort sett jamn, med unntak av sistnemnte som ein oftast fann langs bekkar, grøfter og andre vassrike område. Denne plantetypen vert og observert saman med andre lysegrøne planter i hjulliknande mønster langs terrenget, noko som kan vere eit teikn på at tidlegare driftsvegar no fungera som drenering (*Figur 45*).



Figur 45: *Bilde av vegetasjon på snauflater, samt moglege driftsvegar frå drift. Vegspora gjenkjennast ved konsentrasjonane av grøne planter i venstre del av foto. Legg merke til mellomrommet mellom radene i øvste del av sporet. Som ein ser, så fortsette vegen ned ravina og mot høgre i bildet. Bildet er tatt mot aust ved GPS punkt 029 (Dato: 13.09.2017).*

Elles så kan ein i enkelte soner observere busker av ulike typar og størrelsar, samt eit eller fleire tre. Blant desse er gran dominerande tresort, medan rogn og eik er meir sporadiske. Generelle trekk omfatta tynne trestammar og tettvaksande, grunne røter. Dei største konsentrasjonane fann ein oftast i eller langs lokale ravine, noko som kan ha blitt gjort av

sikkerheitsomsyn med tanke på skredfare. Unge grantrespirar kan og observerast blant krattet, og desse hadde blitt planta i etterkant av hogst ifølge Tor Ove Mathisen (Dato: 20.11.2017).

Resterande delar av feltområdet er dominert av tett skogvekst, der soner med blandingsskog og granskog veksla jamt og trutt. Granskogen består av meterhøge grantre med tjukke trestammar og liknande rotvekst som nemnt tidlegare, og viser fleire stadar teikn til kunstig planting ved at trea står på rekke og rad. Skogtypen er mest utbreidd i nordre delar av området, samt i skråninga oppom driftsvegen mot sørvest. Av undervegetasjon dominera mose og bregnar, men i enkelte soner er undervegetasjonen lik den ein finn på hogstflatene.

Blandingsskogen er i omtrent same størrelsesklasse som granskogen, men har ei meir naturleg innordning ved at trea ikkje står symmetrisk i forhold til kvarandre. Tolka tretypa innanfor denne gruppa omfatta gran, rogn og eik i god blanding, og ein finn denne varianten stort sett langs driftsvegen mot sørvest. Trestammediameter variera mellom tresortane, men granene er ofte tjukkare enn lauvtree. Under tredekket er gras, bregnar, og mose mest framtrudande.

Figur 46 viser eit eksempel på denne skogtypen.

Eit fellestrekk med desse skogtypane, er at ein ofte finner røte som har kome i dagen grunna utrasing i underliggande lausmassar, eller på grunn av tynne lausmassedekker der dei veks. Dette resulterte i at fleire tre hadde røte som heng fritt over skråninga eller stod grunt forankra, og viste teikn til at dei var ustabile under periode med sterkare vind. Dette kan i verste fall føre til rotvelta, noko som har skjedd med eit grantre ved punkt 044.



Figur 46: Bilde som viser eksempel på blandingskog som vart observert i felt. Rogn kan her gjenkjennast ved dei raude bæra i venstre del av bilde. Fotografiet er tatt ved GPS punkt 013, i sørvestleg retning (Dato: 12.09.2017).

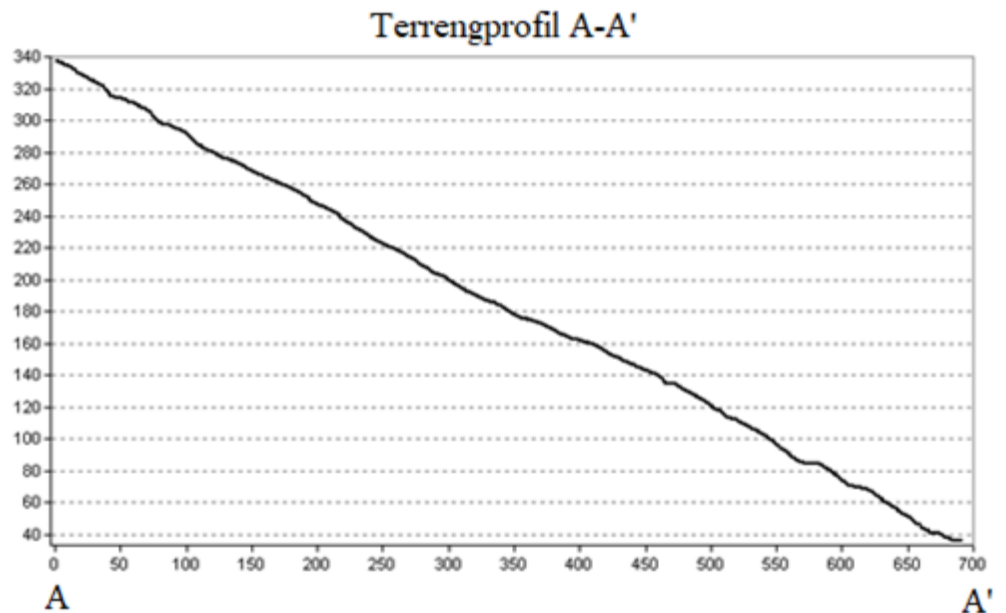
4.5 Geomorfologi

Den geomorfologiske karakteren til feltområdet har blitt vurdert med basis i variasjon av hellingsgrad, og terrenget sin geometriske karakter. Til førstnemnte vart hellingskart produsert i arcGIS nytta (figur D.2), medan sistnemnte vart vurdert med basis i feltobservasjonar, høgdeprofil frå DEM i arcGIS (Figur 47), foto frå Norgei3D (Figur 48), og eksempel vist i Chatwin *et al.* (1994) (Vedlegg E.1).

Hellinga variera i stor grad gjennom feltområdet, med unntak av eit mindre område mot nord. Terrenget skiftar brått frå tilnærma flate marker og svakt hellande vegar på rundt 0 – 20 °, over til bratte soner på 25 – ca. 85 °. Partia over 45° omfatta som regel raviner, åsar vegskjeringar, og skråningar i glasifluviale massar, medan dei nest brattaste (20 – 45°) dominera i skråninga elles. Lengre mot nord blir slakare terreng i form av vegar og flatmark (0 – 20 °) dominerande, medan brattare terrengformer er mindre representert.

Utforminga av terrenget minner for det meste om ei plan flate med svakt irregulær overflate, der irregularitetane oppstår som mindre horisontale parti, søkk, og hevingar i terrenget. Desse variasjonane er stort sett eit resultat av lokale topografiske ujamnheit i underliggende berggrunn og/eller lausmassedekke, samt ravinar, elveløp og vegnett. Ravinane og lokale elveløp er blant dei mest dominerande landformene, då desse produsera godt synlege konvergerande landformer.

Skogsbilvegar og driftsvegar har og ei innverknad på terrengforma ved danninga av bratte skjeringar og terrasser, men dette er enklast å sjå i eldre flyfoto (figur D.7) og LIDAR (Figur D.1) grunna attgroing av hogstfeltet.



Figur 47: Figur som viser terrengprofil for tverrsnitt A-A i topografisk kart av feltområdet. Profila vart lagd ved å nytte utvidinga «3D-analyst» i arcGIS, saman med DEM frå LIDAR-data. Som ein ser, så er terrenget nokså jamt over større avstandar, med mindre hevingar og senkingar, samt flate parti som sannsynlegvis har opphav i driftsvegar og skogsbilvegar. Profila er tatt parallelt terrenghellinga, og har ein vinkel på ca. 30° (Dato: 16.01.2018).



Figur 48: Bilde av feltområde (Flyfoto: 2015) som vist i Norgei3D sin 3D-modell. Skråninga er forholdsvis plan over lengre parti med ei søraustleg til austleg orientering. Irregularitetane som kjem klarast fram er ravinane og elveløpa, samt dei topografiske endringane i berggrunn og/eller lausmassedekke. Skogsbilvegane og mindre elver har og ein innverknad på den geometriske utforminga, men desse er mykje meir overflatiske enn dei førstnemnte (Norkart, 2006) (Dato: 16.01.2018).

4.7 Hydrologiske forhold

Dreneringa i feltområdet viser stor grad av variasjon, då det under befarung vart oppdaga vasstransport i og utanfor større vassvegar, samt teikn på erosjon utanfor slike strukturar. Mesteparten skjer langs større konvergerande landformer som ravinar, medan resterande mengder drenera langs enkelte grøftestrekningar, bekkar, og gamle vegspor. Der er og nokre førekomstar av stillestående vatn, men desse ligg stort sett nær delvis tette stikkrenner. Feltområdet er elles nokså tørt, med unntak av vegeterte områder der fukt kan følast i

plantelaget, samt i enkelte gravne snitt i lausmassar. Desse og relaterte strukturar vart forsøkt kartlagt med basis i feltdata og kontorstudie, og resultatet kan ein sjå i figur D.3 og D.4.

4.7.1 Drenering

Ravinane og elvane viser teikn til dei har vert utsett for aktiv drenering over lengre tid, då botnmaterialet er forholdsvis einsgradert og grovt, med små mengder finstoff (*Figur 49*). Delar av elveløpa har og greve seg ned til grunnfjell, som stadvis har ført til mindre utrasingar av lausmassar (*Figur 50*). Vassføringa er på jamna nokså høg, der størsteparten går føre seg i ravinane mot vest og elva lengst mot aust. Opphavet til vassmassane er sannsynlegvis nedbør akkumulert i respektive nedbørsfelt, samt vatn frå myrer oppå toppen av fjellet. Vatnet drenera vidare ned terrenget gjennom bruer og stikkrenner under skogsbilvegen og utpå svaberg, medan elva lengst mot aust får drenere fritt på eit steinkledd elveleie mot aust.



Figur 49: Eksempel på materiale ein kan finne i botn av dei mest vassførande dreneringssystema i feltområdet. Grove partiklar i stein til grus størrelse dominera, samt korn i grov sandfraksjon. Finstoff vart berre funne på mindre områder med stillestående vatn nær stikkrenner. Materialet består for det meste av lokal skifer og fylitt, med enkelte kvarts og/eller feltspatbitar (Kvit stein i øvre venstre hjørne). Bildet er tatt mot vest-nordvest nær GPS punkt 026 (Dato: 13.09.2017).



Figur 50: Eksempel på elveløp som har erodert ned til grunnfjell. Den sørlege sida av elveleiet (midt av bildet) er tett vegetert, og har klart å motstå erosjonen. Den nordlege sida derimot (til høgre i bildet), består av forvittringsmateriale med opphav i lokal fylitt, som er nokså ustabil til vanleg. Hengande røter i skråninga, samt det faktum at det ligg skiferflak heilt ned mot elva, er teikn på at den har erodert i skråninga og ført til utrasingar, for deretter å transportere materialet vidare nedover. Elva fortsette under ei større steinbru under hovudvegen. Bildet er tatt mot sørvest ved punkt 031 (Dato:13.09.2017).

Drensvegar med lågare vassføring omfatta som regel grøfter langs skogsbilvegane, vegspor etter tidlegare snauhogst, små bekkar, og mindre kjeldeutspring. Desse variera mykje innan vassmengda dei transporterar, der enkelte fører rennande vatn, medan andre berre viser teikn til vasstransport gjennom fukting av lausmassar. Sistnemnte omfatta spesielt grøfter langs hovudvegen, og kan derfor vere eit teikn på at desse først får høg vassføring under nedbørsperioder. Systema pregast elles av tett vegetasjon i form av grasplanter og busker, som i felt vart nytta til å identifisere moglege drensvegar elles i terrenget, til dømes driftsvegar frå hogst som nemnt tidlegare.

4.7.2 Erosjon

Til tross for dette kompliserte nettverket, så fann forfattar stadig vekk finne område der vatn hadde erodert i lausmassar. Erosjonen fann oftast stad langs eksisterande skogsbilvegar i større eller mindre grad, og konsentrerte seg i og nær hjulspor (*Figur 51*). Erosjonsstrukturane strakk seg ofte fleire titals meter langs same vegstrekning, med eit djup på 2 - 45 cm, og ei nokså varierende breidde (cm – m skala). Enkelte mindre spor vart og funne i skogen nær punkt 041 og 042, i form av ferske bekkefar (*Figur 52*).



Figur 51: Større erosjon av driftsveg i sørlege delar av feltområdet. Vestre del av vegen er meir eller mindre vekkerodert ned til grunnfjell, med eit djup på maksimalt 52 cm (Målestokk i bilde breitta ut til 100 cm). Usikkert korvidt erosjon har pågått over lang eller kort tid, men den verkar å vere aktiv då forfattar fann rennande vatn i mindre mengder langs grunnfjellet. Vegmassane verkar til å bestå av lokal morene, og er underlagt av gråvakke. Bildet er tatt mot NØ, ved GPS punkt 040 (14.09.2017).



Figur 52: Ferske bekkefar i skog nær GPS 041. Vatn drenera frå erosjonssporet observert i **Figur 51**, og fortsette ned ei steinlagt forseinking før det går i desse kanalane. Blå piler viser kva retning vatnet strøymar. Som ein ser, så har vatnet erodert seg forbi to større grantre, og fortsette nedover terrenget mot hovudvegen til feltområdet. Bildet er tatt mot Ø-SØ (14.09.2017).

Felles for alle erosjonsformene, er at dei ikkje alltid verkar til å ha noko openbart opphav. Gropene i skogsbilvegane dukka alltid opp ut av intet, og enda som regel i ein naturleg dreneringskanal ved å følgje forseinkingar i vegen, eller ved å grave seg ned i vegmassane (Figur 53). Det vart forsøkt å leite etter moglege blokkeringar i stikkrenner, grøfter og liknande som kunne forklare kvifor vatn kom på avveie, utan stort hell.



Figur 53: Erosjon langs skogsbilveg i nordre delar av feltområdet (nord aust for 046). Erosjonsspora kan følgjast opp til GPS punkt 047, og ser ut til å halde seg i hjulspora før dei endar i denne gropa som går ned på eit naturleg bekkefar. Massane verkar stabile, men mindre sprekkar kan observerast langs kantane, noko som kan føre til at gropa seinare utvida seg. Foto er tatt mot NØ (Dato: 14.09.2017).

4.8 Menneskelege inngrep

Feltområdet er sterkt påverka av menneskeleg aktivitet, der den største bidragsytaren kjem frå tidlegare hogst av granskog. Dominerande inngrep omfatta mangfaldige driftsvegar i terrenget, grøfter og stikkrenner langs skogsbilvegen, halvrotne trestubbar og anna restmateriale på snauflater, og utglidingar langs vegnettet og i terrenget. Inngrepa påverkar skråninga sin naturlege tilstand på ulike måtar, der spesielt drenering og stabilitet står sentralt. Ei oversikt over slike strukturar, med basis i feltobservasjonar, LIDAR (figur D.1), og flyfoto frå NorgeiBilder (figur D.7), kan sjåast i vedlegg D.4.

4.8.1 Snauflater og restmateriale frå hogst

Feltområdet er dekt av eit større samanhengande hogstfelt, samt nokre eldre hogstflater frå tidlegare uttak av skog (figur D.7). Felt «A» kan enkelt observerast frå E14 ved dalbotn då det er forholdsvis ferskt, og verkar til å blitt tatt ut rundt 2014. Felt «B» og «C» er dekt av mindre

tre og busker, men enkelte soner med bar mark kan observerast frå skogsbilvegen. Alderen verkar til å vere litt ulik basert på eksisterande flyfoto, men eit uttak rundt 2009 kan tolkast (Statens kartverk, 2015a, 2015b, 2015c). Dei resterande felta er fullstendig kledd i granskog, og er vanskelegare å aldersbestemme då den kronologiske oppløysinga på flyfoto tek av etter 2009 (Statens kartverk, 2015c, 2015d).

Drifta verka til å ha fokusert på uttak av granskog, då denne tresorten vart observert på kunstig planta flater, og dominerte i terrenget elles. Tresortar som eik og rogn kan og ha blitt tatt ut, men desse var sannsynlegvis i mindretal. Restar av snauhogsten kan observerast fleire stadar i terrenget, i form av varierende mengde hogstavfall slik som trestumpar, rotne tre, greiner og kvist. Stumpane og trea var ofte dekt i kratt, og er godt i gang med rottingsprosessen. Kvistar og greiner ligg som regel på nedsida av vegane i større haugar, og hamna ofte i konvergerande strukturar nær elver (*Figur 54*).



Figur 54: Dumpa restmateriale etter hogst. Greiner og kvistar av ulike størrelser leggst på nedsida av bratte eller slake skråningar, ofte nær ravinar, og blir liggjande for kompostering etter enda drift. Bildet er tatt ved punkt 031, i reining S- SØ (Dato: 13.09.2017).

Ein anna rest frå flatehogsten, er eit massivt og komplisert nettverk av driftsvegar som dekker både skogkledd område og barmark. Desse var ikkje enkle å sjå i dagens terreng, då flatene som regel var for tettgrodde til at dei var synlege. Men ein kan fortsatt finne spor etter vegnettet langs hovudvegen opp til feltområdet, på flyfoto, og på skyggerelieffkart frå LIDAR (figur D.1). Vegane verkar til å bestå av lokale lausmassar, oftast utan noko form for dreneringstiltak som grøfter og stikkrenner, og er avgrensa av bratte skjeringar.

Vegane verka til å påverke den naturlege dreneringa i feltområdet, ved å leie vatn i vegspora eller langs ytterkantane (*Figur 55*). Dette bekreftast i resultat frå *water accumulation* – analyse i arcGIS (figur D.5), då ein fleire stadar observera at vatnet bryter av langs eldre driftsveggar. Enkelte av vegstrekningane verka til å leie vatn over større avstandar, og ender opp med å akkumulere store vassmengder lengre ned i terrenget. Dette kan observerast ved punkt 041, då ein oppnår ein av dei største verdiane langs strekninga med erosjon. Deira påverknad på lokal drenering kan ein og sjå i resultat frå *watershed*-analyse (figur D.6).



Figur 55: Drenering av vatn langs driftsveg frå *Figur 51*. Vatnet konsentrera seg langs eine vegsporet, og fører til fordjuping av sporet via erosjon. Vatnet fortsette vidare fram til grøfta nedst i bildet, der det meste tek av mot høgre og ut i skogen. Grøfta verka nokså fersk, og kan derfor ha blitt greve som eit dreneringstiltak for å hindre større vassføring. Fotoet er tatt ved punkt 039, i reiming NØ (Dato:14.09.2017).

4.8.2 Grøfter og stikkrenner

Grøfter og stikkrenner i feltområdet finst stort sett langs skogsvegen som går opp mot toppen av fjellet, med unntak av ei enkelt renne som berre var delvis nedgrave i nedre delar av driftsvegen mot sørvest. Rennene består for det meste av plast og betong, har sirkulære former, og er av ulik størrelse avhengig av deira posisjon. Dei største finn ein nedom elver med høg vassføring (*Figur 56*), medan dei mindre opptrer jamt langs skogsbilvegen. Rennene er som regel reine innvendes, med usikra inn – og utstrøymingsområde i eller utanfor naturlege bekkeløp. Unntaket er rennene ved punkt 031 og 017, samt nordaust for 026, då desse er delvis tetta med lausmassar.



Figur 56: Eksempel på større stikkrenner oppdaga i felt. Begge har blitt kraftig tetta i front med ein kombinasjon av planterestar og fyltitt, noko som sannsynlegvis har skjedd over lengre tid. Fyltitten fyller opp heile oppstraumsområde, og har sannsynlegvis opphav i ei nærliggande bergskjeringa. Bildet er tatt ved punkt 031, mot sørvest (Dato: 13.09.2017).

Grøftene har nokså varierende dimensjonar og materialinnhald, men generelt sett består dei av grovare massar som sand, grus og stein, med ei dominerande V-forma profil. Materialet har sannsynlegvis opphav i lokale vegmassar og avsetningar slik som morene, der finstoffet har blitt erodert vekk av vatn over tid. Gradienten deira samsvarar som regel med skogsbilvegen i lengderetning, medan kantane har ein jamt høg verdi på 30 – 60 grader. Grøftene er som regel opne og ublokkerte, men stadvis har det rast ut lausmassar frå nærliggande terreng som har minka deira tverrsnitt og kapasitet (*Figur 57*). Elles er dei kontinuerlege, avskilt av enten drensvegar, topografi eller andre blokkeringar.



Figur 57: Grøft i nærleiken av stikkrenne vist i [Figur 56](#). Fyllitt frå nærliggande bergeksponeeringar har forvitra over tid og fylt opp grøftene med lausmassar, derav redusert deira tverrsnitt og gitt grunnlag for seinare massestraum ved erosjon. Delar av jorddekke over eksponeeringa har og rast ut over tid, noko ein kan observere ved brunfargen langs skiferen til venstre i bildet, samt utrasinga av lokal morene i det fjerne. Bildet er tatt ved punkt 031, i austleg retning (Dato:13.09.2017).

4.8.3 Utglidingar

Fleire større utglidingar i lausmassar kan observerast i feltområdet, samt eit mindretal blokker som har glidd ut frå eksponerte bergflater. Desse er stort sett konsentrert rundt skogsbilvegen og driftsvegar i terrenget ([Figur 58](#)), og oppstår som regel i samband med bratte vegskjeringar. Dei utrasta lausmassane omfatta vanlegvis morene og forvitningsmateriale frå lokal skifrig berggrunn, medan blokkene verka til å bestå av fyllitt og gråvakke. Massane har fleire stadar tetta eller fylt opp nærliggande grøfter som nemnt tidlegare, utan at dette verkar til å ha hatt noko stor effekt på lokal drenering. Der finst heller ikkje teikn på at der har skjedd noko storskala erosjon av slike utglidingsmassar, anna enn ved punkt 031.



Figur 58: Redigert bilde av utgliding i nordre delar av feltområdet. Her har ein heil seksjon av jorddekket rast ut i ravina og grøfta den grensar til, og eksponert lause moreneavsetningar og forvittra berg. Dei raude pilene viser bevegelsesretninga, medan den blå markera retning og posisjon av lokal drenering. Bildet er tatt ved punkt 047, i nordvestleg retning (Dato: 20.09.2017).

Enkelte utglidingar vart og kartlagt langs ravinane i området, men desse er meir sjeldne enn dei langs vegnettet. Dei oppstår ofte nær toppen av skråningane, og verka til å vere veldig grunne med djup rundt 0.5 meter. Den første vart oppdaga på vestsida av ravina nærmast den glasifluviale avsetninga, og førte til danninga av eit jordskred som nesten råka eit hus i botnen av dalen i 2009 (Kjelde: Madeleine Mathiesen (12.09.2017)). Den andre oppstod nord for eit tømmerlager i botnen av skråninga, på austsida av den nærliggande ravina, og førte til blokkering av ei nærliggande stikkrenne (Kjelde: Tor Ove Mathiesen (20.09.2017)). Begge har gått i marine avsetningar i etterkant av hogst, og vart utløyst etter lengre nedbørsperiodar.

4.8.4 Mindre inngrep

Av mindre inngrep i skråninga, så kan spesielt grustaket mot aust og radiostasjonen mot sørvest nemnast, samt tømmerlageret som vart nemnt tidlegare. Desse strukturane har ei langt mindre utstrekning og dominans i feltområdet, så dei verkar ikkje til å påverke skråninga sin naturlege tilstand i nemneverdig grad. Einaste effektane som vart observert, var at vegen fram til radiostasjonen verka til å vere tett grodd og fuktig, noko som kan vere eit teikn på at den påverkar lokal drenering. Lagerplassen for tømmer kan ha endra terrenget sin topografi under utgraving, noko som kan ha gitt ugunstige forhold med omsyn til grunne utglidingar, og dermed forklare kvifor eit mindre skred vart utløyst her.

4.9 Analyser i arcMAP

Resultat frå dei ulike analysane i arcMAP, kan ein finne i vedlegg D (Figur D.1, D.2, D.5 og D.6). Analysane tek utgangspunkt i ein DHM med opphav i LIDAR datasettet «*NDH Malvik-Stjørdal 2pkt 2016*», som er henta frå nettsida «hoydedata.no/LaserInnsyn/» (Statens kartverk, 2015e). Datasettet har ei punkttettheit på 2 pkt./m², og vart samla inn den 18.08.2016 av firmaet Blom Geomatics AS. Vidare omtale av dei ulike testane kan ein finne i figurtekst til dei enkelte karta.

4.10 Laboratorieanalysar

Av dei 12 sedimentprøvene som vart tekne under feltarbeidet i september, vart berre 5 tatt vidare til laboratorietesting som nemnt tidlegare. Formålet med prøvene var å få eit inntrykk av avsetningane sine eigenskapar, og det var derfor viktig å få ei god spreing på desse for å oppdage eventuell variasjon. Prøvetakinga vart derfor gjort ved slutten av feltarbeidet (20.9.2017), då forfattar på det tidspunktet hadde fått eit godt inntrykk av korleis avsetningane i området varierte. Prøvelokalitetar står oppført i tabell B.1.

Prøvene er tekne i materiale tolka som morene, glasifluvialt materiale eller forvittringsmateriale, og er namngitt og nummerert etter tolka avsetningstype og rekkefølge under prøvetaking. Morenane er vidare definert med kompassretningar, då dei to tolka variantane ligg motsett av kvarandre i feltområdet, i nordleg og sørleg retning.

Moreneprøve (S) nr. 1 og 3, samt forvittringsmateriale nr. 1, ligg alle innanfor område som ifølge NGU sine lausmassekart er definert som forvittringsmateriale. Moreneprøve (S) nr. 2 er teken i eit grenseområde mellom forvittringsmateriale og tynne og usamanhengande hav – og fjordavsetningar. Og moreneprøve (N) nr. 1 er henta frå eit område som ifølge NGU består av tynne og/eller usamanhengande moreneavsetningar. Moreneprøve (S) nr. 2 og 3 er tekne under marin grense, medan dei andre er tekne over denne.

4.10.1 Kornfordeling

Resultatet frå sikteanalyse og laserdiffraksjon kan bli observert i kornkurva i *Tabell 6*, samt tabellar i vedlegg C. Figuren viser kornfordelingskurver for dei 5 utvalde prøvene, og omfattar partikkelstørresar frå leir til grus. Der fanst og partiklar som var ein del større enn 16 mm i dei fleste prøvene, men då desse var i mindretal så vart dei lagt til 20 mm klassa.

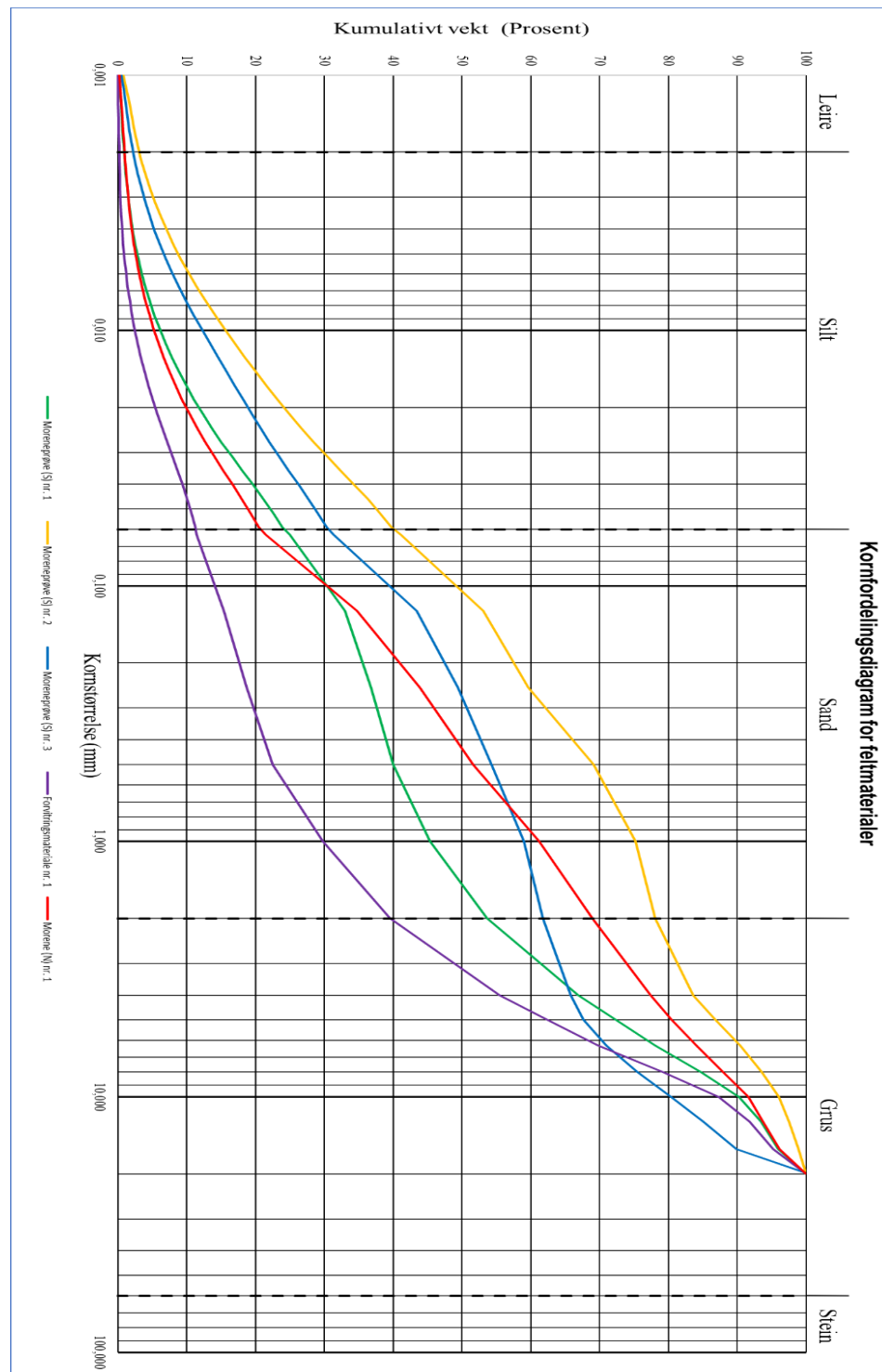
Kurvane vart laga ved å kombinere kumulative vektprosentar frå sikteanalyse og kumulative volumprosentar frå laserdiffraksjon, ved å bruke gram finstoff (<63 µm) som eit forholdstal

for å konstruere kurva for partiklar under silt størrelse. Noko av dette finstoffet vart tolka til å bestå av partiklar over 63 µm (fin sand), og blei av den grunn overført til 125 µm klassa.

Som ein ser i figuren, så er dei fleste materialtypane velgraderte med partiklar frå 20 mm og ned til leir størrelse (<2 µm).

Forvittringsmaterialet har ein meir einsgradert karakter frå medium sand og oppover, men får elles ei jamn kurve i finare fraksjonar. Finstoffinnholdet er veldig varierende, men dette gjeld stort sett siltfraksjon då leirinnholdet er på jamna lågt (Maks: 3.15 % «Moreneprøve (S) nr. 2»).

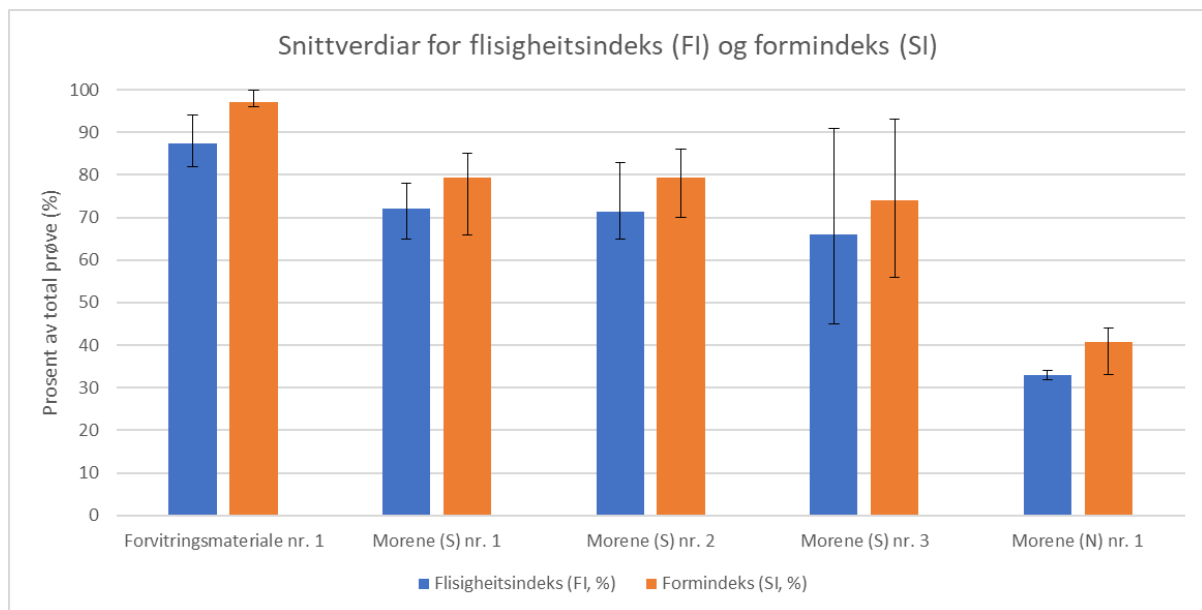
Spesielt «Moreneprøve (S) nr. 2 og 3» har store konsentrasjonar finstoff, med ca. 40 og 30 vektprosent respektivt. I finsandfraksjon stig dei fleste kurvene kraftig, med unntak av forvittringsmaterialet. Deretter slakkar dei av, bortsett frå «Moreneprøve (S) nr. 2 og 3» som opprettheld ein høg gradient. I grusfraksjon får dei fleste prøvene ei kraftig stigning opp mot 10 mm, og jamnar ut nær toppen. Unntaket er «Moreneprøve (S) nr. 3», som ikkje stiger før 6 mm og stiger jamt deretter.



Tabell 6: Kumulativ kornfordelingskurve for utvalde lausmasseprøver. Stipla linjer markera grenser mellom kornfraksjonar, der følgjande inndeling er brukt: Leire, Silt, Sand, Grus og Stein. Kumulativ vekt (prosent) er kumulativ vekt av fraksjonar i forhold til totalvekt prøve

4.10.2 Flisighetsindeks og formindeks

Resultata frå måling av flisighetsindeks og formindeks er framstilt i diagrammet i *Figur 59*. Diagrammet viser korleis indeksane variera mellom kvar lausmasseprøve, der den blå kolonna viser flisighetsindeksen (FI), medan den oransje viser formindeks (SI). Verdiane i kolonnene er framstilt ved å berekne gjennomsnittleg indeksverdiar for alle kornfraksjonar innad same lausmasseprøve, og gir derfor eit inntrykk av korleis den totale flisighetsindeksen og formindeksen er for alle prøvene. For å vise variasjon innad i prøvene, så har og feilmarginar blitt konstruert med basis i maksimum og minimumsverdiar til indeksane.



Figur 59: Diagram som viser snittlege verdiar for formindeks og flisighetsindeks for alle lausmasseprøver. Kolonnane viser forholdet mellom ikkje-kubiske og kubiske korn i dei ulike testane, ved at høgda representera prosentmengda av førstnemnde i forhold til total vekt. Stolpane viser variasjonen i materialet, og skjeringspunktet mellom desse og kolonnene representera snittverdien for lausmassetypen. Einingane «FI» og «SI» er oppgitt i henhold til brukte standardar.

Utifrå resultata, så verkar det til at materiala i feltområdet er nokså flisige og stengelege, då dei har forholdsvis høge verdiar for begge indeksane i forhold til total vekt prøve. Dette gjelder spesielt forvittringsmaterialet, då det har ein flisighetsindeks på 87 prosent, medan formindeksen har ein verdi på 97 prosent. Morenene i sør har stort sett like verdiar for flisighet og kornform, med respektive verdiar på rundt 70 og 80 prosent. Unntaket er «Morene (S) nr. 3», som ligg kring 5 prosent lågare innan begge indeksane. Morena i nord er definitivt den med lågast verdiar, med ein flisighetsindeks på 33 % og formindeks på 41 %.

4.10.3 XRD

Resultat frå XRD-analyse kan ein observere i grafane som står oppført i vedlegg C. Desse er oppsett som beskrive tidlegare i metodekapittelet, og blei produsert ved hjelp av programvare

som vart nytta under tolking og simulering av rådata. Grafane sjølv seier lite om type mineral og deira mengder, men dette står nærmare beskrive i tabellane i øvre, høgre hjørne på kvar figur. Denne tabellen er redigert til å beskrive meir generelle mineralgrupper, då det ikkje er garantert at typane som var valt under analysa er heilt representative for prøva.

Utifrå det ein ser i grafane, så er materiale frå felt stort sett dominert av mineral som kvarts, muskovitt, kloritt og plagioklasfeltspat. Kvartsen utgjer som regel rundt 40 – 47 prosent av mineralinnholdet i morenane, men ligg på nærmare 31 prosent i forvittringsmaterialet.

Muskovitten variera meir enn kvartsen, og strekker seg frå ca. 10 -30 prosent. Kloritten har liknande variasjon som muskovitten, men eit lågare innhald på 8 – 22 prosent. Eit viktig punkt å merke seg her, er at glimmermengda stort sett er høgre i forvittringsmateriale og moreneprøve (S) nr. 1 enn i dei andre moreneprøvene. Dette forholdet verkar motsett for plagioklasfeltspaten, der forvittringsmateriale og moreneprøve (S) nr. 1 ligg på respektivt 14 og 12 prosent, medan dei andre morenane har verdiar rundt 20 - 24 prosent.

Større og mindre mengder av andre mineraltypar var og tolka til å eksistere i materialet, men stort sett som sporstoff. Dei mest talrike av desse var hornblende og pyroksen, som hadde spenn på respektivt 1 – 7 % og 1 – 2 %. Elles vart magnesitt, granat og epidot inkludert, med prosentverdiar på rundt 0.5 – 1.5 %. Av desse variantane, så er det berre pyroksen som målast i prøvene frå forvittringsmateriale, noko som kan hinte til at dei andre sporstoffa har opphav i mineralkorn frå andre litologiar.

5 Diskusjon

For å vurdere effekta av skoghogst på lokalområdet sin stabilitet, vil først området sin stabilitet i naturleg tilstand bli vurdert med basis i kunnskap om geologiske, geomorfologiske og hydrologiske forhold, der resultat frå feltarbeider, laboratoriearbeid og teoristudium vil bli nytta saman i diskusjon og tolking. Deretter vil eventuelle stabilitetsendringar som eit resultat av hogstprosessen og fjerning av skog bli vurdert med basis i teoristudium om skog og skoghogst, samt observeringar gjort i felt.

5.1 Stabilitet før hogst

5.1.1 Geologiske forhold

Lausmassane i feltområdet består i hovudsak av morenemassar som ligg tynt over underliggande berggrunn, med ei massemechtigheit på kring 0.5 meter. Morenane viser i snitt laust pakka kornstrukturar, med rødbrunleg farge, og består i hovudsak av fragment frå underliggande berggrunn slik som skifer. Denne laust pakka strukturen samsvara med fagteori

om lagdeling og forvitringa av morener, og kan forklare kvifor størstedelen av profilet viser denne type karakteristikkar då nedre grense for slik forvitring ligg rundt 0.5 – 1 meter (S. 33). Den lause pakningsgrada vil medbringe til å gi ei høg grad av permeabilitet (S. 10), men er generelt ugunstig for stabiliteten då den gir låg friksjonsvinkel (S. 12). Massane er derfor tolka til å bestå av forvittra morene.

Morenemassane er generelt velgraderte, og har forholdsvis stor variasjon i ulike målte eigenskapar slik som mineralogi og kornform. Dei dominerande mineralgruppene i materialet består primært av kvarts og plagioklasfeltspat, samt større mengder muskovitt og kloritt. Korna har generelt stor flisigheitsfaktor (FI) og formfaktor (FO), noko som gjer dei dominerande flate og avlange. Høg flisigheit og formfaktor, samt eit høgt innhald av kvartsmineral, er generelt ugunstig for stabiliteten av morenar og vil verke til å senke deira skjærstyrke (S. 31). Ei velgradert kornfordeling verkar gunstig inn på skjærstyrken då det aukar friksjonsvinkelen til materialet (S. 12). Stabiliteten av materiala kan derfor tolkast som låg grunna den høge flisigheita og formfaktoren til massane, samt det høge innholdet av kvarts, men grunna den velgraderte kornfordelinga så vil den nok ikkje vere minimal.

Berggrunnen i området består i dominerande grad av skifrige bergartar som fylitt. Desse bergartane viser stor grad av oppsprekking i øvre delar, og har ein nokså svak og forvittra karakter i dagen. Denne forvitringa kan kome av infiltrering av vatn gjennom sprekker på overflata, noko som vil medføre til ei svekking av styrken av berget (S. 31 – 32). Bergarten har eit dominerande skråningsparallelt fall, og har ein generelt låg RQD verdi.

Dalsideparallele sprekker gir generelt låg støtte til overliggende lausmassar, og ved forvitring vil dei gi mindre støtte til overliggende massar. Strukturane kan og verke som glideplan for skred og danne moglege soner for poretrykksoppbygging (S. 31 – 32). Ein låg Q verdi er generelt indikativt for dårleg bergkvalitet (S. 68 – 70). Basert på denne informasjonen, så vil underliggende berggrunn gi låg oppstøtting av overliggende massar og senke deira stabilitet.

5.1.2 Geomorfologiske forhold

Basert på hellingskart produsert i arcGIS (Figur D.2), har feltområdet ei tilnærma lik fordeling av skråningsgradientar som er større og mindre enn 20°, med unntak av nordre delar der gradientar under 20 ° verkar til å dominere. Store delar av terrenget mot sør er derfor i naturleg tilstand utsett for utløysing av både jord og flaumskred, då kritisk hellingsvinkel for desse skredtypane ligg på rundt 30 °. Vinkelen kan og vere lågare dersom lausmassedekket ligg tynt over glatte fjellflater (S. 37). Dette har blitt observert langs skogsbilvegen opp i

feltområdet, der tynne dekke med lausmassar ligg over glatte flater med skifer og fyllitt. Forutsett at lausmassemektigheita held seg låg og at ruheita til berget ikkje endrast vesentleg, kan derfor større delar av området vere utsett for utløysing av slike skred enn antatt.

Ulike materialtypar vil ligge stabilt ved ulike skråningsvinklar. For kohesjonsfrie massar, beståande av til dømes sand og grus, vil stabil vinkel oppstå ved hellingar under 37° . For massar med ei viss grad av kohesjon vil ein vinkel over 36° representere ustabile forhold, medan ein vinkel under 26° indikera stabile tilstandar (S. 36 – 37). Fleire av materialtypene i feltområdet er tolka til å ha ein viss kohesjon grunna finstoffinnholdet og utfelling av rust (S. 13), der spesielt dei marine avsetningane i nedre delar av feltområdet er tenkt til å vere veldig kohesive. Store delar av massane i terrenget kan derfor stå ved ugunstige skråningsvinklar, som kan gjere dei utsett for utløysing av skred. Forvittringsmaterialet verkar til å ha låg grad av kohesjon grunna lågt finstoffinnhold og lite mineralsk utfelling, og ligg med ein stabil skråningsvinkel på kring 30 grader. Desse massane er derfor tolka til å vere stabile.

Skråningsform til terrenget kan karakteriserast som «plan» utifrå skyggerelieffkart (figur D.1) og tverrprofil over terrenget (Figur), med eit mindre antall divergente og konvergente landformer i form av raviner og åsar. Plan skråningsform representera ein middelverdi innan stabilitet, då den verken spreiar eller konsentrera grunnvatn og overflateavrenning, samt at den gir ei jamn spenningsfordeling i materialet ved tørr tilstand. Ved metning vil slike skråningar få ei jamn senking av stabilitet, med størst senking i nedre delar (S. 37 – 38). Skråninga sin stabilitet vil derfor vere tilnærma lik i store delar av terrenget, med lågast stabilitet i nedre delar mot E14 og øvre delar av skogsbilvegen ved til dømes nedbør. Låg stabilitet vil og oppstå i konvergerande strukturar slik som ravinar, då slike formasjonar fører til konsentrasjon av overflateavrenning og oppbygging av poretrykk (S. 38).

Overflateruheita til terrenget variera mellom svakt irregulær og jamn. Svakt irregulære landskapsformer gir lita brotlengde for skred og begrensar deira utløpslengde (S. 37). Områder med svakt irregulær overflate kan derfor ha større grad av stabilitet enn områder med meir jamn utforming. I feltområdet er svakt irregulære delar av terrenget i hovudsak lokalisert langs skråninga mot vest, i dei marine avsetningane og i nordre delar av feltområdet. Resten av feltområdet består av store flater med meir jamn overflateruheit. Effekta av overflateruheit i området er derfor tolka til å vere lita totalt sett.

5.1.3 Hydrologiske forhold

Hydrologiske forhold i feltområdet kan generelt karakteriserast som tørre, med lågt vassinnhold i jordmaterialer og konsentrert avrenning langs større dreneringsstrukturar i terrenget (Figur D.3). Mindre dreneringsnettverk som grøfter langs hovudvegen er stort sett tørrlagte, men viser teikn til erosjon ved eksponering av grovare partiklar og mangel på finstoff. Finpartiklar som silt og sand eroderast lettast ved vasstrøyming på overflata, etterfølgt av leire og grus (S. 35). Grøftene har derfor blitt utsett for større vassføring over tid enn det som har blitt observert, noko som kan peike på at værforholda ved feltundersøkingar var forholdsvis tørre og ikkje representative for tilstanden til området gjennom året.

Infiltrasjonskapasiteten til lokale materialer vil i stor grad bestemme danning av overflateavrenning i eit område. Grove, tørre jordartar med laus pakningsgrad vil gi høgst kapasitet, medan finkorna, tettpakka og fuktige jordartar vil ha liten kapasitet (S. 24 – 25). Morenane i feltområdet er velgraderte, med stor variasjon i innhald av finstoff og silt, og har ein generelt laust pakka struktur. Desse er derfor tenkt til å kunne ha ein høg eller låg infiltrasjonskapasitet avhengig av deira fukttilstand og innhald av finstoff. Morenar mot sør verkar til å ha finstoffinnhald, noko som sannsynlegvis inneberer låg infiltrasjonsevne og høgt sannsyn for danning av overflateavrenning. Sørlege delar av feltområdet har og ein høg gradient enn områder lengre nord, noko som kan føre til at effektar av overflateavrenning blir større her og potensielt føre til utløysing av skred (S. 37)

Poretrykksdanning oppstår i hovudsak i jordartar med høgt innhald av finare kornstørrelsar som silt, leire og finsand. Sjølv små mengder av desse finpartiklane kan vere nok til å redusere permeabiliteten av grove jordartar vesentleg (S. 34). I moreneprøvar frå felt er innhaldet ligg innhaldet av leire på rundt 5 %, siltinnholdet variera frå 40 – 20 % og finsandinnholdet variera frå rundt 60 – 30 %. Leirinnholdet i morenane samsvara med kjente verdiar for morenar, medan siltinnholdet er forholdsvis høgt i enkelte prøver (S. 17). Det høge innhaldet av finsand og silt kan derfor gjere morenane utsette for danning av høge poretrykk. Store poretrykk oppstår ofte som ein respons på kraftig nedbør (S. 34). I Norge er det forventet ei auke i antall dagar med ekstremnedbør fram mot 2100 (S. 41). Desse morenane kan derfor vere utsett for oppbygging av store poretrykk ved framtidige klimaendringar.

5.2 Effekt av hogst

Ved hogst vil evapotranspirasjonen i terrenget vesentleg svekkast. Dette kan føre til at mindre vatn forbrukast frå jordprofilet, samt at meir nedbør når lausmassedekket grunna manglande

intersepsjon på lauvflater. Dette kan føre til ei auke i poretrykket ved heving av grunnvasstand, samt at det kan føre til ei auke i overflateavrenning (S. 26 og 39). I feltområdet er morenane mot sør tolka til å ha ein låg infiltrasjonskapasitet grunna høgt finstoffinnhold, samt at dei har potensiale for oppbygging av store poretrykk (S. 101). Morenane kan derfor ha opplevd ein reduksjon i deira skjærstyrke ved aukt oppbygging av poretrykk, noko som kan forklare utglidningar i terrenget etter endt hogst. Erosjon vart ikkje observert på hogstflatene. Danninga av overflateavrenning er derfor tolka til å ha uteblitt.

Rotbindingsstyrken i jorddekket svekkast som regel over tid i etterkant av hogst, med ein topp kring 5 år etter hogst har blitt slutført. Etter denne tidsperioda vil rotbinding av ny tilvekst verke til å auke skjærstyrken til massane på nytt (S. 40). Feltområdet har blitt utsett for hogst gjennom fleire ulike tidsepoker, der den nyaste hogsta (felt A) verkar til å ha blitt byrja på kring 2009. Dei eldste delane av hogstfeltet vil derfor ha ein alder på kring 10 år, noko som ifølge Figur 16 innebærer nesten ein fullstendig styrkegjenvinning i jorddekket. Yngre delar av hogstfeltet kan fortsett vere utsett for ein styrkereduksjon avhengig av deira alder. Effekta av manglande rotkohesjon er derfor tenkt til å spele størst faktor i dei yngste delane av hogstflata, men lite i dei eldre delane.

Etablering av skogsbilvegar fører til storskala endring av dreneringa i ei skråning, ved å konsentrere overflatevatn langs grøfter og sleppe desse vassmengdene konsentrert ut på potensielt ubeskytta terreng. Dette kan i tur føre til storskala erosjon av terrenget, samt at det kan føre til utløyning av skred i skråninga (S. 40). Slik erosjon har blitt observert langs ei enkelt grøft mot søraustre delar av terrenget, der ei stikkrenne hadde blitt graven ut av større vassmengder. Dette verkar derimot til å vere ein isolert hendelse, så oppkonsentrering langs slike grøfter er ikkje tenkt til å vere ein sterkt destabiliserande faktor i skråninga. Dei fleste nedstrømsområder består som regel av grunnfjell, noko som gjer erosjon lite sannsynleg.

Djupe spor av hogstmaskiner i naturleg terreng kan føre til endringar i dreneringa av skråninga. Dette skjer ved oppkonsentrering av vatn i desse djupe spora, som vidare kan føre til erosjon av materialar i skråninga (S. 40). Denne dreneringsendrande effekta har blitt oppdaga både i felt og gjennom arcGIS undersøkelser på LIDAR-data frå feltområdet. Det store nettverket med køyrespor i terrenget oppom hovudvegen (Figur D.4), viser både gjennom resultat av *flow accumulation*-analyse (Figur D.5) og *Watershed*-analyse (Figur D.6) at vegane har innverknad på dreneringa i feltområdet. I enkelte soner har dette ført til storskala oppkonsentrering og erosjon av grunnvatn, slik ein ser i Figur 51. Dette er derfor tolka som ein av dei største innverknadane skogdrifta har hatt på skråninga sin stabilitet.

Tetting av stikkrenner er ofte ein skredutløysande årsak i Noreg. Renner som tettast igjen av greinar og kvist kan føre til oppdemming av vassmengder bak blokkeringa, som ved flomvassføring kan føre til utløysing av skred gjennom erosjon av både veg og nedforliggende terreng (S. 40). I feltområdet er det fleire renner som har opplevd slik grad av blokkering, der spesielt stikkrenna ved Figur 56 er eit godt eksempel. Denne har blitt fylt opp med kvistar og greiner i forkant, som vidare har fylt til oppfylling av kulverten oppom av forvittra skifrig materiale. Ved tilstrekkeleg vassføring vil denne og liknande stikkrenner kunne fungere som ein kjelde til erosjon og utløysing av skred i terrenget, og vil verke til å hindre adgang til øvre delar av feltområdet ved utgraving av vegen.

6 Konklusjon

Basert på tolkingar av laboratorieresultatar og feltobservasjonar, med basis i litteraturstudium av geologiske, geomorfologiske, hydrologiske og menneskelege faktorar som påverkar stabiliteten av skråningar, konkluderast det i denne oppgåva med at skoghogsten generelt har verka til å destabilisere hogstflata ved Fremstad i Stjørdalen.

Skråninga har i pre-hogst tilstand blitt tolka til å ha ein forholdsvis låg stabilitet grunna ugunstig skråningshelling, svak og lite oppstøttande berggrunn, høgt finstoffinnhold i massane, og låg skjærstyrke av lokale morenematerialar. Ved hogst har mengda vatn i lausmassane sannsynlegvis auka, noko som gir potensiale for større grad av overflateavrenning og større poretrykk. Hogsten har òg sannsynlegvis senka skjærstyrken i massane ved rotning av røter, der bidraget vil vere mest aktuelt i dei yngste sonane. Grøfter langs skogsbilvegar og kjørespor etter hogstmaskiner har endra dreneringa i skråninga, som stadvis har ført til stor erosjon i lausmassedekket og gitt moglegheita for utløysing av skred. Tetting av stikkrenner er og ei effekt som kan knyttast skoghogsten i området, og har lagt grunnlaget for erosjon og potensielt skredutløysing ved framtidige flaumtilstandar.

Referanseliste

- Allen, B. L. og Hajek, B. F. (1989) Chapter 5: Mineral Occurrence in Soil Environments, i Dixon, J. B. og Weed, S. B. (red.) *Minerals in Soil Environments Second Edition*. Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America, s. 199-278.
- Ameratunga, J., Sivakugan, N. og Das, B. M. (2016) *Correlations of Soil and Rock Properties in Geotechnical Engineering*. New Dehli: Springer India.
- Andersen, S. og Pedersen, S. S. (1998) Weichsel Istiden og Isens Afsmelting, i Anderson, S. og Pedersen, S. S. (red.) *Israndlinjer I Norden*. København: Nordisk Ministerråd, s. 31 - 46.
- Andreassen, L. M., et al. (2015) *Klima i Norge 2100*. (NCCS report 2/2015). Online: Miljødirektoratet. Tilgjengelig fra: <http://www.miljodirektoratet.no/no/Publikasjoner/2015/September-2015/Klima-i-Norge-2100/> (Hentet: 10.04.2018).
- Andresen, B. G. (2000) *Istider i Norge: Landskap formet av istidens breer*. Oslo: Universitetsforlaget.
- Askheim, S. (2017) *Stjørdalen*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/Stj%C3%B8rdalen> (Hentet: 07.03 2018).
- Bargel, T. H., Lagerbäck, R. og Nenonen, K. (2007) *Beskrivelse til kvartærgeologisk kart over Midt-Norden*. (NGU-rapport 2007.024). Trondheim: NGU. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/beskrivelse-til-kvart-rgeologisk-kart-over-midt-norden> (Hentet: 02.03.2018).
- Bargel, T. H., et al. (2011) *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred*. (NVE rapport 16/2011). Oslo: Norges Vassdrag - og Energidirektorat (NVE). Tilgjengelig fra: http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_16.pdf (Hentet: 09.03.2018).
- Beek, R. V., et al. (2008) Chapter 3: Hillslope Processes: Mass Wasting, Slope Stability and Erosion, i Norris, J. E., et al. (red.) *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnical Solutions*. Dordrecht: Springer Netherlands, s. 17 - 64.
- Bell, F. G. (2002) The geotechnical properties of some till deposits occurring along the coastal areas of eastern England, *Engineering Geology*, 63(1), s. 49 - 68. doi: 10.1016/S0013-7952(01)00068-0.
- Benn, D. I. og Evans, D. J. A. (2010) *Glaciers & Glaciation - 2nd edition*. New York: Routledge.
- Blasio, F. V. (2011) *Introduction to the Physics of Landslides: Lecture notes on the dynamics of mass wasting*. Netherlands: Springer Science+Business Media.
- Boulton, G. S. og Paul, M. A. (1976) The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial tills, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 9(3), s. 159 - 194. doi: <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.QJEG.1976.009.03.03>.
- Brattli, B. (2009a) *Hydrogeologi: Anvendelse og metodikk - Kompendium for Hydrogeologi* Trondheim: NTNU.
- Brattli, B. (2009b) *Fysisk og Kjemisk Hydrogeologi - Tredje Utgåve*. Trondheim: Norges Tekniske Naturvitenskapelege Universitet (NTNU).
- Brattli, B. (2015) *Ingeniørgeologi Løsmasser - Andre utgave - Kompendium for Ingeniørgeologi Grunnkurs (GK)*. Trondheim: NTNU.
- Brooks, K. N., Ffolliott, P. F. og Magner, J. A. (2012) *Hydrology and the Management of Watersheds - Fourth Edition*. Hoboken: Wiley-Blackwell.
- Bruker (2014) *X-Ray Powder Diffraction*. Tilgjengelig fra: <https://my.bruker.com/acton/attachment/2655/f-0814/1/-/-/-/X->

- [Ray%20Powder%20Diffraction%20Bragg-Brentano%20Poster%20XRD%20XRS.pdf](#)
(Hentet: 01.12 2017).
- Budhu, M. (2011) *Soil Mechanics and Foundations - Third edition*. NA: John Wiley & Sons.
- Chatwin, S. C., et al. (1994) *A Guide for Management of Landslide-Prone Terrain in the Pacific Northwest*. (2nd ed.). British Columbia Ministry of Forests: Canada.
Tilgjengelig fra: <https://www.for.gov.bc.ca/hfd/pubs/docs/lmh/LMH18-01.pdf>
(Hentet: 16.01.2018).
- Clark, P. U. (1987) Subglacial Sediment Dispersal and till Composition, *The Journal of Geology*, 95(4), s. 527 - 541. doi: 10.1086/629147.
- Clayton, C. R. I., Matthews, M. C. og Simons, N. E. (1995) *Site Investigation - Second edition* Oxford: Blackwell Science ltd.
- Dannevig, P. og Harstveit, K. (2018) *klima*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/klima> (Hentet: 11.04 2018).
- Dingman, S. L. (2015) *Physical Hydrology Third Edition*. Long Grove, Ill: Waveland Press Inc.
- Duncan, C. I. (1998) *Soils and Foundations for Architects and Engineers - Second Edition*. New York: Springer Science+Business Media.
- Duncan, J. M. (1996) Chapter 13: Soil slope stability analysis, i Turner, A. K. og Schuster, R. L. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Washington: National Academy Press, s. 337 - 371.
- Duncan, J. M., Wright, S. G. og Brandon, T. L. (2014) *Soil strength and slope stability - Second edition*. NA: John Wiley & Sons.
- Dutrow, B. L. (2007) *X-ray Powder Diffraction (XRD)*. Tilgjengelig fra: https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/XRD.html
(Hentet: 05.12 2017).
- Earle, S. (2015) *Physical Geology*. BCcampus. Tilgjengelig fra: <https://opentextbc.ca/geology/>.
- Eddy, J. (2017) *Introduction to LiDAR and its Applications*. Tilgjengelig fra: <https://www.col-east.net/single-post/2017/11/17/Introduction-to-LiDAR-and-its-Applications> (Hentet: 07.02 2018).
- Emdal, A. (2017) *Introduksjon til geoteknikk*. Trondheim: Norges Tekniske Naturvitenskapelege Universitet (NTNU).
- ESRI (2016a) *How Slope works*. Tilgjengelig fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-slope-works.htm> (Hentet: 08.02 2018).
- ESRI (2016b) *How Hillshade works*. Tilgjengelig fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-hillshade-works.htm> (Hentet: 08.02 2018).
- ESRI (2016c) *DEM*. Tilgjengelig fra: <https://support.esri.com/en/other-resources/gis-dictionary/term/dem> (Hentet: 07.02 2018).
- ESRI (2016d) *Snap Pour Point*. Tilgjengelig fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/snap-pour-point.htm> (Hentet: 08.02 2018).
- ESRI (2017a) *Hydrologic analysis sample applications*. Tilgjengelig fra: <http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/hydrologic-analysis-sample-applications.htm> (Hentet: 08.02 2018).
- ESRI (2017b) *How Flow Direction works*. Tilgjengelig fra: <http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-flow-direction-works.htm> (Hentet: 08.02 2018).

- ESRI (2017c) *How Watershed works*. Tilgjengelig fra: http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-watershed-works.htm#ESRI_SECTION1_9E7350B44F6D4C0D8C79B9304E35CE1A (Hentet: 08.02 2018).
- ESRI (2017d) *How Flow Accumulation works*. Tilgjengelig fra: <http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-flow-accumulation-works.htm> (Hentet: 08.02 2018).
- ESRI (2018) *Hillshade function*. Tilgjengelig fra: <http://pro.arcgis.com/en/pro-app/help/data/imagery/hillshade-function.htm> (Hentet: 08.02 2018).
- Evans, D. J. A., *et al.* (2006) Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification, *Earth-Science Reviews*, 78(1), s. 115 - 176. doi: 10.1016/j.earscirev.2006.04.001.
- Fagernes, A. B. (2012) Evakuerer etter jordras, *Adresseavisen*, 12.03.2012 Tilgjengelig fra: <https://www.adressa.no/nyheter/nordtrondelag/2012/03/12/Evakuerer-etter-jordras-3164935.ece>.
- Fergus, T., *et al.* (2013) *Skogsveger og skredfare - veileder*. Oslo: NVE.
- Fetter, C. W. (2001) *Applied hydrogeology - Fourth Edition*. Upper Saddle River, N.J: Prentice-Hall.
- Fossen, H., *et al.* (2013) Kapittel 6: En fjellkjede blir til, i Ramberg, I. B., *et al.* (red.) *Landet blir til - Norges geologi. 2 utg.* Trondheim: Norsk Geologisk Forening, s. 180 - 233.
- Fraser, H. J. (1935) Experimental study of porosity and permeability of clastic sediments, *Journal of Geology*, 43(8), s. 910 - 1010. Tilgjengelig fra: http://www.jstor.org/stable/30058422?seq=1#page_scan_tab_contents.
- Førland, E. J., Benestad, R. og Haugen, J. E. (2007) 3 Endringer i ekstreme nedbørsforhold, i Førland, E. J., *et al.* (red.) *Utviklingen av naturulykker som følge av klimaendringer - CICERO Report 2007:03* Oslo: CICERO Senter for klimaforskning s. 13 - 17.
- Gee, D. G., *et al.* (1985) The central-southern part of the Scandinavian Caledonides, i Gee, D. G. og Sturt, B. A. (red.) *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas part 1*. NA: John Wiley & Sons, s. 109 - 133.
- Geonorge (2016) *Topografisk norgeskart 3*. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/kartverket/topografisk-norgeskart-3/81a617be-01d3-4daa-b345-0fa49ad45f37> (Hentet: 06.09 2017).
- Geonorge (2018) *Topografisk norgeskart 3*. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/kartverket/topografisk-norgeskart-3/81a617be-01d3-4daa-b345-0fa49ad45f37> (Hentet: 09.03 2018).
- Gjørva, M. B. (2016) *Samanhengen mellom skogsvegar, skogsdrift og skredfare* Master Thesis, NTNU.
- Gregersen, O. (2014) Kapittel 5: Leirskred, i Høeg, K., *et al.* (red.) *Skred: Skredfare og Sikringstiltak*. Oslo: Norges Geotekniske Institutt (NGI), s. 95 - 122.
- Haldorsen, S. (1983) Mineralogy and geochemistry of basal till and their relationship to till-forming processes *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 63(1), s. 15 - 25. Tilgjengelig fra: http://njg.geologi.no/images/NJG_articles/NGT_63_1_015-025.pdf.
- Haldorsen, S., *et al.* (1983) Some hydraulic properties of Sandy-silty Norwegian Tills, *Acta geológica hispanica*, 18(3), s. 191 - 198. Tilgjengelig fra: <http://www.raco.cat/index.php/ActaGeologica/article/view/75137>.
- Haldorsen, S. og Kruger, J. (1990) Till Genesis and Hydrogeological Properties *Nordic Hydrology*, 21(2), s. 81 - 94. Tilgjengelig fra: <http://hr.iwaponline.com/content/21/2/81>.

- Henry, D., *et al.* (2007) *X-ray reflection in accordance with Bragg's Law*. Tilgjengelig fra: https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/BraggsLaw.html (Hentet: 06.12.2017).
- Hiscock, K. M. og Bense, V. F. (2014) *Hydrogeology - Principles and Practice (2nd Edition)* John Wiley & Sons - Blackwell.
- Holtz, R. D., Kovacs, W. D. og Sheahan, T. C. (2011) *An introduction to geotechnical engineering - Second Edition*. Upper Saddle River: Pearson.
- Hopkins, T. C., Allen, D. L. og Deen, R. C. (1975) *Effects of Water on Slope Stability*. (Kentucky Transportation Center Research Report 435). University of Kentucky: Kentucky Transportation Center Research. Tilgjengelig fra: https://uknowledge.uky.edu/ktc_researchreports/1094/ (Hentet: 10.05.2018).
- Huat, B. B. K., Ali, F. H. J. og Low, T. H. (2006) Water infiltration characteristics of unsaturated soil slope and its effect on suction and stability, *Geotechnical and Geological Engineering*, 24(5), s. 1293 - 1306. doi: 10.1007/s10706-005-1881-8.
- Hunt, R. E. (2005) *Geotechnical Engineering Investigation Handbook - Second Edition*. Boca Raton: Taylor & Francis.
- Høeg, K. (2014) Kapittel 7: Skredmekanismer og stabilitetsberegninger, i Høeg, K., *et al.* (red.) *Skred: Skredfare og Sikringstiltak*. Oslo: Norges Geotekniske Institutt (NGI), s. 95 - 122.
- Høgaas, F., *et al.* (2012) *Database for registrering av marin grense (MG) i Norge*. (NGU rapport 2012.063). Trondheim: NGU. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/database-registrering-av-marin-grense-mg-i-norge> (Hentet: 05.03.2018).
- Intergovernmental Panel On Climate Change (2014) *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Geneva, Switzerland: Intergovernmental Panel On Climate Change (IPCC).
- Iversen, T., *et al.* (2005) *Norges klima om 100 år - Usikkerheter og risiko*. Oslo: Meteorologisk institutt.
- Jakob, M. og Hungr, O. (2005) *Debris-flow : Hazards and related phenomena*. Chichester: Springer Verlag Berlin Heidelberg.
- Janbu, N. (1970) *Grunnlag i geoteknikk*. Trondheim: Tapir.
- Jørgensen, P. (1977) Some properties of Norwegian tills, *Boreas*, 6(2), s. 149–157.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. og Haldorsen, S. (1997) *Kvartærgeologi*. Oslo: Landbruksforlaget.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. og Prestvik, O. (2013) *Norske jordarter*. NA: Norsk Jordforening - Bioforsk.
- Koustuvee, K., Sridharan, A. og Chetia, M. (2013) Investigation into the Influence of Grain Shape and Size on Shear Strength of Cohesionless Soils *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 72(3-4), s. 371 - 381. doi: 10.1007/s10064-013-0482-7.
- Lee, E. M. og Jones, D. K. C. (2014) *Landslide Risk Assessment - Second Edition*. Westminster: ICE Publishing.
- Longley, P. A., *et al.* (2015) Chapter 8 Data Collection *Geographic Information Science and Systems, 4th Edition*. Kendallville: John Wiley and Sons, s. 173 - 193.
- Lu, N. og Godt, J. (2013) *Hillslope Hydrology and Stability*. Cambridge University Press Tilgjengelig fra: <https://www.cambridge.org/core/books/hillslope-hydrology-and-stability/56D088CB8BAB32318687E226B5FEBA8D#fndtn-contents>.
- Lu, N. og Likos, W. J. (2013) *Origin of Cohesion and Its Dependence on Saturation for Granular Media*. Upublisert paper presentert på Fifth Biot Conference on Poromechanics. Vienna, Austria.

- Lutro, O. og Wolff, F. C. (2005) *Berggrunnskart 1:50 000 Flornes 1721 IV* [Kartblad]. Finnes ved NGU-Biblioteket. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/flornes-berggrunnskart-flornes-17214-150-000-forel-pig-utgave-plottekart> (Hentet: 22.02.2018).
- Malvern Instruments (2017) *Mastersizer 3000: Smarter Particle Sizing*. Tilgjengelig fra: <https://www.malvern.com/en/products/product-range/mastersizer-range/mastersizer-3000> (Hentet: 17.11 2017).
- Mandal, S. og Maiti, R. (2015) *Semi-quantitative Approaches for Landslide Assessment and Prediction*. Singapore: Springer Singapore.
- Meteorologisk Institutt (2017) *normalperiode*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/normalperiode> (Hentet: 10.04 2018).
- Mitchell, J. K. og Soga, K. (2005) *Fundamentals of Soil Behavior - Third Edition*. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons.
- Moen, A. (1998) *Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon*. Hønefoss: Statens Kartverk.
- Nesje, A. og Dahl, S. O. (2000) *Glaciers and Environmental Change*. London: Routledge.
- NIBIO (2018a) *NIBIO Kilden*. Tilgjengelig fra: https://kilden.nibio.no/?topic=arealinformasjon&X=7042297.63&Y=314556.96&zoom=9&lang=nb&bgLayer=graatone_cache&catalogNodes=102,103&layers=skog_sat-skog_treslag&layers_opacity=0.75# (Hentet: 08.03 2018).
- NIBIO (2018b) *SatSkog*. Tilgjengelig fra: <https://www.nibio.no/tema/skog/kart-over-skogressurser/satskog> (Hentet: 08.03 2018).
- Nichols, G. (2009) *Sedimentology and Stratigraphy - Second Edition*. Chichester: John Wiley & Sons Ltd. .
- Nilsen, B. (2016) Kapittel 4: Sleppematerialer *Ingeniørgeologi-berg Grunnkurskompendium*. Trondheim: NTNU, s. 67 - 78.
- Norbury, D. (2010) *Soil and rock description in engineering practice*. Dunbeath: Whittles Publishing.
- Norem, H. og Sandersen, F. (2014) *Håndbok V139 Flom- og sørpeskred*. Statens Vegvesen. Tilgjengelig fra: https://www.vegvesen.no/_attachment/185231/binary/1090658?fast_title=H%C3%A5ndbok+R210+Laboratorieunders%C3%B8kkelser+%2813+MB%29.pdf.
- Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) (2015a) *Kvartærgeologi*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/kvart%C3%A6rgeologi> (Hentet: 28.02 2018).
- Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) (2015b) *Digitale høydemodeller*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/digitale-h%C3%B8ydemodeller> (Hentet: 07.02 2018).
- Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) (2018a) *Karttjenester*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/karttjenester> (Hentet: 06.03 2018).
- Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) (2018b) *Løsmasser*. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> (Hentet: 06.03 2018).
- Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) (2018c) *Database for geologiske enheter: Trondheimsdekkekomplekset*. Tilgjengelig fra: http://aps.ngu.no/pls/utf8/geoenhet_SokiDb.Vis_enhet?p_id=158743&p_spraak=N (Hentet: 22.02 2018).
- Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) (2018d) *Database for geologiske enheter: Øvre Hovingruppen*. Tilgjengelig fra: http://aps.ngu.no/pls/utf8/geoenhet_SokiDb.Vis_enhet?p_id=147628&p_spraak=N (Hentet: 23.02 2018).
- Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) (2018e) *Database for geologiske enheter: Undre Hovingruppen*. Tilgjengelig fra:

- http://aps.ngu.no/pls/utf8/geoenhet_SokiDb.Vis_enhet?p_id=147624&p_spraak=N
(Hentet: 23.02 2018).
- Norges Geotekniske Institutt (NGI) (2015a) 4. Beregning av Q - verdien *NGI Handbok Bruk av Q-systemet* NGI, s. 11 - 31. Tilgjengelig fra: <https://www.ngi.no/Publikasjoner-og-bibliotek/Boeker/Q-systemet>.
- Norges Geotekniske Institutt (NGI) (2015b) 3. Q - Systemet *NGI Handbok Bruk av Q-systemet* NGI, s. 10. Tilgjengelig fra: <https://www.ngi.no/Publikasjoner-og-bibliotek/Boeker/Q-systemet>.
- Norges Geotekniske Institutt (NGI) (2015c) 1. Introduksjon *NGI Handbok Bruk av Q-systemet* NGI, s. 6 - 7. Tilgjengelig fra: <https://www.ngi.no/Publikasjoner-og-bibliotek/Boeker/Q-systemet>.
- Norges Geotekniske Institutt (NGI) (2017) *Ingeniørgeologi og bergteknikk / Q-systemet*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise-A-AA/Ingeniørgeologi-og-bergteknikk/Q-systemet> (Hentet: 07.12 2017).
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) (2017a) *Skredhendelser*. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/flaum-og-skred/kartlegging/skred-og-flaumhendingar/skredhendelser/> (Hentet: 07.03 2018).
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) (2017b) *NVE Atlas*. Tilgjengelig fra: <https://atlas.nve.no/Html5Viewer/index.html?viewer=nveatlas#> (Hentet: 06.03 2018).
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) (2017c) *Aktsomhetskart for jord- og flomskred* Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/flaum-og-skred/kartlegging/aktsemdkart/aktsomhetskart-for-jord-og-flomskred/> (Hentet: 07.03 2018).
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) (2018) *NVE Kartkatalog*. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.nve.no/metadatabase/dataset.html> (Hentet: 07.03 2018).
- Norkart (2006) *Norge i 3D med Norkart Virtual Globe*. Tilgjengelig fra: <http://www.norgei3d.no/> (Hentet: 16.01 2018).
- Norris, J. E. og Greenwood, J. R. (2008) Chapter 2: An introduction to types of vegetated slopes, i Norris, J. E., *et al.* (red.) *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnical Solutions*. Dordrecht: Springer Netherlands, s. 9 - 15.
- NVE (2015) *Jord og Flomskred faktaark*. Oslo: NVE.
- Opsal, Ø. L. og Langeland, J. M. (2018) Geological parameters in relation to bedrock geology and shear strength of dry tills: samples from the southern half of Norway, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, s. 1 - 12. doi: <https://doi.org/10.1007/s10064-018-1236-3>.
- Pecharsky, V. K. og Zavalij, P. Y. (2009) *Fundamentals of powder diffraction and structural characterization of materials 2nd edition*. New York: Springer.
- Pedersen, K. B., Kompen, R. og Kveen, A. (2010) *Arbeider foran stuff og stabilitetssikring i vegtunneler*. (Teknologirapport 2538). NA: Statens Vegvesen. Tilgjengelig fra: <https://brage.bibsys.no/xmlui/bitstream/handle/11250/189948/arbeiderforanstuff.pdf?sequence=1&isAllowed=y> (Hentet: 07.12.2017).
- Pellegrino, A. (1965) *Geotechnical properties of coarse-grained soils*. Upublisert paper presentert på International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering (6th). Montreal.
- Ranjan, G. og Rao, A. S. R. (2007) *Basic and Applied Soil Mechanics*. New Dehli: New Age International.
- Reid, M. E. og Iverson, R. M. (1992) Gravity-Driven Groundwater Flow and Slope Failure Potential 2. Effects of Slope Morphology, Material Properties, and Hydraulic Heterogeneity *Water Resources Research*, 28(3), s. 939 - 950.

- Reite, A. J. (1986) *Stjørdal 1621 I M 1:50 000 - Beskrivelse til kvartærgeologisk kart (med fargetrykt kart)*. (NGU Skrifter). Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse (NGU). Tilgjengelig fra: NA.
- Reite, A. J. (1990) *Sør-Trøndelag fylke - Kvartærgeologisk kart 1:250 000 - Veiledning til kartet*. (NGU skrifter). Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse (NGU). Tilgjengelig fra: https://www.nb.no/items/URN:NBN:no-nb_digibok_2007111600076.
- Reite, A. J. (1994) Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway, *NGU Bulletin*, 426, s. 1 - 30. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/publikasjon/ngu-bulletin-426-1994>.
- Reite, A. J. (1995) Deglaciation of the Trondheimsfjord area, Central Norway, *NGU Bulletin*, 427, s. 19 - 21. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/publikasjon/ngu-bulletin-427-1995>.
- Reite, A. J. (1997) Ice-marginal deposits and deglaciation chronology in Nord-Trøndelag and Fosen, Central Norway, *NGU Bulletin*, 433, s. 52 - 53. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/publikasjon/ngu-bulletin-433-1997>.
- Reite, A. J., Sveian, H. og Erichsen, E. (1999) *Gråsteinen 5: Trondheim fra istid til nåtid*. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse (NGU).
- Rise, L., et al. (2006) The deglaciation history of Trondheimsfjorden and Trondheimsleia, Central Norway, *Norwegian Journal of Geology*, 86(4), s. 419 - 438. Tilgjengelig fra: http://foreninger.uio.no/ngf/ngt/pdfs/NJG_86_419-434.pdf.
- Rise, L. og Brendryen, J. (2013) *Leirinnhold i jordarter - en sammenlignende studie med vekt på Coulter Laser 200 og Sedigraph, og forslag til beregning av ekvivalent leirinnhold i prosent*. (NGU rapport 2013.012). Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse (NGU). Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/leirinnhold-i-jordarter-en-sammenlignende-studie-med-vekt-pa-coulter-laser-200-og> (Hentet: 16.03.2018).
- Ruddiman, W. F. (2013) *Earth's climate: Past and Future 3rd. edition*. New York: W.H. Freeman and Company.
- Sandersen, F. (2014) Kapittel 4: Løsmasse- og flomskred, i Høeg, K., et al. (red.) *Skred: Skredfare og Sikringstiltak*. Oslo: Norges Geotekniske Institutt (NGI), s. 77 - 93.
- Santi, P. M. og Walkinshaw, J. L. (1996) Chapter 21: Shales and Other Degradable Materials, i Schuster, R. L. og Turner, A. K. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Washington: National Academy Press, s. 555 - 576.
- Schaetzl, R. J. og Anderson, S. (2005) *Soils - Genesis and Geomorphology - First Edition*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Schnellmann, R., et al. (2010) Effect of a rising watertable in an unsaturated slope, *Engineering Geology*, 114(1), s. 71 - 83. doi: 10.1016/j.enggeo.2010.04.005.
- Selmer-Olsen, R. (1954) *Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet*. Oslo: Aschehoug.
- Selmer-Olsen, R. (1976) *Ingeniørgeologi : 2 : De løse jordlag - Andre utgåve*. Trondheim: Tapir.
- Selmer-Olsen, R. (1980) *Ingeniørgeologi : 1 : Generell geologi - Tredje utgåve*. Trondheim: Tapir.
- Sevee, J. E. (2010) Effective Porosity Measurement of a Marine Clay, *Journal of Environmental Engineering*, 136(7), s. 674 - 681. Tilgjengelig fra: <https://ascelibrary.org/author/Sevee%2C+John+E>.
- Sidle, R. C., Pearce, A. J. og O'Loughlin, C. L. (1985) *Hillslope Stability and Land use*. Washington, D.C: American Geophysical Union.
- Sidle, R. C. og Ochiai, H. (2006) *Landslides : processes, prediction, and land use*. Washington, D.C: American Geophysical Union.

- Sigmond, E. M. O., Brynhi, I. og Jorde, K. (2013) *Norsk Geologisk Ordbok*. Trondheim: Akademika forlag.
- Sletten, K., *et al.* (2009) *Geoextreme - Endringer i klima og skredfare de neste 50 år*.
- Solberg, I.-L., *et al.* (2008) Deglaciation history and landscape development of fjord-valley deposits in Buvika, Mid-Norway, *Boreas*, 37(2), s. 297 - 315. doi: 10.1111/j.1502-3885.2007.00020.x.
- Solli, A. og Sveian, H. (1997) Kapittel 4: Tid og form - Geologisk Historie, i Dahl, R. S., H. og Thoresen, M. K. (red.) *Nord-Trøndelag og Fosen - Geologi og landskap*. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), s. 110 - 130.
- Standard Norge (2008) "NS-EN 933-4:2008" *Prøvmingsmetoder for geometriske egenskaper for tilslag Del 4: Bestemmelse av kornform Formindeks*. Tilgjengelig fra: <http://www.standard.no/nettbutikk/sokeresultater/?search=NS-EN+933-4%3a2008> (Hentet: 1.11 - 03.11 2017).
- Standard Norge (2013) "NS-EN 933-3:2012" *Prøvmingsmetoder for geometriske egenskaper for tilslag Del 3: Bestemmelse av kornform Flisighetsindeks*. Tilgjengelig fra: <http://www.standard.no/nettbutikk/sokeresultater/?search=NS-EN+933-3%3a2012> (Hentet: 31.10 - 3.11 2017).
- Statens kartverk (2015a) *NorgeiBilder: Trøndelag 2014*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeibilder.no/> (Hentet: 09.02 2018).
- Statens kartverk (2015b) *NorgeiBilder: Stjørdal 2004*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeibilder.no/> (Hentet: 09.02 2018).
- Statens kartverk (2015c) *NorgeiBilder: Trøndelag 2009*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeibilder.no/> (Hentet: 09.02 2018).
- Statens kartverk (2015d) *NorgeiBilder: Stjørdal 1964*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeibilder.no/> (Hentet: 09.02 2018).
- Statens kartverk (2015e) *Høydedata: NDH Malvik-Stjørdal 2pkt 2016*. Tilgjengelig fra: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/> (Hentet: 10.11 2017).
- Statens Kartverk (2018) *Norgeskart : Temakart (Eigendom)*. Tilgjengelig fra: <http://www.norgeskart.no/#?!?project=seeiendom&layers=1002,1015&zoom=4&lat=7197864.00&lon=396722.00> (Hentet: 08.03 2018).
- Stemland, M. B. (2016) *Skredfarekartlegging på Frøset, Midtre Gauldal kommune*. Master Thesis, NTNU.
- Stokes, A., *et al.* (2008) Chapter 4: How Vegetation Reinforces Soil on Slopes iNorris, J. E., *et al.* (red.) *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnical Solutions*. Dordrecht: Springer Netherlands, s. 17 - 64.
- Svendsen, J. I., *et al.* (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, *Quaternary Science Reviews*, 23(11 - 13), s. 1229-1271. doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.008.
- Terzaghi, K., Mesri, G. og Peck, R. B. (1996) *Soil mechanics in engineering practice*. New York: John Wiley & Sons Inc.
- Thoresen, M. K. (1991) *Kvartærgeologisk kart over Norge - Tema: Jordarter*. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse (NGU).
- Thue, J. V. (2018) *betong*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/betong> (Hentet: 16.03 2018).
- Turner, A. K. (1996) Chapter 20: Colluvium and Talus, i Schuster, R. L. og Turner, A. K. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Washington: National Academy Press, s. 525 - 554.
- Vegdirektoratet (2016) *Håndbok R210 Laboratorieundersøkelser*. Statens Vegvesen. Tilgjengelig fra: https://www.vegvesen.no/attachment/185231/binary/1090658?fast_title=H%C3%A5ndbok+R210+Laboratorieunders%C3%B8kelser+%2813+MB%29.pdf.

- Velde, B. og Meunier, A. (2008) *The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks*. Heidelberg: Springer Berlin.
- Vorren, T. O. og Mangerud, J. (2013) Kapittel 15: Istider kommer og går, i Ramberg, I. B., *et al.* (red.) *Landet blir til - Norges geologi. 2 utg.* Trondheim: Norsk Geologisk Forening, s. 444 - 547.
- Væringstad, T., *et al.* (2013) *Flom og jordskred i Trøndelag mars 2012* (NVE rapport 79-2012). Oslo: Norges Vassdrag - og Energidirektorat (NVE). Tilgjengelig fra: http://publikasjoner.nve.no/rapport/2012/rapport2012_79.pdf (Hentet: 06.03.2018).
- Wang, G. og Sassa, K. (2003) Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content, *Engineering Geology*, 69(1 - 2), s. 109 - 125. doi: [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(02\)00268-5](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00268-5).
- Wesley, L. D. (2009) *Fundamentals of Soil Mechanics for Sedimentary and Residual Soils*. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons.
- Wolff, F. C. (1989) *Berggrunnskart Trondheim M 1:250 000* [Kartblad]. Finnes ved NGU-Biblioteket. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/trondheim-berggrunnskart-trondheim-m-1250-000-trykt-i-farger> (Hentet: 22.02.2018).
- Wu, T. H. (1996) Chapter 12: Soil Strength Properties and Their Measurements, i Schuster, R. L. og Turner, A. K. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Washington: National Academy Press, s. 319 - 336.

Vedlegg A Parametertabell for Q – verdi

Tabell A 1:

Tabell med verdier og klasser for parameter nytta til berekning av Q – verdi (Pedersen, Kompen og Kveen, 2010).

1	Oppsprekkingstall (Rock Quality Designation)	pr. m3	RQD
A	Meget sterkt oppsprukket	>27	0-25
B	Sterkt oppsprukket	20-27	25-50
C	Moderat oppsprukket	13-19	50-75
D	Lite oppsprukket	8-12	75-90
E	Meget lite oppsprukket	0-7	90-100

Anm.: i) Når RQD er ≤ 10 (inkludert 0), blir verdien 10 brukt ved utregning av Q-verdi
ii) RQD-intervaller på 5, dvs. 100, 95, 90 osv er tilstrekkelig nøyaktig

2	Tall for sprekkesett	J _n
A	Massivt, ingen eller få sprekker	0,5-1,0
B	Ett sprekkesett	2
C	Ett sprekkesett + sporadiske sprekker	3
D	To sprekkesett	4
E	To sprekkesett + sporadiske sprekker	6
F	Tre sprekkesett	9
G	Tre sprekkesett + sporadiske sprekker	12
H	Fire eller flere sprekkesett, meget sterkt oppsprukket, sukkerbitberg osv	15
E	Oppknust berg, jordaktig	20

Anm.: i) Ved tunnelkryss brukes (3 x J_n)
ii) I portaler brukes (2 x J_n)

3	Sprekkeruhetstall	J _r
a) Bergkontakt, og b) bergkontakt for 10 cm skjærdeformasjon		
A	Diskontinuerlig, hakkete (ru eller glatte)	4
B	Ru, bølgete	3
C	Glatte, bølgete	2
D	Glidespeil, bølgete	1,5
E	Ru, plane	1,5
F	Glatte, plane	1
G	Glidespeil, plane	0,5

Anm.: Første del av beskrivelsen (Ru, glatt etc.) gjelder ruhet/glatthet Andre del gjelder ujevnheter i størrelsesorden dm, m.

c) Ingen bergkontakt ved skjærdeformasjon

H	Sprekkefylling med leir, silt, sand, grus eller knust berg tykk nok til å hindre bergkontakt	1
---	--	---

Anm.: i) Når sprekeavstanden i det aktuelle sprekkesettet er mer enn 3 m adderes 1 til ruhetstallet
ii) J_r=0,5 brukes for plane sprekker med glidespeil og linesjon der linesjon er orientert langs sannsynlig bevegelsesretning

4	Tall for sprekkefylling	Φ _r (ca)	J _a
a) Bergkontakt			
A	Sammenvokste sprekker med harde mineraler som kvarts, feltspat, epidot		0,75
B	Uomvandlede sprekkeflater, bare overflateoksidasjon	25-35°	1
C	Svaakt omvandlede sprekkeflater. Uoppbløtlig mineralbelegg, sandpartikler, oppknust berg, uten leir.	25-30°	2
D	Siltig eller sandig sprekkebelegg, litt leir (ikke svelleleire)	20-25°	3
E	Oppbløtlig leirbelegg med lav friksjon f.eks kaolinit eller glimmer. Også kloritt, talk, gips, grafit o.a. Kun små mengder svelleleire.	8-16°	4

b) Bergkontakt for 10 cm skjærdeformasjon (tynn mineralfylling)

F	Sandige partikler, oppknust berg, ikke leir	25-30°	4
G	Sterkt overkonsolidert (hardpakket), uoppbløtlig fylling av leirmateriale (kontinuerlig, tykkelse < 5 mm)	16-24°	6
H	Middels eller litt overkonsolidert fylling av oppbløtlig leirmateriale (kontinuerlig, tykkelse < 5 mm)	12-16°	8
J	Fylling av svelleleire (kontinuerlig, tykkelse < 5 mm). Ja-verdien avhenger av prosentvis innhold av svelleleire.	6-12°	8-12

c) Ingen bergkontakt ved skjærdeformasjon (tykk mineralfylling)

K	Soner og bånd av knust eller desintegert berg og leir. Sterkt overkonsolidert (hardpakket) uoppbløtlig fylling.	16-24°	6
L	Soner og bånd av knust eller desintegert berg og leir. Middels til litt overkonsolidert uoppbløtlig fylling.	12-16°	8
M	Soner og bånd av leir eller knust eller desintegert berg. Ja-verdien avhenger av prosentvis innhold av svelleleire.	6-12°	8-12
N	Tykke, kontinuerlige soner eller bånd med leir, silt eller sand. Sterkt overkonsolidert (hardpakket), uoppbløtlig.	16-24°	10
O	Tykke, kontinuerlige soner eller bånd med leir. Middels til litt overkonsolidert, oppbløtlig.	12-16°	13
P	Tykke, kontinuerlige soner eller bånd med leir. Ja-verdien avhenger av prosentvis innhold av svelleleire.	6-12°	13-20

5	Sprekevannsfaktor	J _w
A	Tørre bergrom, fukt eller spredte drypp	1
B	Dryppregn, Stedvis utvasking av sprekkefylling.	0,66
C	Stor innlekkasje eller høyt trykk i berg med sprekker uten fylling	0,5
D	Stor innlekkasje eller høyt trykk. Utvasking av sprekkefylling.	0,33
E	Meget stor innlekkasje eller vanntrykk ved utsprengning, avtagende med tiden.	0,2-0,1
F	Meget stor innlekkasje eller vanntrykk. Ikke avtagende med tiden. Ofte utvasking av knust bergmasse	0,1-0,05

Anm.: i) Faktorene C til F er antatte. J_w-verdien økes når dreneringstiltak blir utført
ii) Spesielle stabilitetsproblemer ved isdannelse er ikke vurdert

6	Spenningsfaktor	SRF
a) Svakhetssoner som skjærer tunnelen og som kan medføre nedfall		
A	Hyppig oppreden av svakhetssoner som inneholder leir eller kjemisk omvandlet berg. Avspent sideberg. Alle dybder.	10
B	Hyppig oppreden av svakhetssoner i kompetente (stive) bergarter (uten leir). Avspent sideberg. Alle dybder.	7,5
C	Enkle svakhetssoner med eller uten leir eller kjemisk omvandlet berg. Anleggets dybde ≤ 50 m.	5
D	Ukonsoliderte, åpne sprekker, sterkt oppsprukket, sukkerbitberg. Alle dybder.	5
E	Enkle svakhetssoner med eller uten leir eller kjemisk omvandlet berg. Anleggets dybde > 50 m.	2,5

Anm.: i) SRF-verdiene reduseres med 25-50% når svakhetssonene bare innvirker på stabiliteten, men ikke skjærer anlegget.

b) Harde, kompetente bergarter, bergtrykksproblemer	σ _r /σ ₁	σ _θ /σ _c	SRF	
H	Lave spenninger, åpne sprekker. Utfall av blokker pga. lav spenning. Vanligvis nær overflaten.	>200	<0,01	2,5
J	Middels høye spenninger, gunstige spenningsforhold.	200-10	0,01-0,3	1
K	Høye spenninger. Vanligvis gunstige stabilitetsforhold. Kan være ugunstig for veggstabilitet.	10-5	0,3-0,4	0,5-2
L	Moderat avskalling etter mer enn 1 time i massivt berg.	5-3	0,5-0,65	5-50
M	Avskalling og bergslag etter få minutter i massivt berg.	3-2	0,65-1	50-200
N	Intens bergslag og umiddelbart dynamisk deformasjonsbrudd i massivt berg.	<2	>1	200-400

Anm.: ii) I tilfeller med sterkt anisotrop, jomfruelig spenningsfelt (dersom målinger foreligger): når 5 ≤ σ₁ / 10 ≤ σ₃, reduseres σ_c til 0,75 σ_c. Når σ₁/σ₃ > 10, reduseres σ_c til 0,5 σ_c, hvor σ_c = aksial trykkfasthet, σ₁ og σ₃ er henholdsvis største og minste hovedspenning og σ_θ = maksimal tangentialspenning (antatt fra elastisitetsteorien).
iii) Når tunnelhengens dybde under fjelloverflaten er mindre enn spennvidden, økes SRF fra 2,5 til 5, unntatt ved høye horisontalspenninger (se H)

c) Tyteberg: plastisk flytning av inkompetente bergarter under påvirkning av høye spenninger	σ _θ /σ _c	SRF	
O	Moderat tyteberg	1-5	5-10
P	Intens tyteberg	>5	10-20

Anm.: iv) Tilfeller av tyteberg kan forekomme for dybder H>350 Q^{1/3} (Singh et al., 1992). Bergmassenes trykkfasthet kan estimeres fra scm » sc/100 x 0,7xgQ^{1/3} (MPa) hvor g = bergartens egenvekt i kN/m³, og scm = bergmassens trykkfasthet.

d) Svellende berg: Kjemisk svelleaktivitet som avhenger av tilgangen på vann	SRF	
R	Moderat svelling	5-10
S	Intens svelling	10-15

Anm.: For J_r og J_a brukes verdier fra det sprekkesettet som er mest ugunstig for stabiliteten både med hensyn til orientering og skjærstyrke. τ = σ_n tan²(J_r/J_a). Velg sprekkesett eller diskontinuitet hvor utglidning mest sannsynlig vil skje.

$$Q = \frac{RQD}{J_n} \times \frac{J_r}{J_a} \times \frac{J_w}{SRF}$$



Statens vegvesen

Ref. R. Lien og F. Løseth

Vedlegg B Prøvelokaliteter for lausmasseprøver

Tabell B.1: Oversikt over prøvetakingspunkt for lausmasseprøver nytta i oppgåva, med basis i GPS punkt frå Figur . Brukte lausmasseprøver er markert med kryss, medan ubrukte prøver er markert med eit minusteikn. Dato for uttak står oppført for kvar enkelt prøve, men sjølv GPS punkta har blitt tekne i tidsrommet mellom den 12 – 14 september.

GPS nr.	Dato for uttak:	Prøvenamn:	Analysert på laboratorium:	Koordinat: 32V UTM ± 14 – 5 m
031	20.09.2017	Moreneprøve (S) nr. 2	X	X : 613413 Y :7038742
		Forvittringsmateriale nr. 3	-	
042	20.09.2017	Moreneprøve (S) nr. 3	X	X : 613286 Y :7038373
044	20.09.2017	Glasifluvialt materiale nr. 1, 2, 3	-	X : 613665 Y :7039030
045	20.09.2017	Forvittringsmateriale nr. 2 (N-NV, i sving langs veg)	-	X : 613683 Y :7039128 (X : 613664 Y : 7039172)
047	20.09.2017	Moreneprøve (S) nr. 1 (Tatt på ås mot V-SV)	X	X : 613646 Y :7039319 (X : 613572 Y :7039267)
		Forvittringsmateriale nr. 1 (Tatt ved sving mot Ø-SØ)	X	X : 613646 Y :7039319 (X : 613709 Y : 7039299)
049	14.09.2017	Moreneprøve (N) nr. 1	X	X : 613426 Y :7039844
051	14.09.2017	Moreneprøve (N) nr. 2	-	X : 613346 Y :7039848
052	14.09.2017	Moreneprøve (N) nr. 3	-	X : 613462 Y :7039795

Vedlegg C Laboratorieresultat

Tabell C.1: Tabell som viser vekt, frekvensfordeling og kumulativ vektprosent for fraksjonar frå sikteanalyse, for morene (S) nr. 1.

Frekvensfordelinga (%) viser kor mange prosent dei ulike fraksjonane utgjer av total vekt prøve, og nyttast vidare til å berekne kumulativ vektprosent for dei ulike fraksjonane. «d/D» beskriver her dei ulike fraksjonane, der D representera kornstørrelsen på siktet alt materiale fell gjennom, medan «d» representera minste kornstørrelse som materiale blir fanga på i underliggende sikt.

(Ekstra prosent kjem med grunna avrunding ved 230 gram)

Morene (S) nr. 1		Fraksjon «d/D» [mm]	Vekt (g)	Frekvensfordeling (%)	Kumulativ vekt (%)
Grus	Middels >	16 +	112	4	100
	Middels	16 - 12,5	68	2	96
		12,5 - 10	89	3	94
		10 - 8	153	6	91
		8 - 6,3	181	7	85
	Fin	6,3 - 5	159	6	78
		5 - 4	148	5	72
		4 - 2	365	13	67
Sand	Grov	2 - 1	230	8	54
	Grov til middels	1 - 0,5	146	5	45
	Middels	0,5 - 0,25	89	3	40
	Middels til fin	0,25 - 0,125	104	4	37
	Fin	0,125 - 0,063	173	6	33
Silt og leir	(Botnfall)	0,063 <	737	27	27
Total vekt (g)			2754		

Tabell C.2: Tabell som viser vekt, frekvensfordeling og kumulativ vektprosent for fraksjonar frå sikteanalyse, for morene (S) nr. 2.

Frekvensfordelinga (%) viser kor mange prosent dei ulike fraksjonane utgjer av total vekt prøve, og nyttast vidare til å berekne kumulativ vektprosent for dei ulike fraksjonane. «d/D» beskriver her dei ulike fraksjonane, der D representera kornstørrelsen på siktet alt materiale fell gjennom, medan «d» representera minste kornstørrelse som materiale blir fanga på i underliggende sikt.

Morene (S) nr. 2		Fraksjon «d/D» [mm]	Vekt (g)	Frekvensfordeling (%)	Kumulativ vekt (%)
	Middels >	16 +	32	1	100
	Middels	16 - 12,5	37	1	99
		12,5 - 10	41	1	98

Grus		10 - 8	72	3	96
		8 - 6,3	88	3	94
	Fin	6,3 - 5	100	4	90
		5 - 4	90	3	87
		4 - 2	156	6	84
Sand	Grov	2 - 1	81	3	78
	Grov til middels	1 - 0,5	172	6	75
	Middels	0.5 - 0.25	266	9	69
	Middels til fin	0.25 - 0.125	185	7	60
	Fin	0.125 - 0.063	277	10	53
Silt og leir	(Botnfall)	0,063 <	1217	43	43
Total vekt (g)			2814		

Tabell C.3: Tabell som viser vekt, frekvensfordeling og kumulativ vektprosent for fraksjonar frå sikteanalyse, for morene (S) nr. 2.

Frekvensfordelinga (%) viser kor mange prosent dei ulike fraksjonane utgjer av total vekt prøve, og nyttast vidare til å berekne kumulativ vektprosent for dei ulike fraksjonane. «d/D» beskriver her dei ulike fraksjonane, der D representera kornstørrelsen på siktet alt materiale fell gjennom, medan «d» representera minste kornstørrelse som materiale blir fanga på i underliggende sikt.

Morene (S) nr. 3					
Kornstørrelse		Fraksjon «d/D» [mm]	Vekt (g)	Frekvensfordeling (%)	Kumulativ vekt (%)
Grus	Middels >	16 +	302	11	100
	Middels	16 - 12,5	137	5	89
		12,5 - 10	133	5	85
		10 - 8	141	5	80
		8 - 6,3	127	4	75
	Fin	6,3 - 5	95	3	71
		5 - 4	53	2	67
4 - 2		116	4	65	
Sand	Grov	2 - 1	80	3	61
	Grov til middels	1 - 0,5	134	5	59
	Middels	0.5 - 0.25	138	5	54
	Middels til fin	0.25 - 0.125	171	6	49
	Fin	0.125 - 0.063	282	10	43

Silt og leir	(Botnfall)	0,063 <	947	33	33
Total vekt (g)			2856		

Tabell C.4: Tabell som viser vekt, frekvensfordeling og kumulativ vektprosent for fraksjonar frå sikteanalyse, for morene (N) nr. 1. Frekvensfordelinga (%) viser kor mange prosent dei ulike fraksjonane utgjer av total vekt prøve, og nyttast vidare til å berekne kumulativ vektprosent for dei ulike fraksjonane. «d/D» beskriver her dei ulike fraksjonane, der D representera kornstørrelsen på siktet alt materiale fell gjennom, medan «d» representera minste kornstørrelse som materiale blir fanga på i underliggende sikt.

Morene (N) nr. 1					
Kornstørrelse		Fraksjon «d/D» [mm]	Vekt (g)	Frekvensfordeling (%)	Kumulativ vekt (%)
Grus	Middels >	16 +	116	4	100
	Middels	16 - 12,5	73	2	96
		12,5 - 10	64	2	94
		10 - 8	110	4	92
		8 - 6,3	116	4	88
	Fin	6,3 - 5	109	4	84
		5 - 4	93	3	80
		4 - 2	254	8	77
Sand	Grov	2 - 1	232	8	69
	Grov til middels	1 - 0,5	290	10	61
	Middels	0.5 - 0.25	232	8	52
	Middels til fin	0.25 - 0.125	276	9	44
	Fin	0.125 - 0.063	341	11	35
Silt og leir	(Botnfall)	0,063 <	707	23	23
Total vekt (g)			3013		

Tabell C.5: Tabell som viser vekt, frekvensfordeling og kumulativ vektprosent for fraksjonar frå sikteanalyse, for forvittringsmateriale nr. 1. Frekvensfordelinga (%) viser kor mange prosent dei ulike fraksjonane utgjer av total vekt prøve, og nyttast vidare til å berekne kumulativ vektprosent for dei ulike fraksjonane. «d/D» beskriver her dei ulike fraksjonane, der D representera kornstørrelsen på siktet alt materiale fell gjennom, medan «d» representera minste kornstørrelse som materiale blir fanga på i underliggende sikt.

Forvittringsmateriale nr. 1		Fraksjon «d/D» [mm]	Vekt (g)	Frekvensfordeling (%)	Kumulativ vekt (%)
Grus	Middels >	16 +	147	5	100
	Middels	16 - 12,5	107	3	95
		12,5 - 10	137	4	92
		10 - 8	253	8	87
		8 - 6,3	289	9	79
	Fin	6,3 - 5	227	7	70
		5 - 4	215	7	62
		4 - 2	493	16	55
Sand	Grov	2 - 1	300	10	40
	Grov til middels	1 - 0,5	224	7	30
	Middels	0,5 - 0,25	117	4	23
	Middels til fin	0,25 - 0,125	104	3	19
	Fin	0,125 - 0,063	94	3	15
Silt og leir	(Botnfall)	0,063 <	382	12	12
Total vekt (g)			3089		

Tabell C.6: Tabell som viser kumulativ volumprosent for finstoff i alle lausmasseprøver. Volumprosenten gir same type informasjon som kumulativ vektprosent frå sikteanalyse, men må justerast i forhold til total vekt finstoff for å passe inn i data frå sikteanalyse. Materiale som er større enn 63 mikrometer har i seinare berekingar blitt overført til 0,125 siktet for å få mest presise data.

Kornstørrelse [µm]	Kumulativ volumprosent (%)				
	Morene (S) Nr. 1	Morene (S) Nr. 2	Morene (S) Nr. 3	Morene (N) Nr. 1	Forvittringsmateriale Nr. 1
0,49	0	0	0	0	0
0,56	0	0,0008	0	0	0
0,63	0,001	0,08	0,0012	0,001	0
0,72	0,10	0,40	0,25	0,14	0
0,82	0,36	1,01	0,80	0,46	0,002

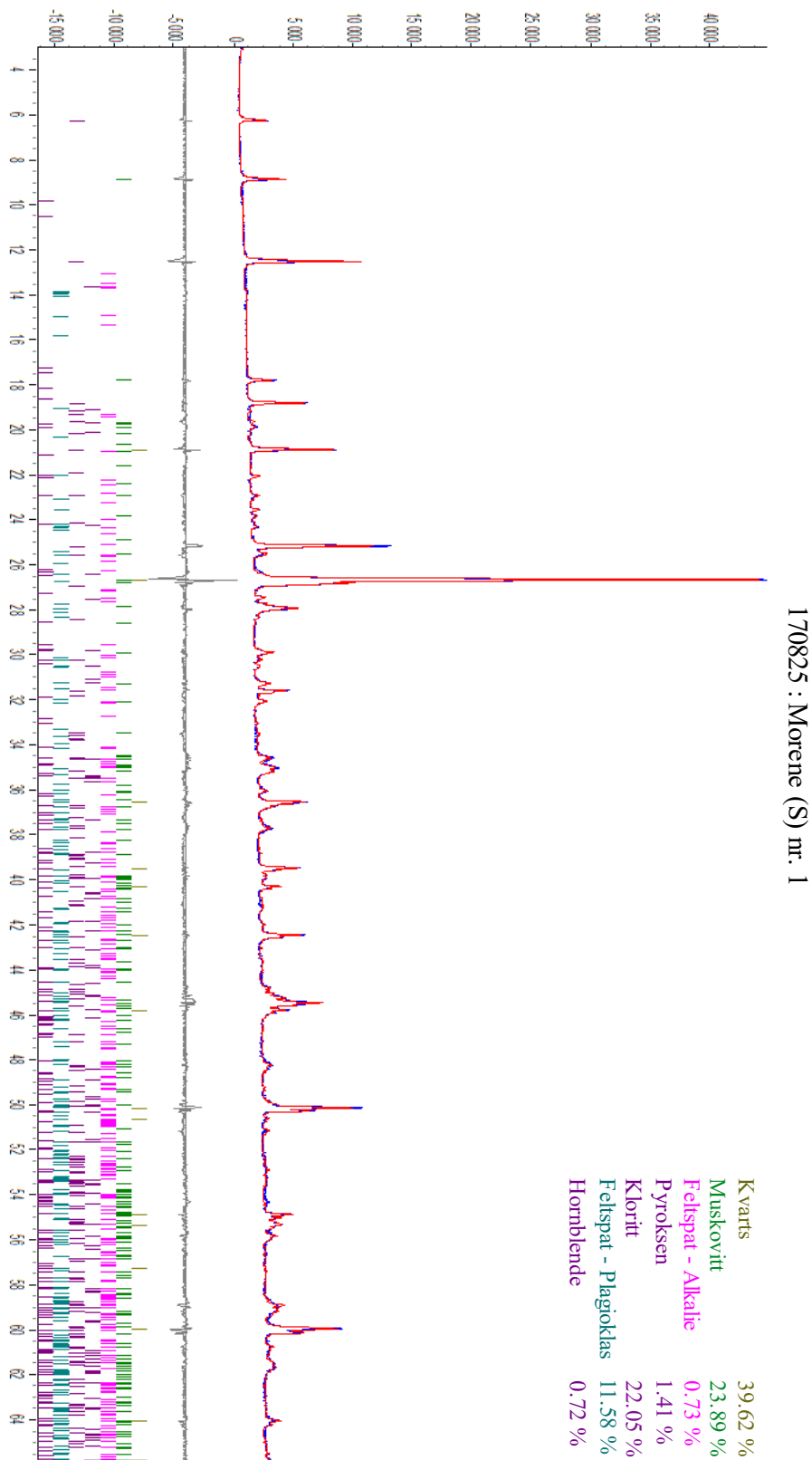
0,93	0,77	1,87	1,59	0,97	0,14
1,06	1,27	2,85	2,50	1,57	0,36
1,20	1,78	3,83	3,44	2,19	0,62
1,36	2,26	4,76	4,34	2,78	0,89
1,55	2,73	5,70	5,25	3,34	1,18
1,76	3,22	6,71	6,25	3,91	1,49
2,00	3,78	7,87	7,40	4,52	1,86
2,27	4,44	9,22	8,75	5,21	2,32
2,58	5,20	10,76	10,30	5,98	2,89
2,93	6,08	12,48	12,04	6,83	3,58
3,33	7,07	14,36	13,96	7,79	4,41
3,78	8,22	16,41	16,08	8,87	5,40
4,30	9,54	18,65	18,40	10,11	6,61
4,89	11,07	21,08	20,94	11,53	8,05
5,55	12,85	23,70	23,70	13,18	9,78
6,31	14,90	26,52	26,69	15,06	11,83
7,16	17,22	29,51	29,88	17,21	14,20
8,14	19,84	32,65	33,24	19,62	16,93
9,25	22,74	35,93	36,73	22,30	20,02
10,51	25,94	39,31	40,32	25,27	23,48
11,94	29,41	42,78	43,97	28,51	27,33
13,56	33,17	46,33	47,65	32,04	31,56
15,41	37,21	49,96	51,35	35,86	36,18
17,51	41,55	53,70	55,06	39,99	41,17
19,89	46,20	57,58	58,82	44,44	46,53
22,60	51,17	61,64	62,67	49,23	52,20
25,68	56,44	65,88	66,63	54,33	58,11
29,18	61,97	70,30	70,75	59,73	64,16
33,15	67,69	74,86	74,99	65,35	70,21
37,66	73,48	79,45	79,30	71,08	76,08
42,79	79,15	83,94	83,59	76,77	81,61
48,62	84,52	88,16	87,70	82,24	86,62
55,24	89,36	91,93	91,46	87,29	90,96

62,76	93,45	95,08	94,67	91,68	94,49
71,31	96,60	97,48	97,17	95,22	97,14
81,02	98,72	99,06	98,86	97,77	98,89
92,05	99,85	99,90	99,79	99,34	99,82
104,58	99,999	99,999	99,999	99,996	99,999
118,82	100,00	100	100	100	100,00

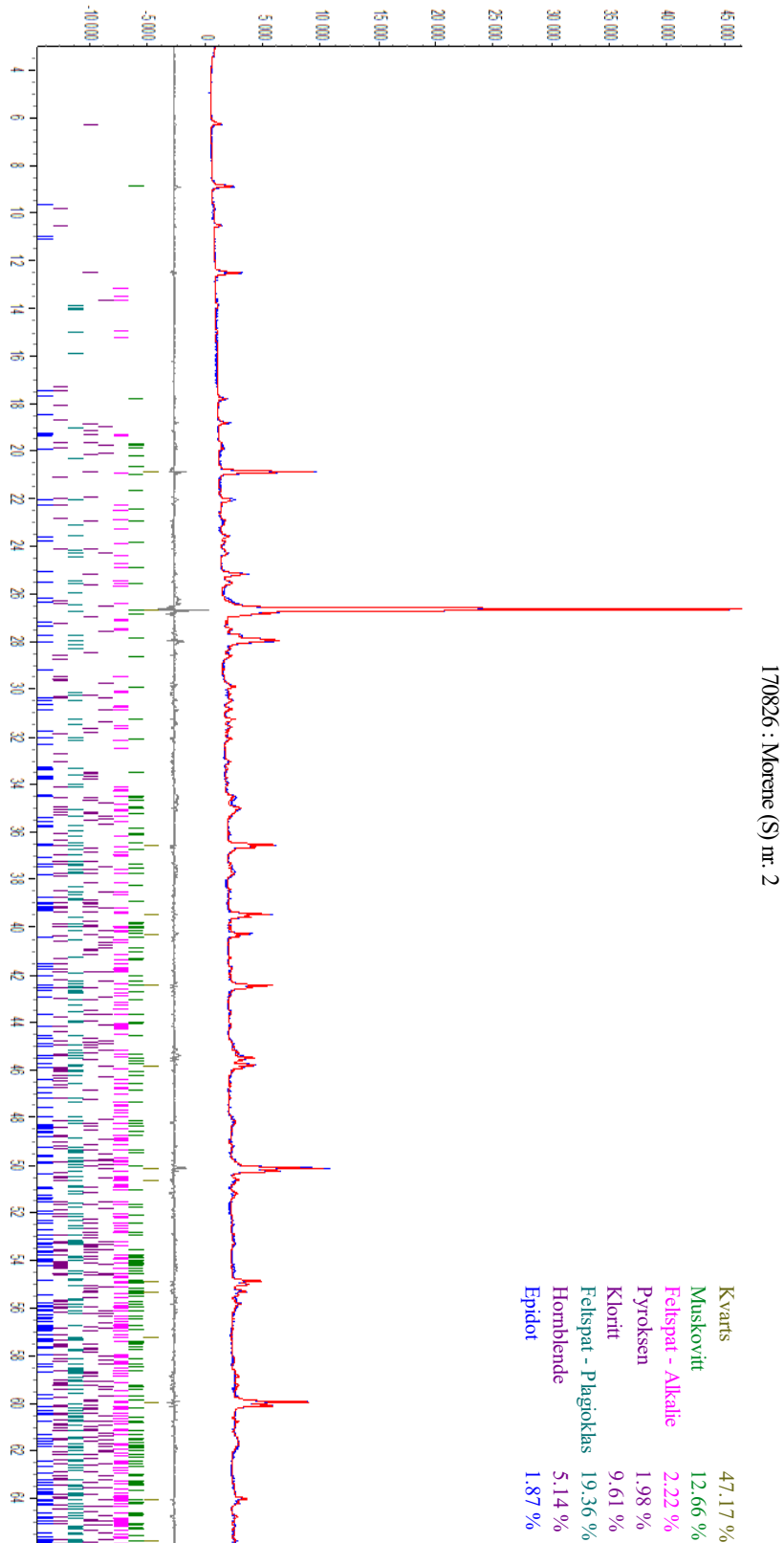
Tabell C.7: Tabell som viser frekvensfordeling (%) for finstoffet i alle lausmasseprøver. Verdiane seier noko om fordelinga av dei ulike kornstørrelsane i finstoffet, og kan plottast i diagram for å vise dette enklare.

Frekvensfordeling (%)					
Kornstørrelse [µm]	Morene (S) Nr. 1	Morene (S) Nr. 2	Morene (S) Nr. 3	Morene (N) Nr. 1	Forvittringsmateriale Nr. 1
0,49	0	0,01	0	0	0
0,56	0,01	0,11	0,03	0,01	0
0,63	0,12	0,39	0,31	0,17	0
0,72	0,31	0,73	0,65	0,39	0,02
0,82	0,49	1,02	0,94	0,60	0,16
0,93	0,59	1,16	1,09	0,72	0,26
1,06	0,61	1,17	1,12	0,74	0,31
1,20	0,58	1,13	1,09	0,71	0,33
1,36	0,56	1,13	1,10	0,68	0,34
1,55	0,59	1,22	1,20	0,68	0,38
1,76	0,67	1,40	1,38	0,74	0,45
2,00	0,79	1,62	1,62	0,82	0,56
2,27	0,92	1,85	1,86	0,92	0,68
2,58	1,05	2,06	2,09	1,03	0,83
2,93	1,20	2,26	2,31	1,15	1,00
3,33	1,37	2,46	2,54	1,30	1,20
3,78	1,59	2,68	2,78	1,49	1,45
4,30	1,84	2,91	3,05	1,71	1,74
4,89	2,14	3,15	3,32	1,97	2,08
5,55	2,45	3,38	3,58	2,26	2,45
6,31	2,79	3,59	3,82	2,57	2,85
7,16	3,14	3,77	4,03	2,89	3,27
8,14	3,48	3,92	4,19	3,22	3,71

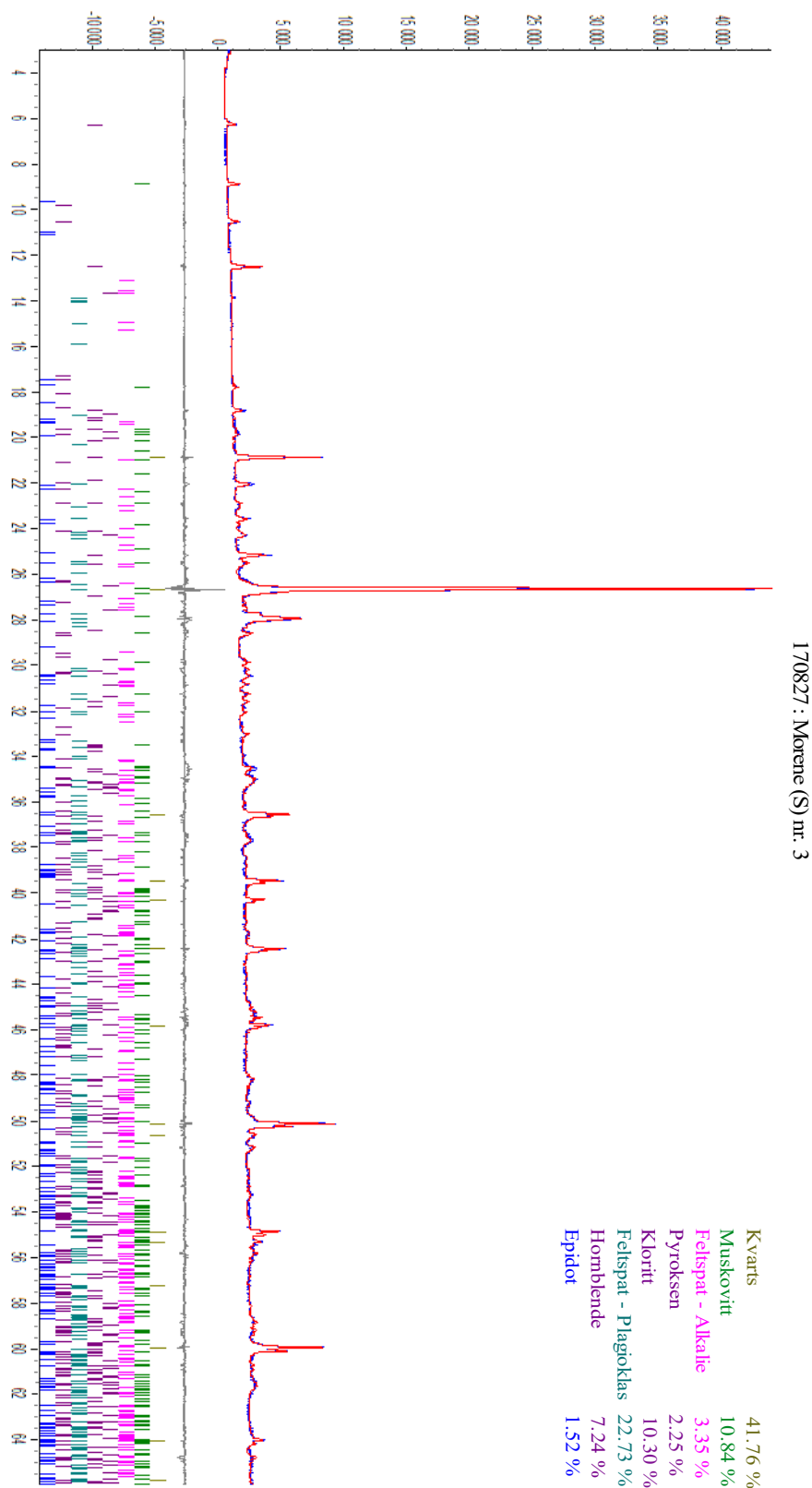
9,25	3,83	4,05	4,30	3,55	4,16
10,51	4,17	4,16	4,38	3,89	4,61
11,94	4,51	4,26	4,41	4,23	5,08
13,56	4,85	4,36	4,43	4,59	5,54
15,41	5,21	4,49	4,46	4,96	5,99
17,51	5,58	4,66	4,51	5,34	6,42
19,89	5,95	4,86	4,62	5,74	6,79
22,60	6,32	5,09	4,76	6,12	7,08
25,68	6,63	5,30	4,93	6,47	7,24
29,18	6,85	5,45	5,08	6,73	7,23
33,15	6,92	5,49	5,17	6,86	7,03
37,66	6,79	5,37	5,13	6,81	6,62
42,79	6,42	5,05	4,91	6,54	6,00
48,62	5,78	4,51	4,49	6,03	5,19
55,24	4,88	3,77	3,83	5,25	4,23
62,76	3,77	2,87	2,99	4,23	3,17
71,31	2,55	1,91	2,04	3,07	2,11
81,02	1,36	1,00	1,12	1,89	1,13
92,05	0,26	0,18	0,30	0,81	0,27
104,58	0,02	0,01	0,02	0,07	0,02
118,82	0,00	0,0001	0,0001	0,0004	0,00



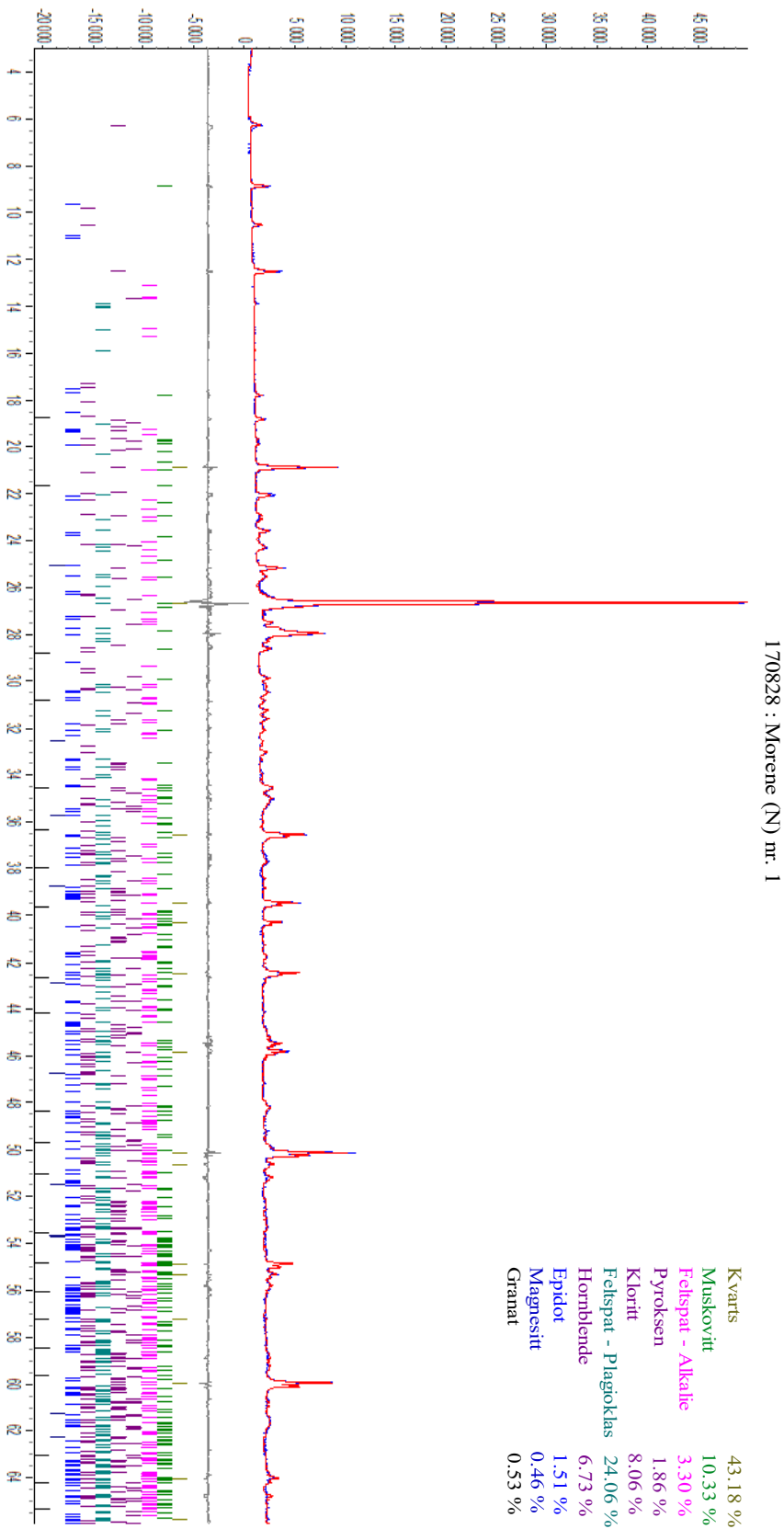
Figur C.1: Graf som viser resultat frå XRD – analyse på materiale frå Moreneprøve (S) nr. 1. Mineraltypeane brukt i simulering står oppført i høgre hjørne med sine tolka prosentdelar, og deira fordeling i data kan sjåast i botnen av grafen. X-aksen representera det doble av innfallsvinkelen « θ » (2θ), medan y – aksen representera intensiteten av mottatt røntgenstråling.



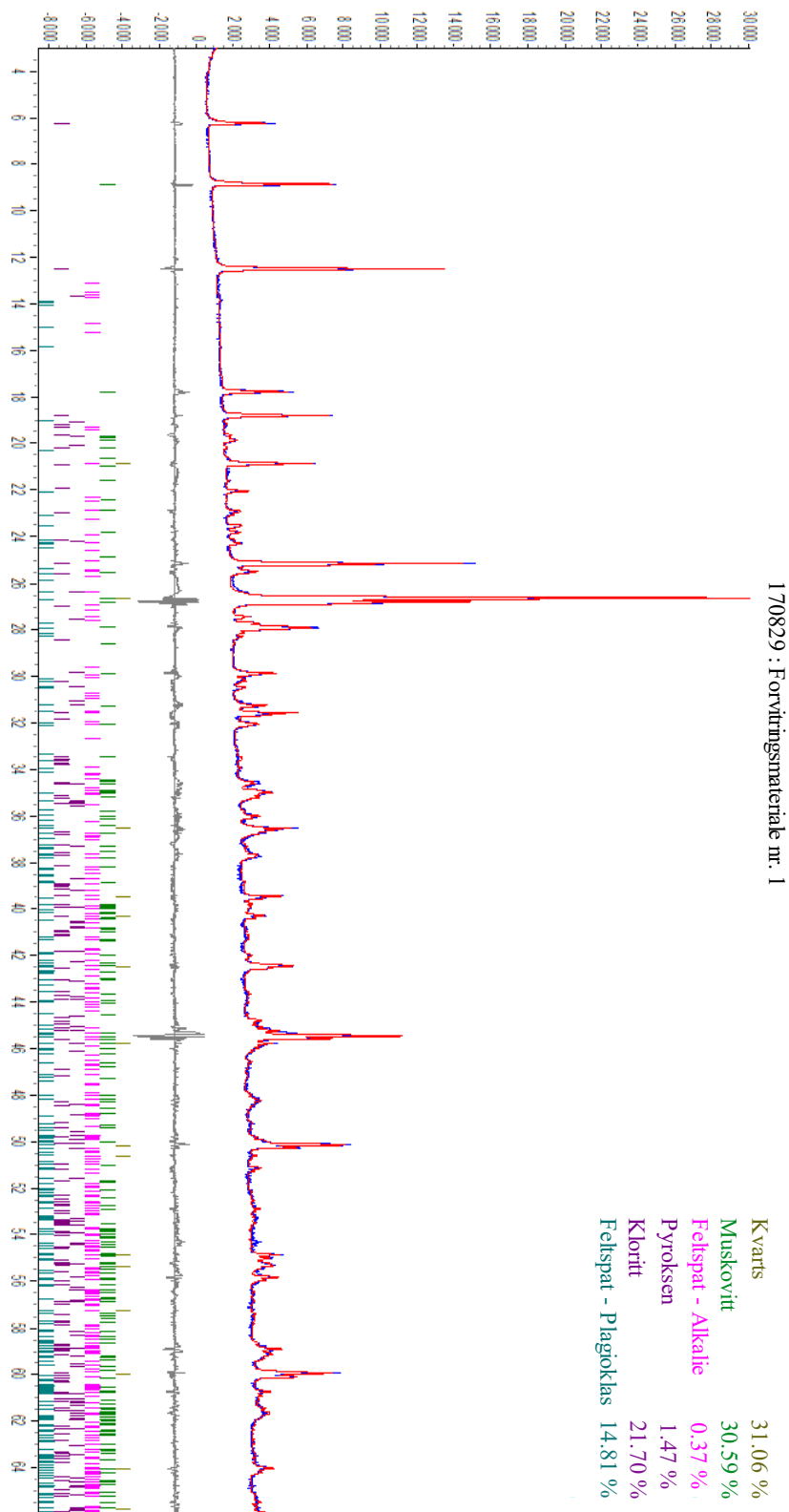
Figur C.2: Graf som viser resultat frå XRD – analyse på materiale frå Moreneprøve (S) nr. 2. Mineraltypene brukt i simulering står oppført i høgre hjørne med sine tolka prosentdelar, og deira fordeling i data kan sjåast i botnen av grafen. X-aksen representera det doble av innfallsvinkelen « θ » (2θ), medan y – aksen representera intensiteten av mottatt røntgenstråling.



Figur C.3: Graf som viser resultat frå XRD – analyse på materiale frå Moreneprøve (S) nr. 3. Mineraltypeane brukt i simulering står oppført i høgre hjørne med sine tolke prosentdelar, og deira fordeling i data kan sjåast i botnen av grafen. X-aksen representera det doble av innfallsvinkelen « θ » (2θ), medan y – aksen representera intensiteten av mottatt røntgenstråling.

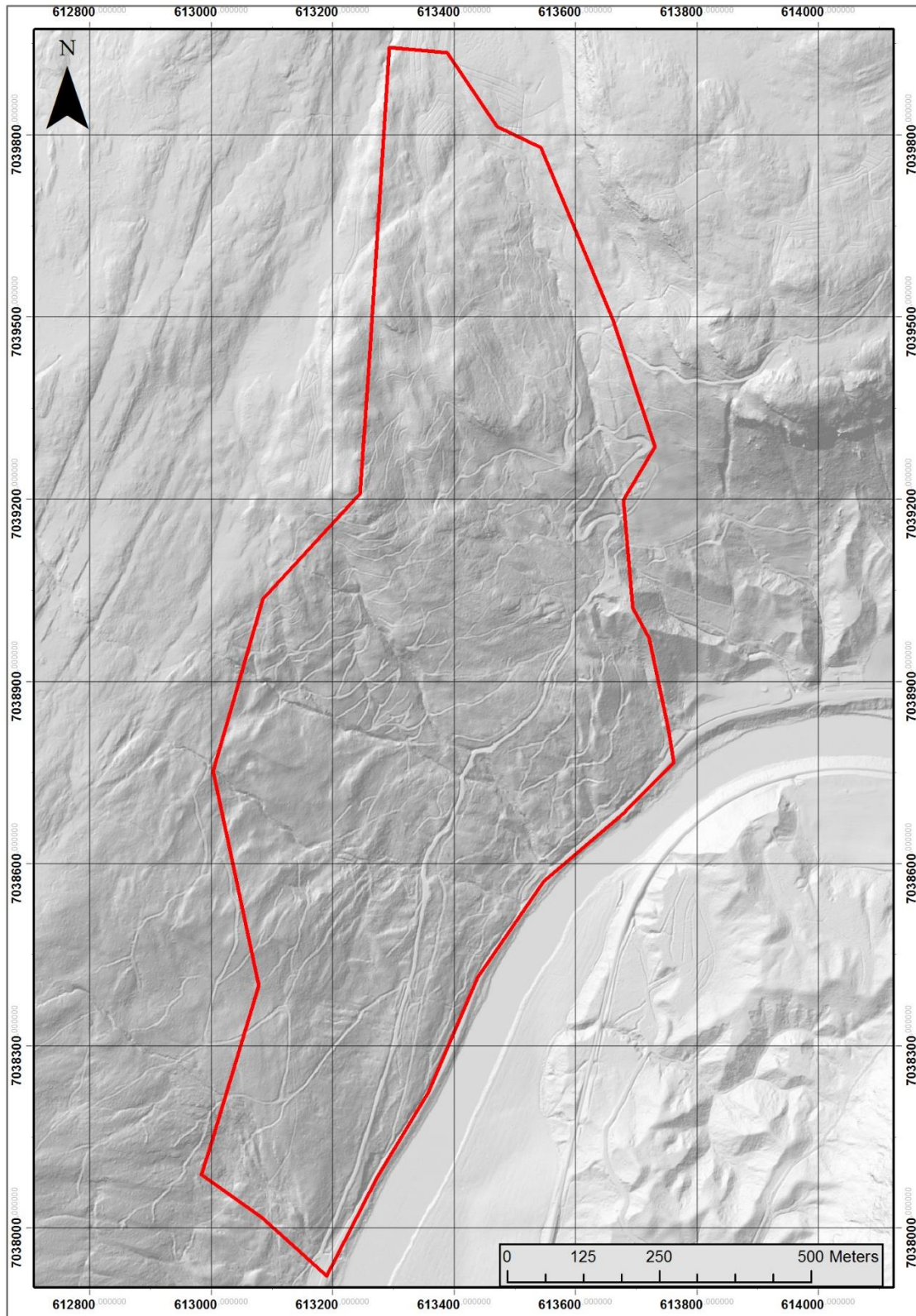


Figur C.4: Graf som viser resultat frå XRD – analyse på materiale frå Moreneprøve (N) nr. 1. Mineraltypene brukt i simulering står oppført i høgre hjørne med sine tolka prosentdelar, og deira fordeling i data kan sjåast i botnen av grafen. X-aksen representera det doble av innfallsvinkelen « θ » (2θ), medan y – aksen representera intensiteten av mottatt røntgenstråling.

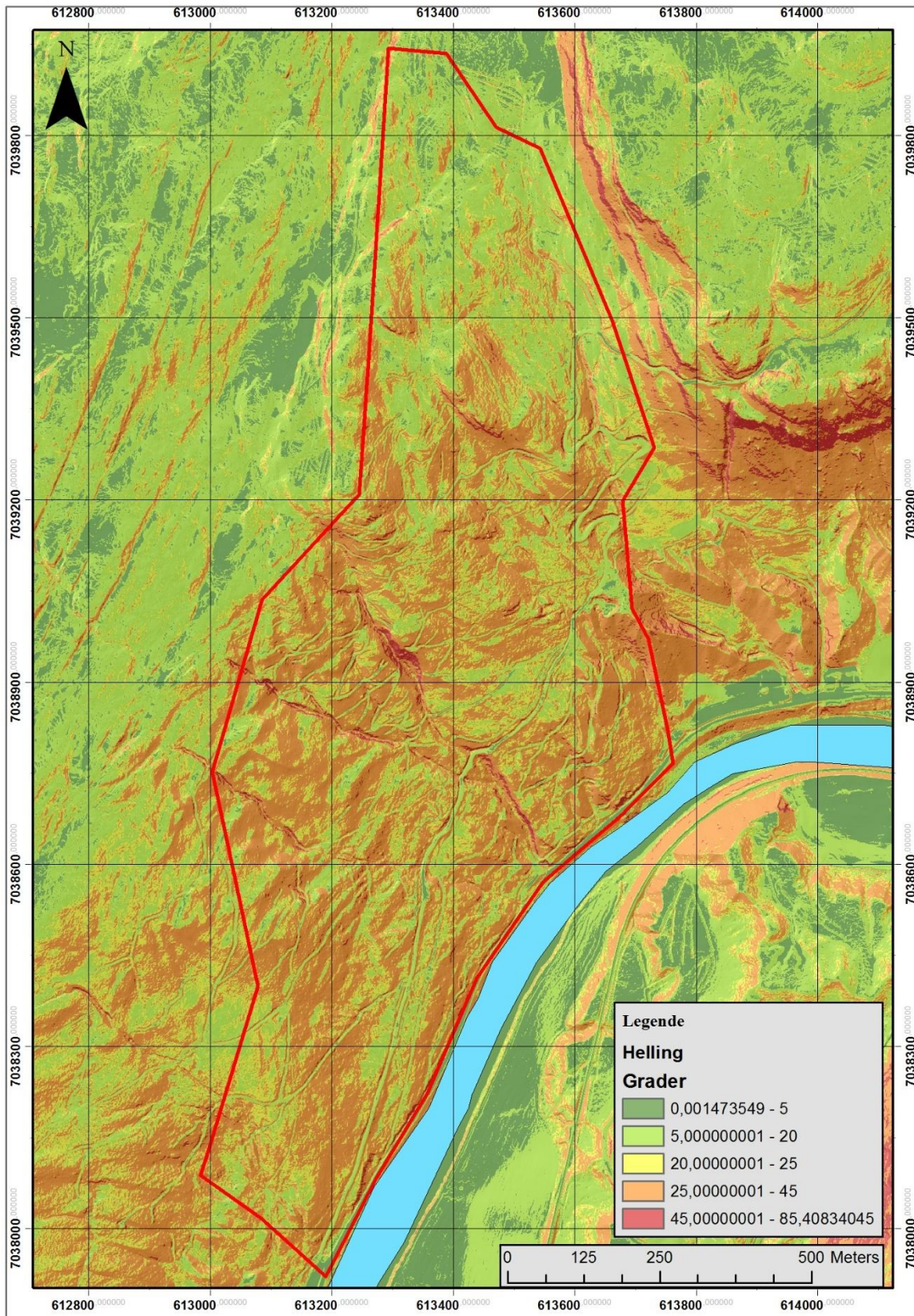


Figur C.5: Graf som viser resultat frå XRD – analyse på materiale frå Forvitningsmateriale nr. 1. Mineraltypene brukt i simulering står oppført i høgre hjørne med sine tolka prosentdelar, og deira fordeling i data kan sjåast i botnen av grafen. X-aksen representera det doble av innfallsvinkelen $\langle\theta\rangle$ (2θ), medan y – aksen representera intensiteten av mottatt røntgenstråling.

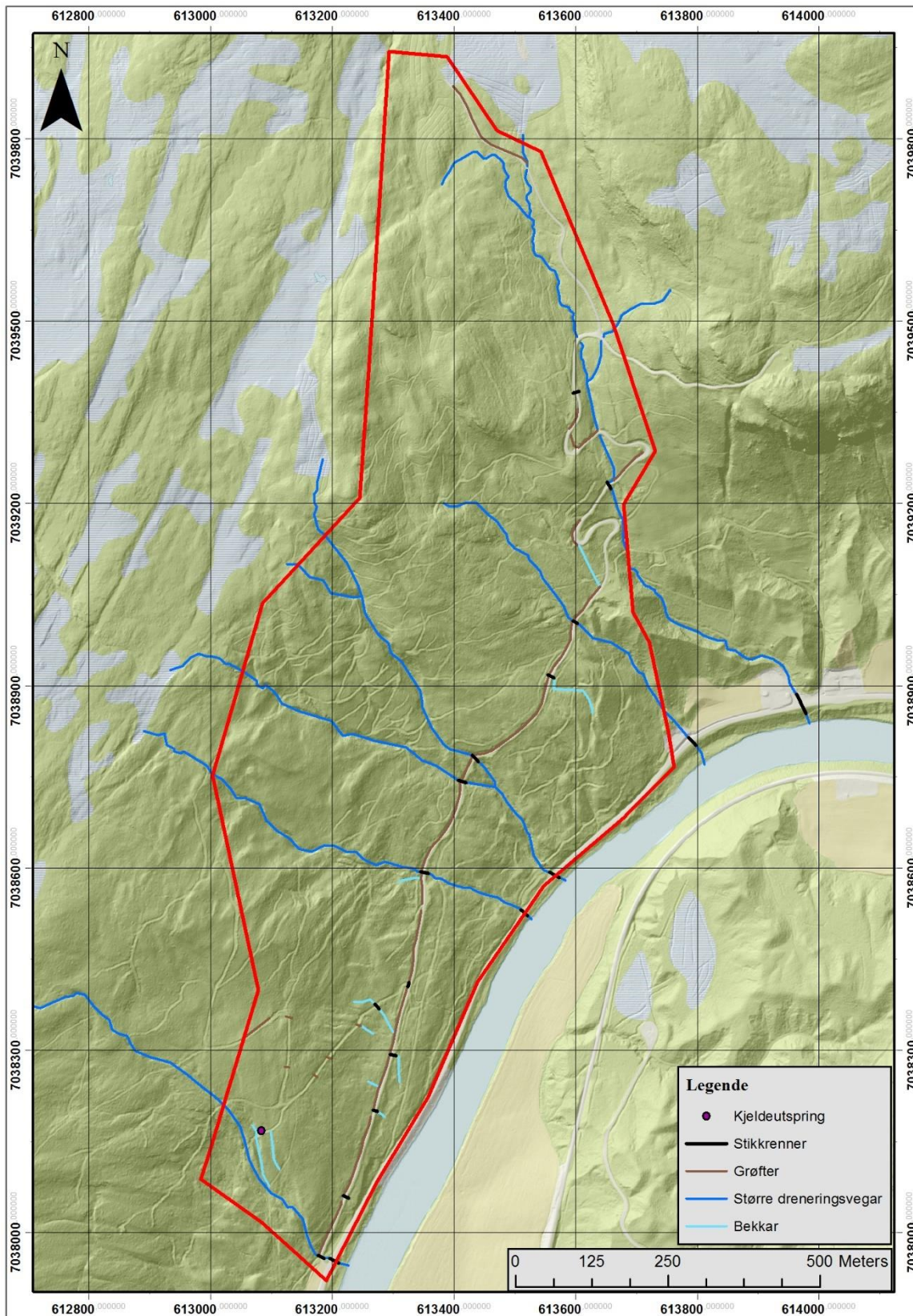
Vedlegg D Flyfoto og kart frå arcMAP



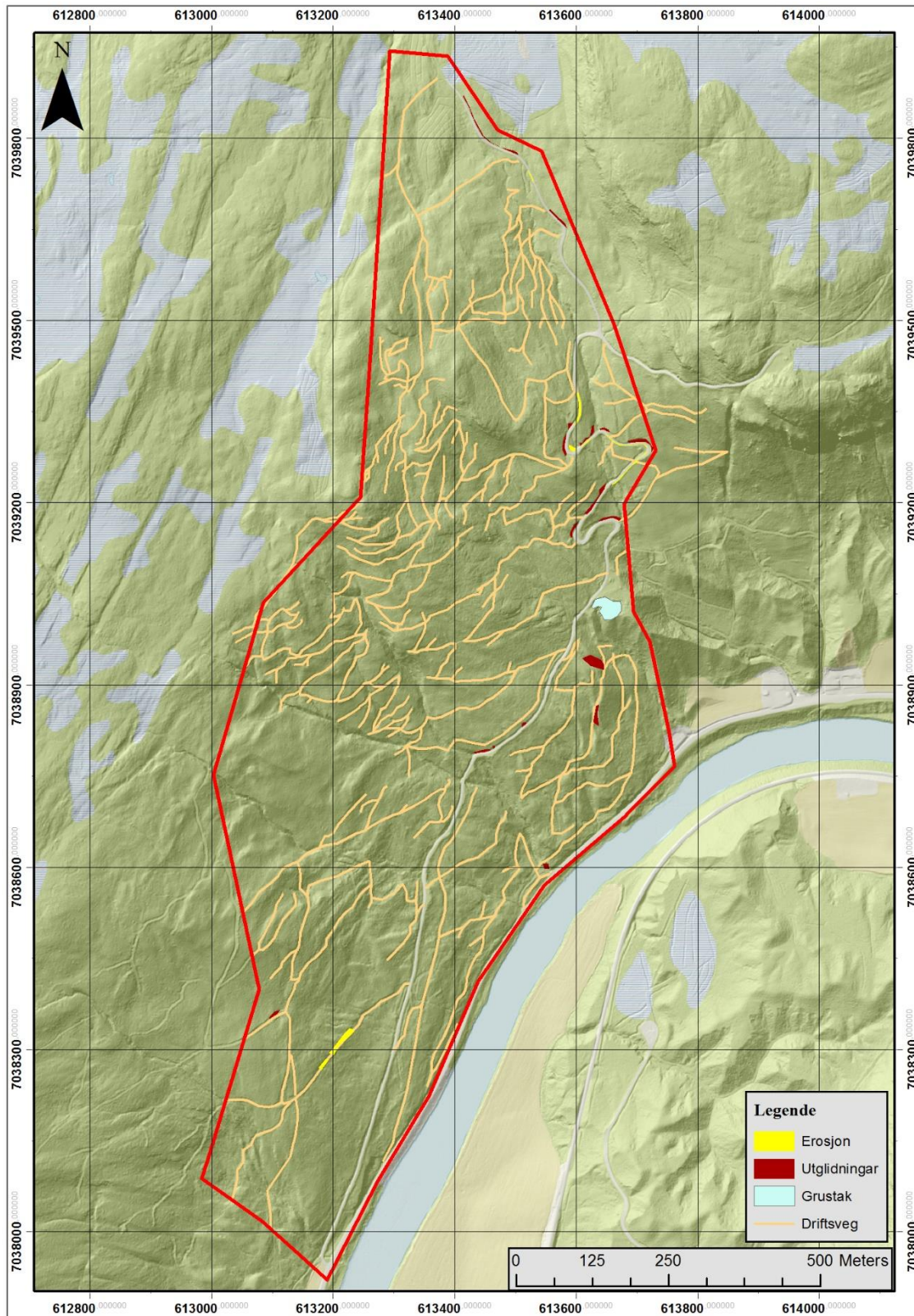
Figur D.1: Skuggereleieffkart over feltområdet nær Fremstad i Stjørdal kommune, produsert i arcMAP 10.3. Kartet er produsert av forfatter med basis i LIDAR data frå (Statens kartverk, 2015e). Kartet gir ei god oversikt over strukturar observert i felt, samtidig som det gir moglegheita til å sjå meir skjulte landformer som driftsvegar, som i dag elles er dekt av vegetasjon.



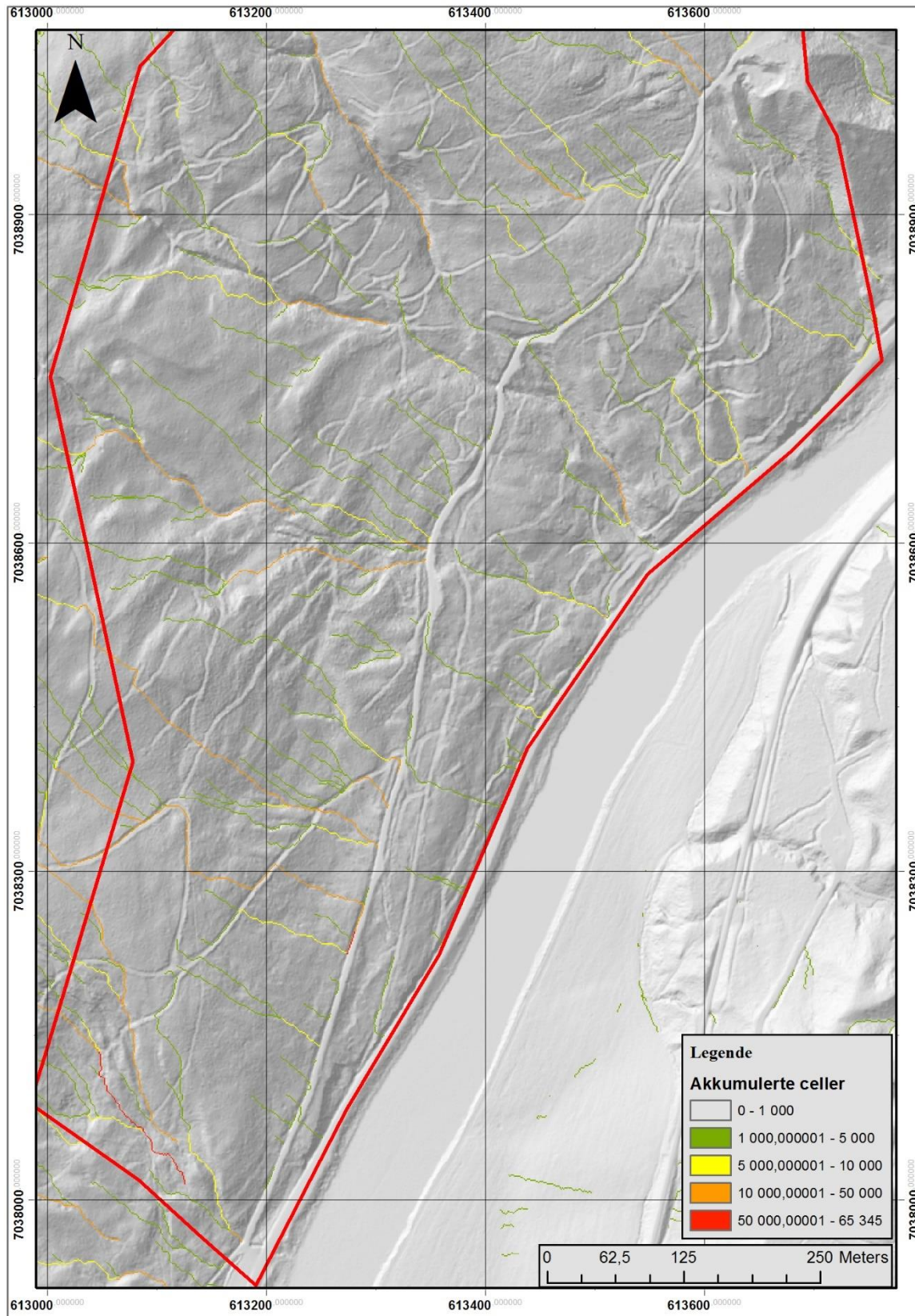
Figur D.2: Hellingskart over feltområde ved Fremstad i Stjørdal kommune, produsert i arcMAP 10.3. Kartet er produsert av forfatter, og har same datagrunnlag som figur D.1. Kartet nyttar ei grøn til raud fargeinndeling, der dei grønne felt markera dei slakaste partia, medan raude felt markera dei brattaste. Inndelinga er gjort med grunnlag i teori gjennomgått i kapittel 1.x.



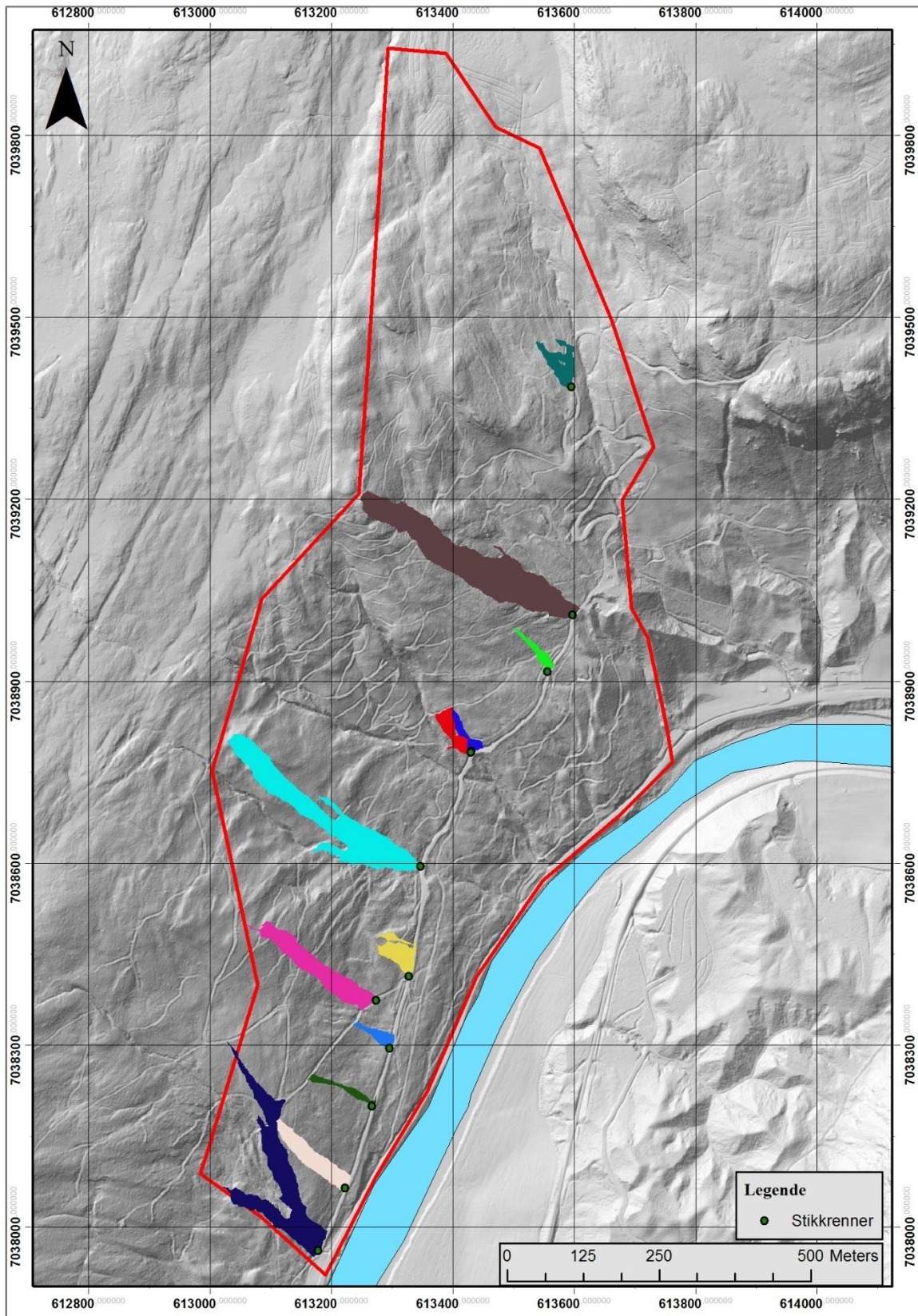
Figur D.3: Kart som viser tolka dreneringsmønster i feltområdet. Kartet nyttar skuggereleiff frå figur D.1 som grunnlag, medan topografisk norgeskart 3 (Georange, 2016) ligg over og fargekodar terrenget. Stipla blå polygon i terrenget representera myrer, og er tolka til å vere store kjelda til vatn for ein del elvar i området.



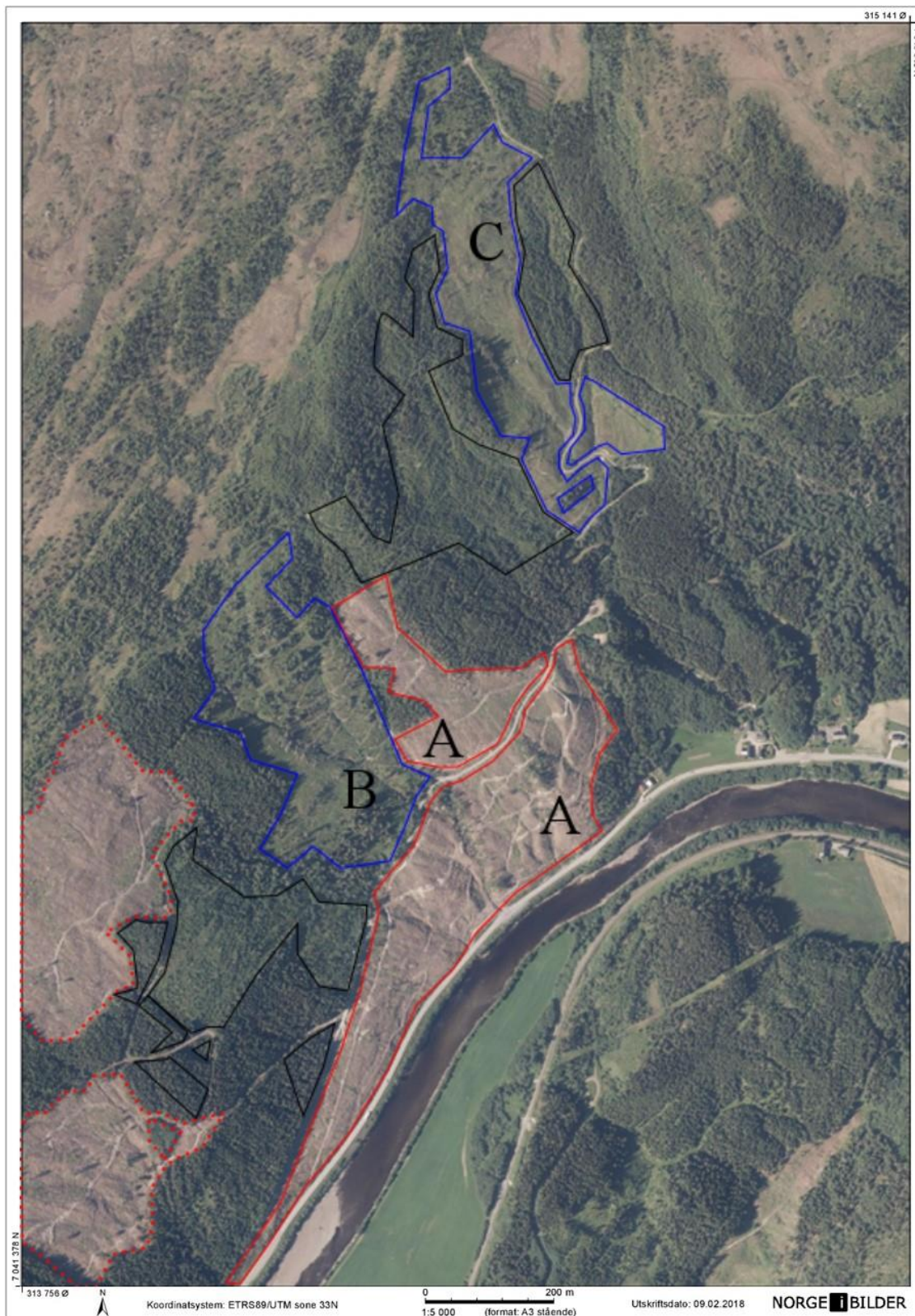
Figur D.4: Oversiktskart over menneskelege inngrep i feltområdet, samt erosjonsstrukturar og utglidningar. Som ein ser, så er området dekt i eit komplisert nettverk med driftsveggar frå tidlegare skogdrift, som enkelt kan observerast i data frå LIDAR (Figur D.1). Utglidingane verkar til å ha ein korrelasjon med desse strukturane, samt skogsbilvegen opp feltområdet. Same kartgrunlag som for figur D.3 er brukt her.



Figur D.5: Resultat frå «flow accumulation» analyse i arcMAP 10.3. Kartet viser dreneringsmønster i sørvestre del av feltområdet, og nyttar relieffkart frå D.1 som bakgrunn. Som ein ser, så påverka driftsvegane ved at dei oppkonsentrerer større vassmengder, og leiar dei vekk frå naturlege dreneringsområder.



Figur D.6: Resultat frå «watershed» analyse i arcMAP 10.3. Kartet viser tolka dreneringsfelt for dei ulike stikkrennene som er markert i kartet, og nyttar relieffkart frå D.1 som bakgrunn. Driftsvegane verkar til å påverke resultatata i varierende grad, ved at dei avgrensar drengsfelta til ein del av stikkrennene, og derav påverkar den naturlege dreneringa i feltområdet.



Figur D.7: Redigert flyfoto av hogstfelt frå 2014. Bildet er henta frå (Statens kartverk, 2015a), og er ein del av bildeserien «Trøndelag 2014» som vart samla inn den 16.09.2014 av firmaet Blom Geomatics AS. Fotoet verkar til å vere tatt relativt kort tid etter skogshogsten var ferdig, då ein enkelt kan sjå dei ulike driftsvegane som ein ser i relieffkartet (figur C.1). Nokre eldre hogstflater er og mogleg å observere i dette bildet, med så vidt synlege driftsvegane frå den tid. Dei raude omrissa markera felt «A», medan dei blå representera felt «B og «C». Svarte felt representera eldre felt som er vanskelegare å aldersbestemme grunna manglande oppløysing på flyfoto etter 2004. Stipla raude felt er av same alder som «A», men ligger i ytre delar av hovudområdet og er derfor tenkt til å ikkje påverke stabiliteten mykje.

Vedlegg E Tilleggsfigurar



Figur E.1: Oversikt over grunnleggande former for naturlege skråningar (konkav, konveks og plan), samt variasjonar i desse landformene med ulik grad av ruheit på overflata. Figuren er henta frå (Chatwin et al., 1994), og er modifisert av forfattar.