

Guro S. Grøndalen

Geologiske, hydrogeologiske og topografiske forhold som gir fare for jord- og flomskred

Ein studie av Almåskroken, Midtre Gauldal

Masteroppgåve i geografi

Trondheim, mai 2015

Vegleiarar: Ivar Berthling & Terje H. Bargel

Norges teknisk-naturvitenskapelege universitet
Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse
Geografisk institutt



Abstract

Climate change in Norway is thought to result in increased precipitation as well as more extreme precipitation events. As a result of this, the frequency of rainfall-induced landslides and debris flows are estimated to increase in many parts of the country. This paper examines the setting for a large landslide that occurred on August 13th, 2013 in Almåskroken, Midtre Gauldal municipality in Norway. Through field observations, analysis of hydrological data and digital terrain analysis, release mechanisms for the landslide are determined and the overall slope stability of the study area is discussed. Results from the study indicate that a highly local, intense precipitation event led to the triggering of the landslide, by excess pore water pressures occurring in relation to a convex terrain feature. Findings further indicate that local factors such as soil layering, logging roads and convex terrain features lead to a susceptibility for pore pressure build-ups, and consequently a reduction of slope stability during extreme precipitation events.

Forord

Denne masteroppgåva markerar slutten på 6 lange, innholdsrike og fine år som student. Arbeidet det siste året har (nesten) utelukkande vore positivt, og det er fleire eg ynskjer å takke for god hjelp og motivasjon.

Fyrst og fremst ein stor takk til vegleiarar Ivar Berthling og Terje Harald Bargel. Ivar, takk for konstruktive tilbakemeldingar, gode innspel, og ikkje minst fagleg entusiasme – det smittar! Terje, tusen takk for mykje kunnskap og god vegleiing i felt, og for i det heile teke moglegheita til å arbeide med dette spennande prosjektet. Det har vore utruleg lærerikt!

Ein stor takk rettas òg til stipendiat Øystein Lid Opsal, for korrekturlesing, tips og gode råd. Takk til Agathe Alsaker Hopland, Synne Tveiten, Martine Holm Frekhaug og Mari Helen Riise for triveleg selskap i felten, og Sille Marie Myreng for gode diskusjonar, grenselause samtalar og verdifull avkopling i klatreveggen på lange lesesaldagar.

Til slutt ein stor takk til mamma for at du på mirakuløst vis alltid veit kva eg treng, og min kjæraste sambuar Risto for uendeleg støtte, tolmod og oppmuntring. Olet paras!

Trondheim, mai 2015

Guro S. Grøndalen



Innhald

FIGURAR	VIII
TABELLAR.....	IX
1 INNLEIING	1
1.1 Bakgrunn for oppgåva.....	1
1.1.1 Skredet i Almåskroken	2
1.2 Fokus og mål.....	3
1.2.1 Problemstilling	3
1.3 Begrepsavklaring	3
1.4 Oppgåvas struktur	4
2 BESKRIVELSE AV STUDIEOMRÅDET	5
2.1 Berggrunn.....	6
2.2 Kwartærgeologi og geomorfologi.....	6
2.3 Klima.....	8
2.4 Vegetasjon	10
2.5 Skredfare.....	11
2.6 Skredet 13. august 2013.....	12
3 TEORI	17
3.1 Skråningsstabilitet.....	17
3.1.1 Stabilitetsanalyse.....	17
3.1.2 Lausmassars fysiske eigenskapar.....	18
3.1.3 Vatn i jord.....	19
3.2 Skråningsmateriale	22
3.2.1 Jordprofil	22
3.2.2 Skråningsmaterialets oppføring	24

3.3	Faktorar som kan føre til tap av styrke og brudd i skrånningar	25
3.3.1	Auka porevasstrykk.....	25
3.3.2	Fluvial erosjon.....	27
3.3.3	Ytre belastning.....	28
3.3.4	Vegetasjon.....	28
3.4	Jordskred	29
3.4.1	Utløysingsmekanismer.....	29
3.4.2	Klassifisering	30
3.5	Flomskred.....	32
3.5.1	Utløysing.....	32
3.5.2	Bevegelse og avsettingsformar.....	32
4	METODE.....	35
4.1	Feltmetodar	35
4.1.1	Befaring.....	35
4.1.2	Potensielle feilkjelder	36
4.2	Digital terrenganalyse.....	37
4.2.1	Hydrologisk modellering.....	38
4.2.2	Terrengparametre.....	41
4.3	Klimatisk og hydrologisk analyse	42
4.3.1	Nedbør og ekstremnedbørsstatistikk.....	43
4.3.2	Antesedente forhold.....	43
4.3.3	Terskelverdiar for nedbørsutløste flomskred	43
5	RESULTAT OG ANALYSE	47
5.1	Observasjonar frå felt.....	47
5.1.1	Skredet	47
5.1.2	Sideterreng.....	52
5.2	Digital terrenganalyse.....	54
5.2.1	Hydrologisk modellering.....	54
5.2.2	Terrengparametre.....	56
5.3	Klimatisk og hydrologisk analyse	58
5.3.1	Nedbør og ekstremnedbørsstatistikk.....	58
5.3.2	Antesedente forhold.....	60
5.3.3	Terskelverdiar for nedbørsutløste flomskred	62

6	DISKUSJON	65
6.1	Skråningsstabiliteten i studieområdet.....	65
6.2	Skredet.....	70
6.2.1	Utløysande faktor	70
6.2.2	Skredets plassering; kvifor løsna det akkurat der det gjorde?	71
6.2.3	Kan skredet karakteriserast som jordskred eller flomskred?	72
6.3	Vurdering av skredfare ellers i studieområdet, gitte resultat og NGUs aktsemdkart for jord- og flomskred.....	74
7	AVSLUTNING	75
	REFERANSAR	77
	VEDLEGG A: BERGGRUNNSKART, ALMÅSKROKEN	83
	VEDLEGG B: LAUSMASSEKART, ALMÅSKROKEN	84
	VEDLEGG C: OVERSIKTSKART	85
	VEDLEGG D: BRATTHEITSKART M/HOGSTFELT & GPS PUNKT	86
	VEDLEGG E: FLOW DIRECTION	87
	VEDLEGG F: FLOW ACCUMULATION	88
	VEDLEGG G: FLOW ACCUMULATION M/PROFILKURVATUR & GPS PUNKT	89
	VEDLEGG H: TABELL FOR UTREKNING AV TERSKELVERDIAR	90

Foto på framside: Skredet i Almåskroken 13.08.2013 (Fagernes, 2013).

Figurar

Figur 1.1: Skredet i Almåskroken, 13.08.2013 (Fagernes, 2013).....	2
Figur 2.1: Omtrentleg avgrensing av studieområdet i Almåskroken (Google Maps, 2014).....	5
Figur 2.2: Seinglasiale israndlinjer i Sør-Trøndelag. Prikka linjer syner antekne korrelasjonar (Bargel m.fl., 2007).....	7
Figur 2.3: Dei nærmaste målestasjonane til Almåskroken. Studieområdet er markert i raudt (Google Maps, 2014).....	9
Figur 2.4: Månadsnormalar, temperatur og nedbør ved Kotsøy, Røsbjørgen og Ålen (eKlima, 2014).....	10
Figur 2.5: To av fleire kartlag som viser hogstfelt i a) 1961 og b) 2010 (Statens Kartverk, 2014).....	11
Figur 2.6: Aktsemdkart for jord- og flomskred, utsnitt Almåskroken (skrednett.no, 2014)....	12
Figur 2.7: Løsneområdet og øvre del av skredet den 13.08.2013. Avrenning frå grunnvassutslaget kan sjåast til venstre nederst i skredets bakkant. Foto: Terje H. Bargel....	14
Figur 2.8: Skredbana sett frå fylkesvegen den 13.08.2013. Foto: Terje H. Bargel.....	15
Figur 2.9: Utløpsområdet den 13.08.2013, hovedhuset på garden Kroken til venstre. Foto: Terje H. Bargel.....	15
Figur 2.10: Overflateavrenning i sideterreng nokre timar etter skredet (L'Heureux & Gjesvik, 2013).....	16
Figur 3.1: Forenkla prinsippsskisse for utgliding av skråning. Modifisert frå figur 7.2 i ”Skred, skredfare og sikringstiltak” (Høeg, 2014).....	18
Figur 3.2: Vatn i jord (Brattli, 2009).....	21
Figur 3.3: Typisk jordprofil i dalside (Sintef, 2013).....	23
Figur 3.4: Prinsippsskisse for dilatans og kontraktans (Emdal, 2012).....	25
Figur 3.5: Skjematisk framstilling av a) Rotasjonsskred og b) Translasjonsskred (Highland & Bobrowsky, 2008).....	30
Figur 3.6: Bevegelse av materiale i eit flomskred (Iverson, 2005).....	34
Figur 4.1: Valgte spesifikasjonar for verktøyet ’LAS Dataset to Raster’. Screenshot frå ArcMap.....	39
Figur 4.2: D8-modellen (ESRI, 2012c).....	40
Figur 4.3: Illustrerar korleis verdiane i Flow Accumulation rasteren utleiast frå Flow Direction rasteren (ESRI, 2012d).....	40
Figur 4.4 A) Konveks profilkurvatur. Denne vil i ein raster ha negativ verdi. B) Konkav profilkurvatur, vil i ein raster ha positiv verdi, og C) ingen kurvatur: nullverdi (Buckley, 2010).....	42
Figur 4.5 A) Konveks plankurvatur. Denne vil i ein raster ha positiv verdi. B) Konkav plankurvatur, vil i ein raster ha negativ verdi, og C) ingen kurvatur: nullverdi (Buckley, 2010).....	42
Figur 4.6: Terskelverdiar for nedbørsutløste flomskred basert på nedbørsintensitet, definert for norske forhold (Meyer m.fl., 2012).....	45

Figur 4.7: Terskelverdiar for nedbørsutløste jord- og flomskred, basert på relativ vasstilførsel samt relativt vassinnhald (Boje m.fl., 2014).	45
Figur 5.1: Brattheitskart som viser studieområdet. Brattheit er vist i grader, og skredløpet er illustrert i grått.	48
Figur 5.2: Omtrentleg avgrensing av skredbane vist i raudt.	48
Figur 5.3: Løsneområdet nokre timar etter skredhendinga. Foto: Terje H. Bargel.	50
Figur 5.4: Skredløpet i juni 2014. Foto: Terje H. Bargel.	51
Figur 5.5: Grunnvassutslaget i nedre del av skredets bakkant, juni 2014. Merk gul notatbok for skala, til venstre for åpninga. Denne er ca 15 cm høg. Foto: Guro S. Grøndalen.	51
Figur 5.6: Lita utgliding funne søraust for skredet (GPS punkt 194). a) utglidingas bakkant, b) sett nedover. Foto: Guro S. Grøndalen.	53
Figur 5.7: Punkt 169, oppsamling av vatn i skogsbilveg ovanfor skredet. Foto: Terje H. Bargel	53
Figur 5.8: Dreneringsretning i utsnitt 1. Skredløpet er illustrert i mørk raudt.	54
Figur 5.9: Akkumulert avrenning. Dei illustrerte dreneringsvegane representerar område kor vatn mest truleg vil drenere i terrenget.	55
Figur 5.10: Modellerte nedbørsfelt. Skredbana er illustrert i raudt.	56
Figur 5.11: Profilkurvatur. For betre kontrast er kurvaturen vist med 30 % gjennomsynlegheit til skyggereliegget under. Skredbana er illustrert i raudt.	57
Figur 5.12: Plankurvatur. For betre kontrast er kurvaturen vist med 30 % gjennomsynlegheit til skyggerelieffet under. Skredbana er illustrert i raudt.	57
Figur 5.13: Nedbør og temperatur i periode 17.07.2013 – 14.08.2013. Denne perioda er valgt med tanke på berekning av nedbørsintensitet forut for skredhendinga, sjå kapittel 5.3.3. Dataeigar: Meteorologisk Institutt (eKlima, 2014).	58
Figur 5.14: Grunnvasstanden den 13. august 2013 (senorge.no, 2013).	61
Figur 5.15: Jordas lagringsevne den 13. august 2013 (senorge.no, 2013).	61
Figur 5.16: Prosentvis vassmetting i jorda den 13. august 2013 (senorge.no, 2013).	62
Figur 5.16: Relativ vasstilførsel 13. august 2013. Studieområdet er markert i raudt (xgeo.no, 2015).	63
Figur 6.1: Profilkurvatur i studieområdet, utsnitt 3, med modellerte dreneringsvegar.	66
Figur 6.2: Området omkring øvre del av skredbana, vist med GPS punkt, modellerte dreneringsvegar og profilkurvatur som bakgrunn.	71

Tabellar

Tabell 5.1: Registrerte GPS punkt.	49
Tabell 5.2: Gitte nedbørsmengder for ulike returperioder ved målestasjonane 67540 Røsbjörgen og 67780 Ålen (eKlima, 2014).	59
Tabell 5.3: Målte maksimumsverdiar for august (eKlima, 2014).	59

1 Innleiing

1.1 Bakgrunn for oppgåva

”Jordskred og flomskred er begge vann- og klimarelaterte skred der frekvensen kan endre seg som resultat av klimaendringar” (Bargel m.fl., 2011 s.7). Slik innleiest delrapporten om jord- og flomskred i NVE [Norges vassdrags- og energidirektorat] si Plan for Skredfarekartlegging. I Norge er 6,7 % av landets skråningar brattare enn 30° (Jaedicke m.fl., 2009). I eit geologisk perspektiv er lausmassedekket i landet framleis ungt, og fleire av desse skråningane står derfor med relativt låg sikkerheitsmargin (Sandersen, 2014). Viare viser stadig ferskare klimaforsking at ein i dei kommande åra vil kunne vente auka hyppigheit av intense, lokale nedbørshendingar, i tillegg til at ein fleire stader truleg vil sjå fleire temperatursvingingar rundt 0 °C i vinterhalvåret (Iversen m.fl., 2005; Cubasch m.fl., 2013).

I Norge er det i løpet av dei siste tiåra dokumentert fleire store flaum- og skredhendingar som fylgje av kraftig nedbør, enkelte tilfelle i kombinasjon med snøsmelting. Flaumen i Gudbrandsdalen og Østerdalen i 1995, ”Pinseflaumen” i 2011, Sør-Trøndelag 2011 og Austlandet og Trøndelag i 2013 kan nemnast som dømer (Dyrrdal m.fl., 2013). I tillegg kjem flaumen på Vestlandet hausten 2014. I kva for grad desse hendingane er eit resultat av menneskeskapte klimaendringar eller naturlege variasjonar er ikkje ein diskusjon som vil bli teke her. Dersom dei gitte klimaprognosane viser seg å stemme, vil ein for øvrig truleg sjå fleire slike hendingar i framtida.

Ifylgje Crozier (2010) vil dei fleste faktorane som bidreg til sikkerheiten i ei skråning kunne påverkast av vatn, og nedbør og/eller snøsmelting vil derfor ofte vere utløysande årsak til jord- og flomskred. Det er i stor grad einigheit om at eit klima med auka hyppigheit av intense nedbørshendingar truleg vil medføre auka hyppigheit av jord- og flomskred. Men i kva for *grad* skredaktiviteten endrar seg vil òg avhenge av lokale faktorar, som til dømes karakteristika i løsneområdet og/eller menneskelege inngrep. Skredaktiviteten vil dermed kunne variere mykje frå lokalitet til lokalitet innafor ein gitt region (Jomelli m.fl., 2007; Crozier, 2010). På bakgrunn av dette er dokumentasjon og studie av jord- og flomskred sær viktig for å kunne etablere eit solid fundament for statistisk og romleg analyse av slike

hendingar. Med fleire historiske samt høgtoppløyslege skreddata vil ein kunne si meir om koplinga mellom skredfrekvens og klima både i tidlegare tider og i dag. I tillegg vil ein ha eit betre grunnlag for å tolke dei endringane som er antekne å komme (Jaedicke m.fl., 2008; Jaedicke m.fl., 2009).

Denne masteroppgåva er skreve i samarbeid med NVE, og tek utgangspunkt i ei større skredhending som inntraff ved Almåskroken i Midtre Gauldal kommune den 13. august 2013. Noko av formålet med oppgåva er å utvide NVEs kunnskap om vassrike jordskred og flomskred. Oppgåva har i tillegg vore knytt opp mot eit større skredfarekartleggingsprosjekt i regi av Statens Vegvesen (ferdigstilt desember 2014), kor kartlegging av Fylkesveg 30 frå Støren til Hessdalen i Holtålen kommune vert gjennomført.

1.1.1 Skredet i Almåskroken

Den 13. august 2013 ca. kl. 16.00 gjekk det eit stort jordskred ved Almåskroken i Midtre Gauldal kommune i Sør-Trøndelag (kart over studieområdet kan sjåast i kapittel 2). Skredet blokkerte Fv 30 og Rørosbana samt forårsaka eitt tilfelle av bygningskade på garden Kroken ved Gaula (sjå figur 1.1). På bakgrunn av observasjonar vert det anteke at skredet løsna grunna poretrykksauking over ein fjellterskel, truleg som resultat av kraftig nedbør (Bargel & Skauge, 2013; L'Heureux & Gjesvik, 2013; Nålsund, 2013). Ingen liv gjekk tapt som fylgje av skredet, men veg og jernbane vert stengd i litt over eitt døgn (Fagernes, 2013; Nålsund, 2013).



Figur 0.1: Skredet i Almåskroken, 13.08.2013 (Fagernes, 2013).

1.2 Fokus og mål

Målet med oppgåva vil i hovudsak vere å klarlegge årsaken til skredhendinga i Almåskroken samt vurdere eventuelt skredfarleg terreng i det omkringliggende området. På bakgrunn av dette vil fokus for oppgåva ligge på geologiske, hydrogeologiske og topografiske forhold som førar til kritisk reduksjon av skråningsstabiliteten i potensielle skredområde. Oppgåva vil basere seg på feltarbeid, digital terrenganalyse og litteraturstudium.

1.2.1 Problemstilling

Oppgåva skal vurdere utløysande faktorar for hendinga i Almåskroken den 13. august 2013, og på bakgrunn av dette fastslå årsakar og karakteristika ved skredet. Viare skal risikoen for framtidige skred i det definerte studieområdet vurderast, og eventuelle moglege løsneområde angis.

1.3 Begrepsavklaring

I faglitteraturen blir jordskred og flomskred som regel omtala som to ulike prosessar. I praksis derimot er det ikkje alltid like tydeleg i kva for grad denne distinksjonen er nyttig. Kvar går til dømes 'grensa' mellom eit vassrikt jordskred og eit flomskred? Og kven tjener på 'korrekt' bruk av begrep dersom formålet kun er registrering og dokumentasjon av hendingar? Ofte vil både skredløpet og løsne- og avsettingsområdet ha fleire likheitstrekk, og dermed vere vanskelege å klassifisere. I tillegg er overgangen mellom dei to prosessane ofte glidande, noko som fører til at begrepa jordskred og flomskred ofte blir blanda saman (Bargel m.fl., 2011).

Det som i hovudsak skil jordskred frå flomskred er det store vassinnhaldet i sistnemnde. Vassinnhaldet i flomskred gjer at denne prosessen innehar ei rekke eigenskapar og kjenneteikn som underbyggjer viktigheita av ein skilnad frå jordskred. Medan eit jordskred har ein meir rigid bevegelse langs eit skjærplan, vil eit flomskred i større grad ha ein flytande bevegelse styrt av underliggende topografi. Flomskred vil òg kunne oppnå langt høgare hastigheiter, og dermed utløpsdistanse, enn jordskred. Dei vil såleist òg potensielt ha større øydeleggande verkning (Iverson, 1997; Iverson m.fl., 1997; Bargel m.fl., 2011; Iverson, 2014; Sandersen, 2014). På bakgrunn av dette kan det argumenterast at ein skilnad mellom dei to

prosessane i stor grad er hensiktsmessig, særleg i forhold til dokumentasjon av skredhendingar i forbindelse med klimatilpassing, og spesielt i forhold til skredfarekartlegging.

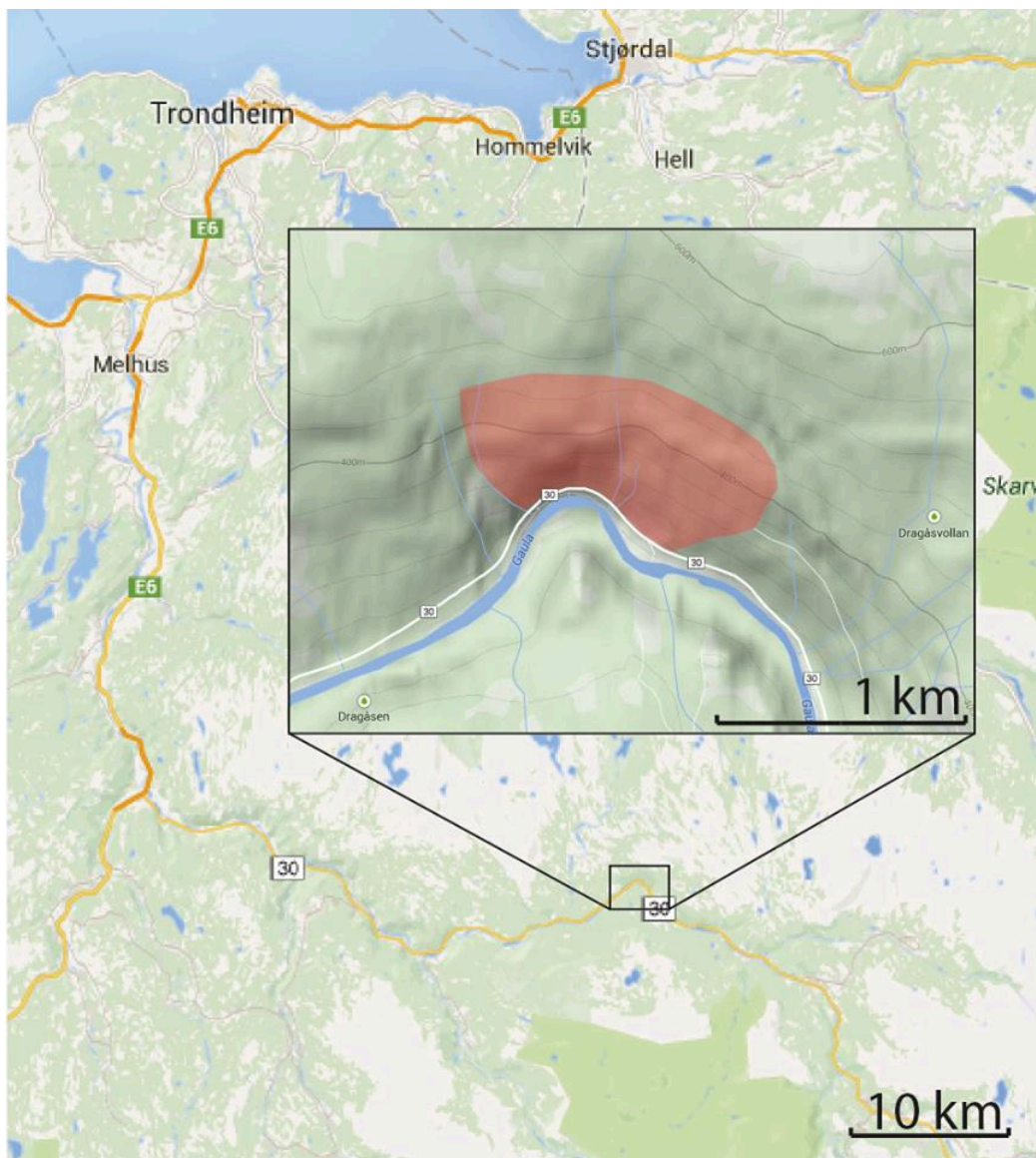
Det er i denne oppgåva valgt å omtale jordskred og flomskred som to ulike prosessar. Det er vidare valgt å definere prosessane ifylgje NVE si Plan for Skredfarekartlegging (Bargel m.fl., 2011), samt å bruke dei norske begrepa *jordskred* og *flomskred*, med eventuelle supplerande spesifikasjonar.

1.4 Oppgåvas struktur

Etter introduksjonen fylgjer ein beskrivelse av studieområdet i kapittel 2. Her vil blant anna området kvartærgeologiske utvikling samt klimatiske forhold presenteres. I tillegg foreligg ein beskrivelse av skredområdet basert på befaringsnotat frå NVE, NGI [Norges Geotekniske Institutt] og Jernbaneverket. Kapittel 3 omfattar det teoretiske grunnlaget for studien. Kapitlet gir fyrst ein introduksjon til skråningsstabilitet, med dei relevante faktorane som her spelar inn, før ein beskrivelse av skråningsmateriale og dets oppførsel fylgjer. Ulike faktorar som påverkar skråningsstabiliteten blir så presentert. Ein beskrivelse av prosessane jord- og flomskred fylgjer til slutt. I kapittel 4 vil dei anvendte metodane leggest fram, før resultata presenteres i kapittel 5. Dette dannar grunnlaget for diskusjonen som fylgjer i kapittel 6. Oppgåva avrundas med konklusjonar og oppsummerande bemerkningar i kapittel 7.

2 Beskrivelse av studieområdet

Feltundersøkingar gjort i forbindelse med denne oppgåva er utført i Almåskroken i Midtre Gauldal kommune i Sør-Trøndelag. Almåskroken ligg heilt aust i Midtre Gauldal, på grensa til Holtålen kommune, og er i denne oppgåva gitt til å vere området som vist i figur 2.1. Studieområdet omfattar dalsida nordaust for elva Gaula, avgrensa av Almåsbrua og garden Almåsrønning i vest og den gamle brua over Gaula til Dragåshaugen i søraust. Øvre avgrensing er valgt på bakgrunn av skråningsgradient, og ligg på om lag 430 moh. Dalbotnen ligg på om lag 214 moh.



Figur 2.1: Omtrentleg avgrensing av studieområdet i Almåskroken (Google Maps, 2014).

2.1 Berggrunn

Berggrunnen i Almåskroken tilhører Guladekket, som er ein del av den øvre dekkserie danna i forbindelse med den Kaledonske fjellkjede for om lag 400 millionar år sidan. Bergartane i Guladekket består i hovudsak av omdanna kambriske eller eldre sediment, grønnsteinar og gneisbergartar. I tillegg kan ein finne fleire trondhemittiske og andre typar intrusjonar i dekket, mange datert til ca 430 millionar år (Fossen m.fl., 2007; NGU, 2014). Ifylgje Norges geologiske undersøking [NGU] sitt berggrunnskart består berggrunnen i Almåskroken av glimmergneis, glimmerskifer, metasandstein og amfibolitt (sjå Vedlegg A for berggrunnskart). Dette stemmer overeins med observasjonar gjort i felt. Lagdelinga i berggrunnen har fall mot dalbotnen.

2.2 Kvartærgeologi og geomorfologi

Kvartærtida omfattar dei siste 2,6 millionar åra (International Commission on Stratigraphy, 2014), og har gjennom sine nærmare 50 istider og mellomistider forma det norske landskapet slik ein kjenner det i dag (Vorren & Mangerud, 2007). Den siste istida, Weichsel, reknast av mange å ha hatt størst betydning for utforminga av dagens landformer og lausmassar. Denne starta for 115.000 – 120.000 år sidan og varte til om lag 10.000 før nåtid (Brattli, 2008).

Under siste istids maksimum var Sør-Trøndelag dekkja av ein innlandsis med bevegelse i vest-nordvestleg retning. Dei klimatiske forholda i Weichsel var i stor grad variable, noko som førte til fleire stadial og interstadial, kor isdekket gjorde framstøt, for så å trekke seg attende. Etter kvart som isen smelta ned vert bevegelsen dens òg i stadig større grad styrt av underliggande topografi, og isstraumane byrja gradvis å fylgje dalføra. Samtidig danna dei gjentekne framstøta fleire israndtrinn (randmorener) som i dag utgjer tydelege landformer i området (Rokoengen, 2001; Bargel m.fl., 2007). Desse er vist i figur 2.2. I den siste fasa av nedsmeltinga var breane i tillegg ofte stagnerande, og glasifluvialt materiale vart avsatt både under og langs sidane av breen. Dette materialet er i ettertid for det meste redistribuert og erodert, men det kan enkelte stader sjåast som kame-terrassar og eskere (Brattli, 2008).



Figur 2.2: Seinglasiale israndlinjer i Sør-Trøndelag. Prikka linjer syner antekne korrelasjoner (Bargel m.fl., 2007).

Studieområdet kan sjåast nederst til høgre i figur 2.2, rett aust for *Vuku Substage*. Den antekne formen på dette trinnet tydar på at isdekket her har vore styrt av dalføret, noko som samsvarar med datering på 10.000 år før nå (jamfør figuren), altså forholdsvis seint i avsmeltinga. Ein kan dermed anta at Almåskroken på dette tidspunktet var isdekt. Ifylgje NGU (2015) består lausmassane i Almåskroken av morene. I dei bratte dalsidene er morenedekket tynt, medan det høgare opp, i det noko slakare terrenget, er karakterisert som tjukt (sjå Vedlegg B for lausmassekart). Morene er materiale transportert og avsatt av isbrear, anten under, langs sidene av breen eller ved brefronten (Benn & Evans, 2010). Morenemateriale er nærmare beskrive i kapittel 3.2.1. Marin grense i området ligg på om lag 200 moh., i underkant av 4 km sørvest for Almåskroken (NGU, 2015) (målingar gjort ved hjelp av norgeskart.no).

Lausmassekartet til NGU stemmer i stor grad overeins med observasjonar gjort i felt, men det blei òg funne innslag av glasifluvialt materiale i morenematerialet (sjå kapittel 5.1.1). Lausmassekartet er for øvrig ikkje fotgått, kun befart frå bilveg samt ved hjelp av flyfoto (Bargel, pers.medd. 2014).

2.3 Klima

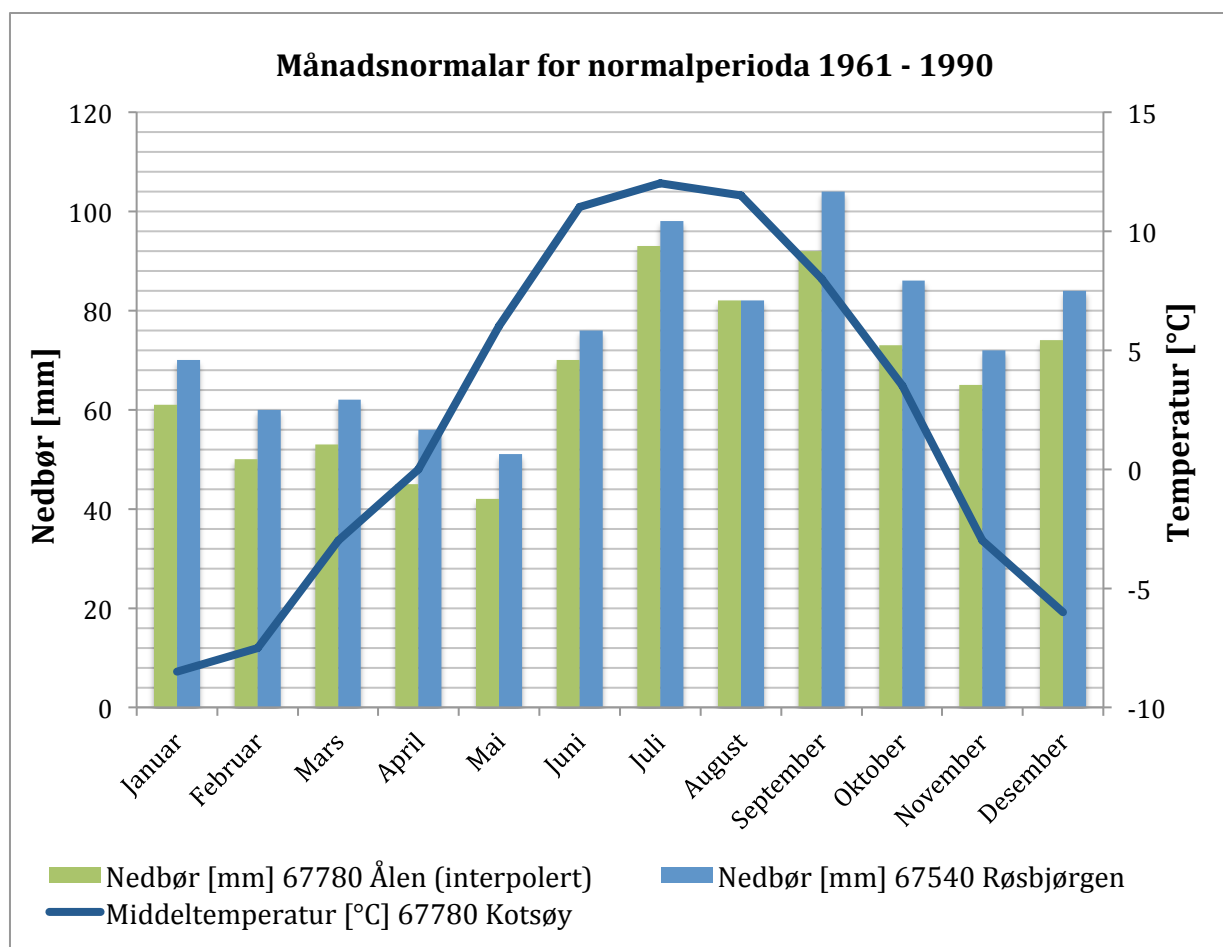
Norge er eit land med store variasjonar i klima. Frå Lindesnes i sør til Nordkapp i nord strekkjer landet seg over meir enn 13 breiddegradar, i tillegg til at eit variert terreng bidreg til store ulikheiter innafor relativt små område. Generelt kan ein dele klimaet i Norge i to typar: på Vestlandet og langs kysten er klimaet mildt og maritimt med mykje og kraftig nedbør, medan ein på Austlandet og i indre strøk i Nord-Norge finn eit meire kontinentalt klima med kalde vintrar og små nedbørsmengder (Meteorologisk Institutt, 2014a). Midtre Gauldal og Almåskroken kan seiast å ha eit kontinentalt klima, prega av forholdsvis låge vintertemperaturar, høge sommartemperaturar og lite nedbør. Som nemnt innleiingsvis er det for øvrig anteke endringar i både vinter- og sommartemperaturar samt nedbørsforhold framover. På innlandet vil skadeflaum kunne bli vanlegare, da årsnedbøren i desse områda er låg og vassdraga dårleg tilpassa kraftige regnskyll. I tillegg vil auka temperaturar truleg føre til auka hyppigheit av lokale, intense nedbørshendingar (Førland m.fl., 2007).

Dei nærmaste operative meteorologiske stasjonane til Almåskroken er stasjon nummer 67560 KOTSØY og 67780 ÅLEN. Stasjonen på Kotsøy er lokalisert om lag 24 km vest for Almåskroken, 127 moh., og har måleseriar frå 08.10.2008. Målestasjonen på Ålen er lokalisert om lag 30 km søraust for Almåskroken, på 397 moh., og har målingar frå 01.01.2012. Begge stasjonane måler nedbør, Kotsøy måler i tillegg temperatur. Stasjon 67540 RØSBJØRGEN er teke med i betraktning når det gjeld nedbørsnormalar, samt for ulike estimat basert på historiske data der Kotsøy ikkje har tilstrekkelege måleseriar. Røsbjörgen ligg på 330 moh. om lag 3 km vest for Kotsøy, og var operativ frå januar 1960 til september 2010. Nedbørsnormalar for Ålen er interpolerte grunna mangel på målte data (eKlima, 2014). Stasjonane er vist i figur 2.3.



Figur 2.3: Dei nærmaste målestasjonane til Almåskroken. Studieområdet er markert i raudt (Google Maps, 2014).

Figur 2.4 viser månadsnormalar for temperatur og nedbør ved Ålen, Kotsøy og Røsbjörgen, kalkulert ut i frå dagens normalperiode, 1961 – 1990. Denne perioda brukast som samanlikning for alle meteorologiske data fram til neste normalperiode, som blir 1991 – 2020 (Meteorologisk Institutt, 2014b). Estimert endring i normal årsnedbør frå dagens normalperiode til perioda 2071 – 2100 er 15 – 20 %, medan tilsvarende estimert endring i årstemperatur er under 2 °C (senorge.no, 2013).

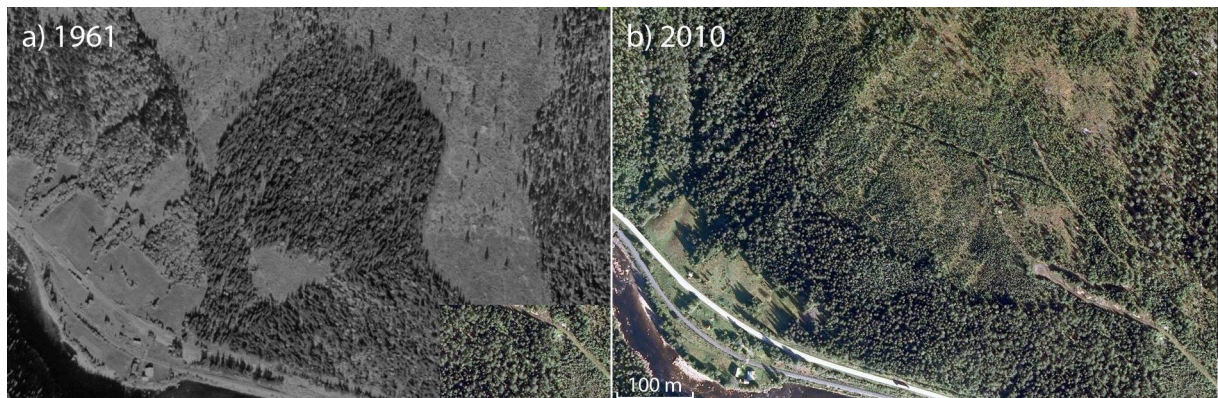


Figur 2.4: Månadsnormalar, temperatur og nedbør ved Kotsøy, Røsbjørgen og Ålen (eKlima, 2014).

2.4 Vegetasjon

Vegetasjonen i Norge kan ifylgje Moen (1998) delast inn i seks vegetasjonssoner. Almåskroken ligg i den mellomboreale sona, som avgrensast av sørboreal sone under marin grense og nordboreal sone over om lag 600 moh. Mellomboreal sone dominerast av barskog og store myrområde, men kan òg ha innslag av lauvskog (Moen, 1998). Som observert i felt består vegetasjonen i Almåskroken i hovudsak av granskog, med enkelte lauvområde, blant anna skog under fornyelse etter hogst frå nokre tiår tilbake. Ved hjelp av ulike kartlag i norgeibilder.no kan ein sjå at det har vore drive hogst i området sidan 1950-talet (Statens Kartverk, 2014). For øvrig kan ein på bakgrunn av ein gammal skogsveg, som ifylgje John

Birger Krokan¹ (pers.medd. 2014) er om lag 200 år gammel, anta at det har vore drive hogst i området òg i tidlegare tider.



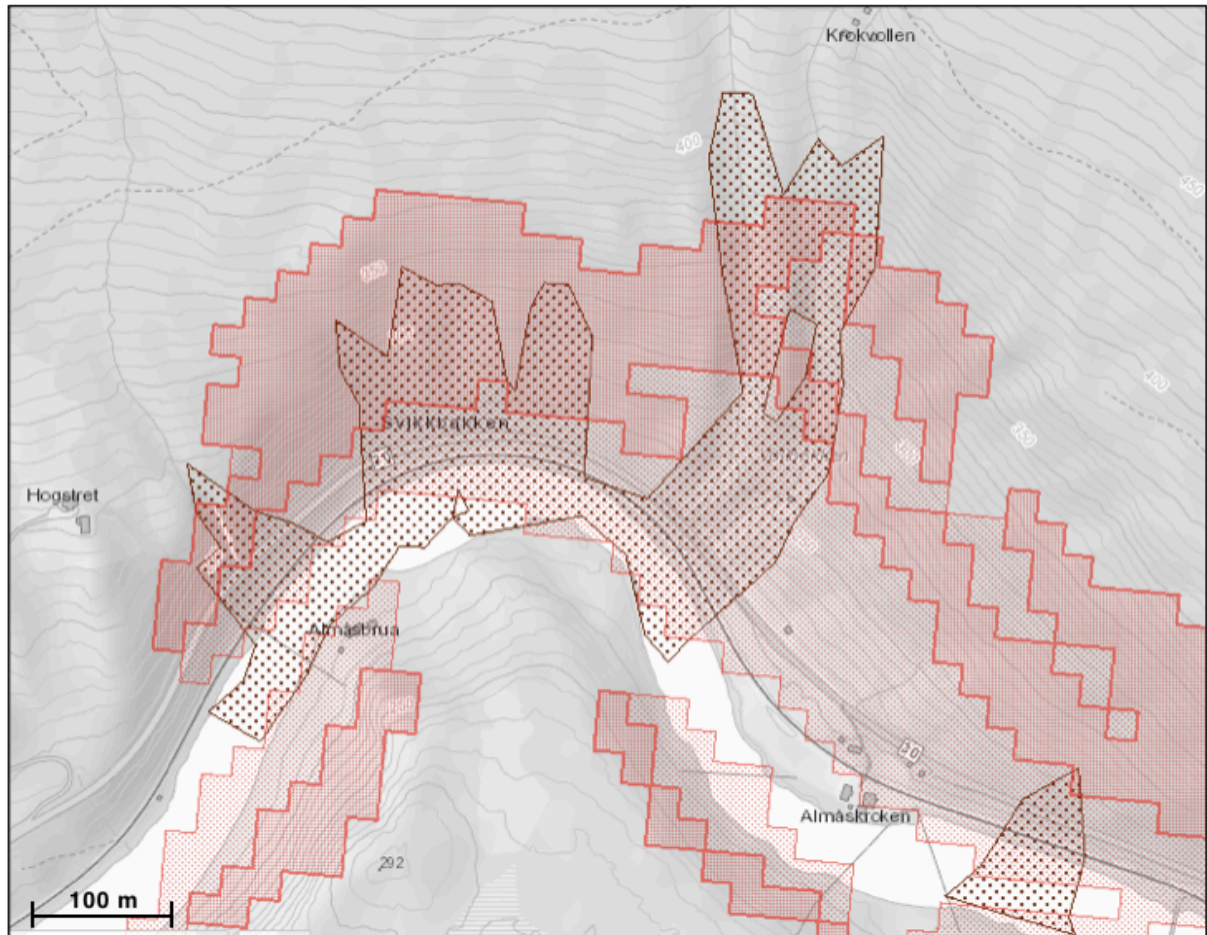
Figur 2.5: To av fleire kartlag som viser hogstfelt i a) 1961 og b) 2010 (Statens Kartverk, 2014).

2.5 Skredfare

NGU ferdigstilte i 2014 aktsemdskart for jordskred samt små og mellomstore flomskred i Norge. Aktsemdkarta baserar seg på ein nasjonalt dekkande digital høgdemodell med oppløysing på 10 meter samt hydrologisk modellering. Potensielle løsneområde er identifisert på bakgrunn av blant anna helningsvinkel, plankurvatur og størrelse på vasstilførande dreneringsområde for kvar celle i høgdemodellen. Karta dekker heile Norge i skala 1:50 000, og er tilgjengelege via skrednett.no (Fischer m.fl., 2014).

Figur 2.6 viser aktsemdskartets dekning for studieområdet. Dei brune, prikkete områda illustrerar aktsemdsområde for jord- og flomskred, medan raude område illustrerar løsneområde (mørk raudt) samt utløpsområde (lys raudt) for snøskred. Garden Kroken kan sjåast nede til høgre i bildet.

¹ John Birger Krokan eig og bur på garden Kroken



Figur 2.6: Aktsemdkart for jord- og flomskred, utsnitt Almåskroken (skrednett.no, 2014).

2.6 Skredet 13. august 2013

Den beskrivelsen av skredet som presenteres her er basert på befaringsnotat forfatta av representantar frå NVE, NGI og Jernbaneverket. NVE (Bargel & Skauge, 2013) og NGI (L'Heureux & Gjesvik, 2013) var på lokaliteten den 13. august nokre timar etter hendinga, medan Jernbaneverket (Nålsund, 2013) samt NGI var der den 14. august. Eigne observasjonar er presentert i kapittel 5.

Skredbana

Løseområdet for skredet ligg umiddelbart nedanfor ein fjellterskel, på ca. 370 moh., om lag 140 høgdemeter over Fv 30 og Rørosbana. Skråningsvinkel blei her målt til å vere 42 – 45° (Bargel & Skauge, 2013; Nålsund, 2013).

Bakkanten av skredet vert av samtlege representantar beskrive som om lag 10 meter brei. Ifylgje NVE og NGI rann det framleis vatn her nokre timar etter hendinga, men materialet viste ikkje tegn på viare erosjon og vert dermed karakterisert som konsolidert morene (Bargel & Skauge, 2013). I nedre del av løснеområdet vert det observert eit tydeleg grunnvassutslag kor det rann ein del vatn både den 13. og 14. august (sjå figur 2.7) (Bargel & Skauge, 2013; L'Heureux & Gjesvik, 2013).

Nedanfor løснеområdet går skredbana inn i eit slakare parti, før det igjen blir noko brattare i underkant av ein knekk i terrenget. Skråningsgradienten i dette noko brattare partiet vert av Jernbaneverket målt til 36° (Nålsund, 2013). Ifylgje Bargel og Skauge (2013) har denne knekken, omtalt som øverste terskel i befaringsnotatet, truleg begrensa nedstrøms massetransport noko samt medvirka til større horisontal spreiding av skredmassane. I nedre del av skredbana, på oversida av Fv 30, låg det att relativt lite skredmassar, og fjellgrunnen var blottlagt fleire stader. Her rann det og store mengder vatn den 13. august, noko mindre den 14. august (sjå figur 2.8) (Bargel & Skauge, 2013; L'Heureux & Gjesvik, 2013; Nålsund, 2013).

Skredmaterialet, som ut i frå observasjonar besto av vatn, finkorna- samt stein- og blokkrikt materiale, organisk slam og tre, blei i hovudsak avsatt i området ved fylkesvegen samt over jernbana og på garden Kroken (sjå figur 2.9). Det vert antekke at relativt lite skredmateriale havna i elva (Bargel & Skauge, 2013; L'Heureux & Gjesvik, 2013).

Sideterreng

Den 13. august vert det observert store mengder overflateavrenning i sideterreng til skredet, og ifylgje L'Heureux og Gjesvik (2013) såg grunnen ut til å vere fullstendig metta (sjå figur 2.10). Det vert òg observert at skredbana drenerte delar av sideterreng, noko som forklarar den store vassføringa i skredbana. Ved befaring den 14. august hadde terrenget i stor grad tørka opp, og vassføringa i skredbana var noko mindre (L'Heureux & Gjesvik, 2013).

Vegetasjonen i området blir av Nålsund (2013) beskreve som ung granskog (omkring løснеområdet), hogstmoden granskog samt dels grasdekt mark. Lausmassedekket er beskreve som hovudsakeleg tynt med fleire fjellblotningar, men noko meire samanhengande gjennom den eldre granskogen. Det vert ikkje funne spor etter hogstmaskiner eller skogsbilveger i

overkant av skredet, men det vert observert kildeliknande fuktige parti (rennande vatn) rett i overkant av løснеområdet. Det vert òg observert 2 – 3 småbekkar i og rundt skredbana; desse rann delvis under bakken (Nålsund, 2013).

Både NVE, NGI og Jernbaneverket antek at skredet løsna grunna poretrykksauking over fjellterskelen rett i overkant av løснеområdet, truleg som eit resultat av kraftig, lokal nedbør. NVE og Jernbaneverket beskriv skredet som eit jordskred, medan NGI antek at skredet initielt løsna som eit jordskred, for så å utvikle seg til eit flomskred grunna tilførsel av vatn.



Figur 2.7: Løsneområdet og øvre del av skredet den 13.08.2013. Avrenning frå grunnvassutslaget kan sjåast til venstre nederst i skredets bakkant. Foto: Terje H. Bargel.



Figur 2.8: Skredbana sett frå fylkesvegen den 13.08.2013. Foto: Terje H. Bargel



Figur 2.9: Utløpsområdet den 13.08.2013, hovedhuset på garden Kroken til venstre. Foto: Terje H. Bargel.



Figur 2.10: Overflateavrenning i sideterreng nokre timar etter skredet (L'Heureux & Gjesvik, 2013).

3 Teori

I dette kapittelet vil det teoretiske grunnlaget for studien presenterast. Kapittel 3.1 gir ein introduksjon til skråningsstabilitet. Her er ei enkel stabilitetsanalyse fyrst gitt i kapittel 3.1.1, før lausmassars eigenskapar og vatn i jord presenteres i noko større detalj, høvesvis i kapittel 3.1.2 og 3.1.3. Kapittel 3.2 gir så ein beskrivelse av skråningsmateriale og dets oppførsel. Fokus ligg her på norske forhold. I kapittel 3.3 presenteres ulike forhold som påverkar skråningsstabiliteten. Også her er det valgt å fokusere på forhold som har relevans for norske skråningar. I kapittel 3.4 og 3.5 fylgjer så ein beskrivelse av høvesvis jordskred og flomskred.

3.1 Skråningsstabilitet

3.1.1 Stabilitetsanalyse

Stabiliteten i ei skråning vert normalt beskrive ved hjelp av Coulombs likning (Duncan & Wright, 2005):

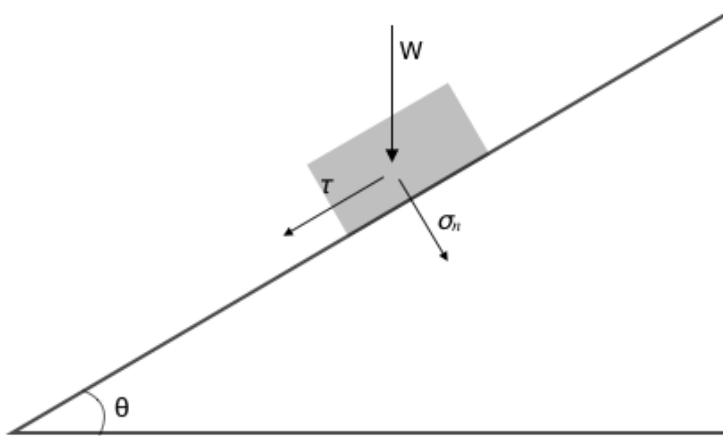
$$\tau_f = c + (\sigma_n - u) \cdot \tan\phi \quad (1)$$

Her er τ_f skjærspenninga i det materialet går til brudd, c er kohesjon, σ_n er normalspenninga, u er porevasstrykket og ϕ er den maksimale friksjonsvinkelen til materialet (Duncan & Wright, 2005). Skråningsstabiliteten kan òg sjåast på som stabiliteten av ei blokk på eit skråplan (sjå figur 3.1). Gravitasjon, uttrykt som den vertikale krafta W , vil her vere den drivande krafta. W har ein komponent i glideretninga langsmed skråplanet (skjærspenning, τ) samt ein komponent normalt på skråplanet (normalspenning, σ_n). Stabiliserande krefter vil vere skjærstyrken, gitt ved friksjons- og kohesjonskreftene til materialet. I det dei drivande kreftene overgår dei stabiliserande kreftene vil skråninga gå til brudd (Høeg, 2014).

Ein sikkerheitsfaktor, F , brukast ofte som mål på ei skrånings sikkerheit mot brudd (t.d. Duncan & Wright, 2005; Emdal m.fl., 2014; Høeg, 2014):

$$F = \frac{s}{\tau} \quad (2)$$

Her er s skjærstyrken til materialet, medan τ er skjærspenninga ved likevekt. Sikkerheitsfaktoren bereknas for antekne bruddflater, og skråninga antas stabil dersom $F > 1$. I det materialet går til brudd vil $F = 0$. Den fundamentale forutsetninga for stabilitet i ei skråning kan dermed seiast å vere at skjærstyrken i jorda (høgre side av likheitsteiknet i likning 1) er større enn skjærspenninga definert som nødvendig for likevekt (Duncan & Wright, 2005; Emdal m.fl., 2014).



Figur 3.1: Forenkla prinsippskisse for utgliding av skråning. Modifisert frå figur 7.2 i "Skred, skredfare og sikringstiltak" (Høeg, 2014).

3.1.2 Lausmassars fysiske eigenskapar

Som vist ovanfor avheng stabiliteten i ei skråning i stor grad av dei fysiske eigenskapane til skråningsmaterialet. Desse bestemmer korleis materialet reagerer på påført stress samt korleis materialet responderar på fysisk og kjemisk forvitring (Selby, 1993).

Dei fysiske eigenskapane til ein lausmasse avheng av korleis lausmassen vert danna. Karakteristika ved opphavsbergarten, transportmetode- og lengde samt avsettingsmiljø bestemmer blant anna grad av oppknusing, rounding, kornfordeling, sortering og pakningsgrad. Desse eigenskapane påverkar vidare kvarandre samt andre eigenskapar som porøsitet og permeabilitet (Bjørlykke, 1969). Porøsiteten til eit materiale uttrykkjer andelen porerom av materialets totale volum, og avheng av kornstørrelse- og form, sortering og pakningsgrad.

Permeabiliteten til materialet beskriv i sin tur graden av konnektivitet mellom desse poreromma (Bjørlykke, 1969; Emdal, 2012).

Lausmassar definerast viare anten som kohesjonsjordartar eller friksjonsjordartar, avhengig av dei fysiske eigenskapane deira samt innhald av finmateriale. Kohesjonsjordartar består av ein stor andel silt og leir (kornfraksjon $< 0,06$ mm), og i forhold til materialets skjærstyrke er kohesjon mellom partiklane den dominerande krafta. Materialet er som regel porøst, men grunna dei små kornfraksjonane vil poreromma vere relativt små. Dersom materialet i tillegg er godt pakka, vil permeabiliteten vere låg (Selby, 1993). I ein friksjonsjordart består materialet hovudsakeleg av kornfraksjonar større enn silt og leir, og i forhold til skjærstyrken er friksjon mellom partiklane den dominerande krafta. Permeabiliteten i friksjonsjordartar er som regel høgare enn i kohesjonsjordartar. Den varierar for øvrig i forhold til sorteringsgrad, og er generelt større dess betre sortert materialet er (Selby, 1993). Skråningar i friksjonsjordartar står vanlegvis stabilt ved hellingsvinklar lågare enn om lag 37° , så fram det ikkje oppstår ein reduksjon av styrken til materialet (Sandersen, 2014).

3.1.3 Vatn i jord

Lausmassar vil alltid innehalde ei viss mengde vatn. Som vist i likning 1 har vatn direkte innverknad på styrkeegenskapane til skråningar, her som porevasstrykk. Vatn vil for øvrig òg kunne påverke skråningsstabiliteten gjennom fluvial erosjon, eller ved å auke vekta av skråningsmaterialet. I tillegg vil vatn ha stor betydning for utviklinga av jordprofilar (Selby, 1993).

Strømning

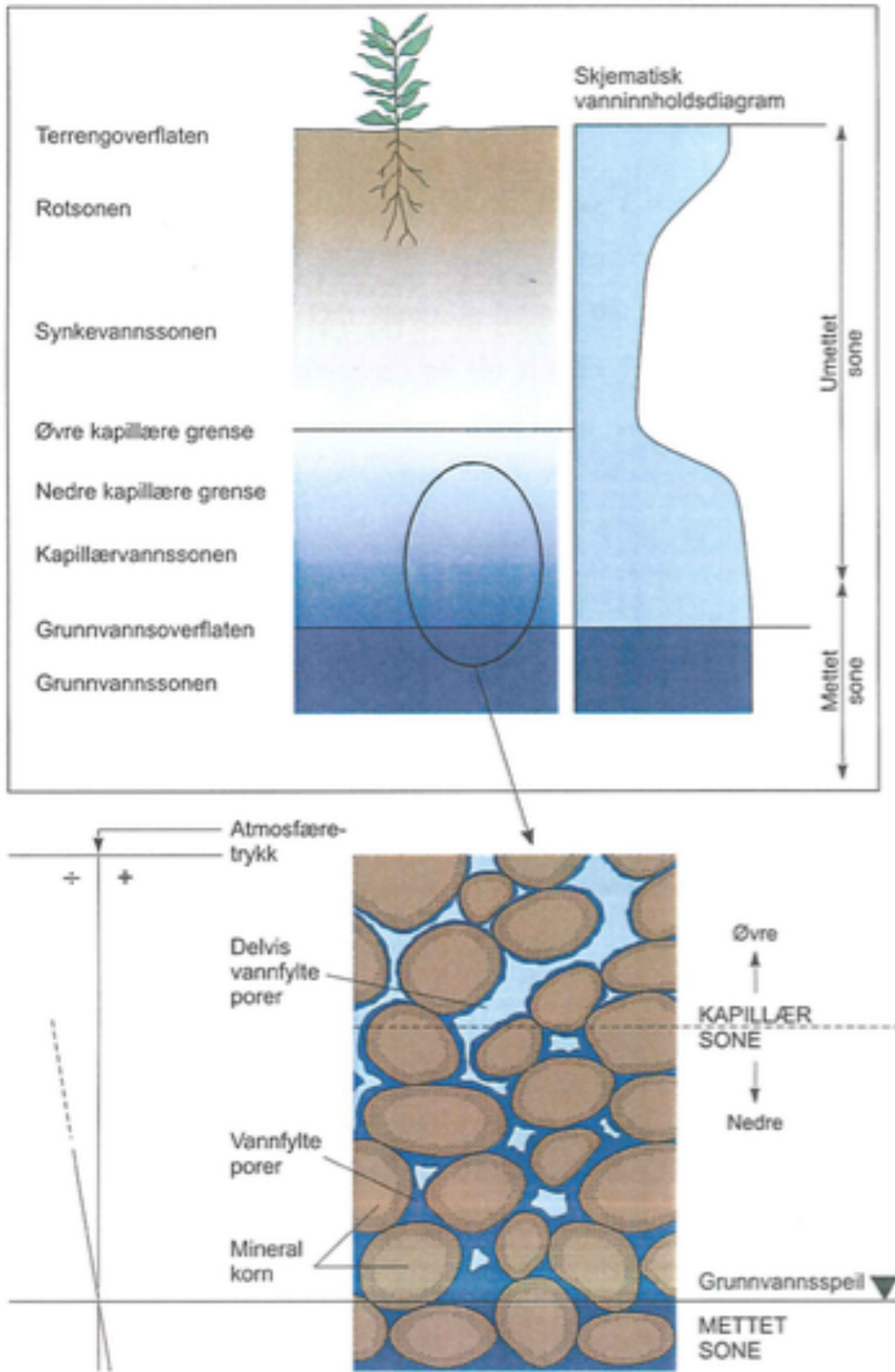
Strømning av vatn i jord er i stor grad styrt av overflatespenningar og kapillaritet. Overflatespenningar førekjem i kontaktflata mellom vatn og luft, som eit resultat av at vassmolekyl har større tiltrekkingskraft til kvarandre enn til lufta. Kapillaritet er eit fenomen forårsaka av kapillærkrefter samt overflatekrefter. Dersom eit kapillarrør vert sett i vatn vil vassmolekyla bindas til rørveggen ved adhesjon. Grunna at trykket i røret vil vere mindre enn det atmosfæriske trykket utanfor røret, vil den totale vassmassa (haldt saman av kohesive krefter) stige inntil vekta av vatnet opphevar verknaden av dei adhesive og kohesive kreftene (Selby, 1993).

Vatn i jord deles i metta og umetta sone (sjå figur 3.2). Umetta sone ligg nærmast terrengoverflata, og deles vidare inn i undersoner i forhold til korleis vatnet opptrer (Brattli, 2009). Poreromma er her delvis luftfylte, og vatn førekjem som adhesivt samt eventuelt kapillært bunde til jordpartiklane. I den kapillære sona skapar overflatespenningane tilsynelatande kohesjon, og partiklane er under sug (jamfør kapillaritet). Porevasstrykket vil dermed vere negativt i forhold til det atmosfæriske trykket (Selby, 1993). Strømning i den umetta sona er styrt av kapillærkreftene. Så framt vassinnhaldet ikkje aukar vil desse vere sterkare enn gravitasjonskrafta, og vatnet strøymer frå våte område til tørre, ifylgje trykkforholda (Selby, 1993; Brattli, 2009).

Metta sone definerast som det området kor samtlege porerom er fullstendig fylt med vatn. Sonas øvre grense er grunnvasspegelen, og det fritt bevegelege vatnet innad i sona betegnast som grunnvatn (Brattli, 2009). I motsetning til den umetta sona, vil det i den metta sona ikkje vere overflatespenningar. I tillegg vil normalspenningar, som i umetta forhold verkar på partiklane, her bli teke opp av porevatnet, og porevasstrykket vil vere positivt. Strømning i metta sone er styrt av den hydrauliske gradienten, i , samt den hydrauliske konduktiviteten til materialet (Selby, 1993). Den hydrauliske gradienten, i , definerast ifylgje Selby (1993) som:

$$i = \Delta H / L \quad (3)$$

kor ΔH er falltapet og L er strømningslengda. Den hydrauliske konduktiviteten er eit mål på kor lett eit materiale tillèt strømning mellom poreromma, og vil under metta forhold vere lik permeabiliteten. Permeabiliteten vil vidare variere i forhold til porevasstrykket, størrelse på poreromma samt eventuell lagdeling i jordprofilet (Selby, 1993). Under metta forhold vil permeabiliteten i lausmassar ofte vere større i horisontal retning enn i vertikal (Brattli, 2009).



Figur 3.2: Vatn i jord (Brattli, 2009).

3.2 Skråningsmateriale

I Norge består store delar av lausmassedekket av materiale avsatt under og etter siste istid (Brattli, 2008), og ifylgje NGU (2011) er morenemateriale den mest utbredte lausmasstypa i landet. På bakgrunn av dette, samt at dei observerte lausmassane i studieområdet vert karakterisert som morene og glasifluvialt materiale, er det viare i oppgåva valgt å fokusere på desse lausmasstypane.

3.2.1 Jordprofil

Eit jordprofil kan definerast som eit loddrett snitt gjennom lausmassedekket. Avhengig av klimatiske, hydrologiske og geologiske faktorar, vil det i jordprofilet over tid utviklast horisontar med ulike mineralsamansettingar. Grunna blant anna strømning av vatn i jorda skjer ei utvasking av mineral i den øverste delen av profilet kor det er god tilgang på oksygen. Lenger ned i profilet vil desse minerala så fellast ut, da tilgangen på oksygen her er mindre (Sandersen, 2014). I podsol, som er typisk for eit nordisk klima, kan utfellingshorisonten ofte kjennast att på grunn av den raudlege farga, som kjem av utfelling av jern (Selby, 1993).

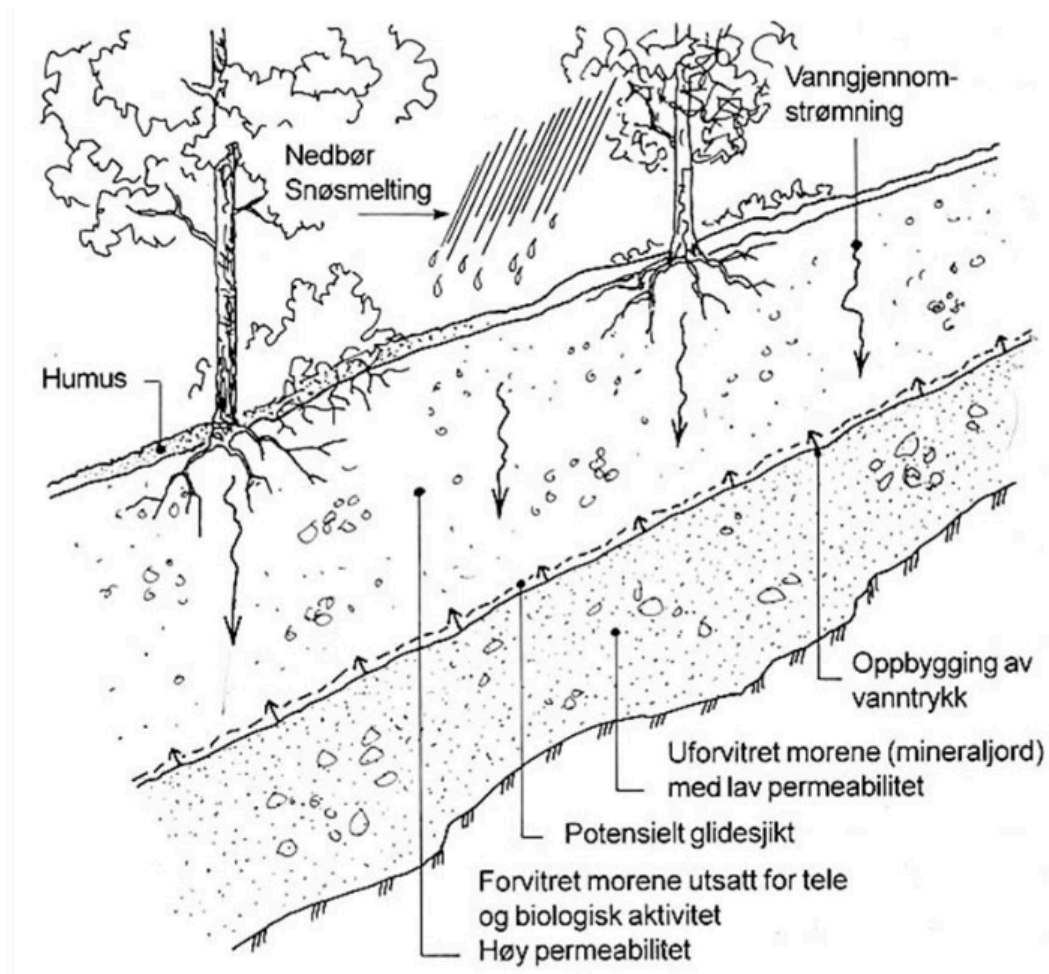
Figur 3.3 viser eit typisk jordprofil i ei norsk skråning, kor materialet er overkonsolidert morene avsatt under siste istid. Som ein ser av figuren består dette jordprofilet av to distinkte horisontar: I den øverste delen er materialet utsatt for frostpåverknad, uttørking og biologisk aktivitet. Som eit resultat av dette er denne delen mykje lausare pakka enn den underliggande morena, som her er upåverka og dermed framleis overkonsolidert. I eit slikt tilfelle vil den øverste, telepåverka horisonten ha langt høgare permeabilitet enn det upåverka materialet, og dermed òg vere meir utsatt for poretrykksvariasjonar og endring i stabilitet (Bargel m.fl., 2011; Sandersen, 2014).

Karakteristika ved morenemateriale

Morenemateriale kjenneteiknast ved å vere usortert, ha kanta partikkelform, varierende mineralsamansetting samt innehalde alle kornfraksjonar frå leir til blokk. Grunna tyngda av det tidlegare isdekket er materialet ofte konsolidert. Bunnmorener er normalt overkonsoliderte, medan ende- og sidemorener som regel er noko lausare pakka (Brattli, 2013a).

Glasifluvialt materiale

Glasifluvialt materiale er ofte dårleg til middels sortert, runda og relativt laust pakka. Materialet inneheld gjerne fleire kornfraksjonar, så nær som leir og silt da desse ikkje vil avsettas i rennande vatn (Brattli, 2008). Både glasifluvialt materiale og morenemateriale blir som oftast ansett som friksjonsjordartar (Brattli, 2013b).



Figur 3.3: Typisk jordprofil i dalside (Sintef, 2013).

3.2.2 Skråningsmaterialets oppførsel

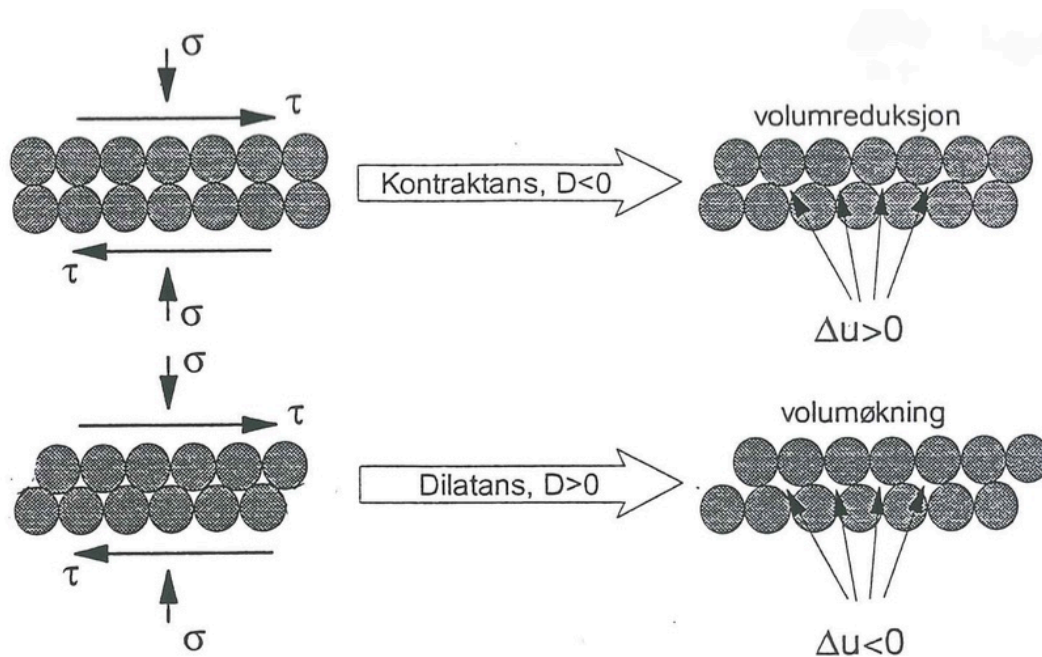
Ein lausmasses oppførsel kjem til syne dersom massen blir utsett for påført stress, som til dømes gjennom vibrasjon eller ytre belastning. Oppførselen er ein beskrivelse av korleis massen reagerar, og avheng som nemnt tidlegare i stor grad av dens fysiske eigenskapar samt blant anna vassinnhald (Selby, 1993).

Brudd i friksjonsjordartar

Under metta forhold i ein friksjonsjordart vil eigenvekta til materialet auke, medan friksjonskreftene reduserast grunna det positive porevasstrykket. Som nemnt i kapittel 3.1.3 vil porevatnet kunne ta opp normalspenningar, men det vil ikkje kunne stå imot skjærspenningar. Ei auking i porevasstrykket fører derfor til ein reduksjon i skråningsmaterialets styrke (Selby, 1993). Oppførselen til materialet vil, ved brudd under metta forhold, viare avhenge av konsolideringsgrad. Eit tettpakka eller overkonsolidert materiale vil dilatere ved våt-induserte brudd; materialet aukar i volum og porevasstrykket synk (sjå figur 3.4). Dette gjer så at friksjonskreftene aukar. Er materialet derimot laust til middels hardt pakka vil det ved brudd kontaktene; porevasstrykket aukar og friksjonskreftene reduserast ytterlegare (Ferrari m.fl., 2014).

Likvefaksjon

I det siste tilfellet nemnt ovanfor vil materialet minske i volum ved brudd, og poretrykket aukar. Dette skjer som eit resultat av at kontraksjonen av materialet, altså innsnevring av poreromma, skjer raskare enn porevatnet kan drenere ut. Dersom dette skjer veldig raskt, som til dømes ved ytre belastning som fylgje av steinsprang, eller skaking i forbindelse med jordskjelv, vil det kunne oppstå ein tilstand kor partiklane er fullstendig suspendert i porevatnet. I ein slik tilstand vil kohesjonskrefter vere totalt fråværande, og normalspenning vil vere null. Denne tilstanden blir kalla likvefaksjon (Iverson m.fl., 1997).



Figur 3.4: Prinsippskisse for dilatans og kontraktans (Emdal, 2012).

3.3 Faktorar som kan føre til tap av styrke og brudd i skråningar

3.3.1 Auka porevasstrykk

Vatn, til dømes i form av porevasstrykk, er i dei foregåande kapitla vist å ha direkte innverknad på skråningsstabiliteten. I kva for grad porevasstrykket endrar seg i ei skråning, samt kvar, styres for øvrig i stor grad av blant anna lokale terrengforhold og underliggande berg (Ferrari m.fl., 2014). Viare avheng det av kvar på terrengoverflata vatnet drenerar, og i kva for grad jordprofilen her er tilpassa den gitte vasstilførselen (Sandersen, 2014).

Terrengforhold og underliggende berg

Ei skråning har ofte variert terreng, og geometriske uregelmessigheiter kan føre til konsentrasjonspunkt for spenningar samt konsentrasjon av grunnvasstraumar og/eller overflateavrenning (Ferrari m.fl., 2014). Konsentrasjon av vasstraumar vil òg kunne vere eit resultat av at ulike horisontar i lausmassedekket har ulik struktur og samansetting, som vist i kapittel 3.2.1. Ulik tettheit frå ein horisont til ein anna vil påverke transporten av vatn, og dermed ha avgjerande betydning for eventuell oppbygging av kritiske porevasstrykk (Sandersen, 2014). Lite permeable lag vil òg kunne føre til såkalla midlertidig hengande

grunnvasspegel. Dette oppstår i tilfelle kor den eigentlege grunnvasspegelen ligg i eit mindre permeabelt lag, og strømning av vatn ovanifrå skjer med såpass liten hastigheit at metta forhold oppstår i det meir permeable laget ovanfor. Resultatet er to metta soner, med ei umetta sone imellom. Dette er vist å føre til lokalt høge porevasstrykk (Wieczorek & Glade, 2005).

Lagdeling i underliggande berggrunn har òg betydning for korleis og kvar vatn bevegar seg. Ved høg sprekkegrad vil berget fungere som eit magasin for lagring av vatn, og på denne måten ha betydning for poretrykksresponsen i lausmassedekket ved infiltrasjon. Vatnet vil i tillegg kunne fylgje slepper/sprekker i fjellet og såleist tilføres lausmassedekket frå grunnen. Motsatt kan uoppsprukke fjell hindre vertikal infiltrasjon og dermed føre til meir overflateavrenning (Ferrari m.fl., 2014). Orientering av eventuell lagdeling og/eller sprekker har samtidig betydning for stabiliteten av overliggande lausmasser. Underliggande berg med fall parallell med skråninga vil til dømes gi mindre støtte til lausmassedekket enn berg med fall normalt på skråninga (Chatwin, 1994).

Endra dreneringsforhold

Endring i naturlege dreneringsforhold fører til at lausmassedekket må ta opp større mengder vatn enn naturleg, som så fører til auka porevasstrykk og eventuelt erosjon (Sandersen, 2014). Endra dreneringsforhold førekjem naturleg, til dømes i forbindelse med store nedbørmengder, men i mange tilfelle er det eit resultat av menneskelege inngrep i skråninga. Mangelfull drenering og/eller utilstrekkeleg fokus på vektbelastningar i forbindelse med anlegging av skogsbilvegar og hogst, vil i forbindelse med dårleg vedlikehald og kraftig nedbør kunne føre til oppsamling av vatn og/eller konsentrert avrenning, og dermed metta forhold og auka porevasstrykk. Nylagde skogsbilvegar har ofte høgare konsolideringsgrad enn dei omkringliggande lausmassane. Dersom stikkrenner og kulverter i tillegg er tette vil vegen fungere som ei 'takrenne', og vatn som drenerar mot vegen ovanifrå vil ta nye løp (Sandersen, 2014).

3.3.2 Fluvial erosjon

Fluvial erosjon i skråningar førekjem som regel i forbindelse med auka avrenning, som fylgje av kraftig eller langvarig nedbør, og/eller snøsmelting. Det deles vanlegvis i erosjon som fylgje av overflateavrenning, regndråpeerosjon og grunnvasserosjon (Selby, 1993).

Erosjon som fylgje av overflateavrenning og regndråpeerosjon

Erosjon grunna overflateavrenning vil ofte konsentrerast i forsenkingar i terrenget, og avheng av strømningserosjonskraft samt erodibiliteten til jorda. Denne typen erosjon kan ofte sjåast som riller eller kanalar i terrenget, kor vatn tydeleg har grave i samt transportert delar av skråningsmaterialet (Selby, 1993). Regndråpeerosjon styres av erodibiliteten til jorda samt nedbørmengde-, varigheit og intensitet. Dersom både intensiteten og mengda nedbør er stor, vil regndråpeerosjon kunne ha stor effekt. Den vil for øvrig ikkje ha noko effekt dersom vegetasjon hindrar dråpane i å nå bakken (Selby, 1993).

Grunnvasserosjon

Grunnvasserosjon er erosjon av massar under terrengflata, som fylgje av at strømningskreftene i den metta sona overgår dei intergranulære kreftene i jorda (Beek m.fl., 2008). Grunnvasserosjon førekjem som oftast i permeabel, metta jord, i område kor grunnvasspegelen ligg relativt nært terrengoverflata, som til dømes i nærleiken av bekkeløp, eller i punkt kor fleire dreneringsløp samlast (Selby, 1993).

Eit resultat av grunnvasserosjon er utvikling av såkalla *pipes*, eller dreneringskanalar i lausmassedekket. Faktorar som kan føre til utvikling av slike dreneringskanalar er ifylgje Selby (1993) blant anna stor temporal variasjon i nedbør, reduksjon av vegetasjonsdekket samt førekomsten av eit relativt tett lag i jordprofilet. Den vanlegaste forma for utvikling av pipes er rask infiltrasjon av vatn i sprekkar eller åpne sår i terrenget, som så fører til metta forhold lengre ned i jordprofilet, til dømes i overkant av eit tett lag (Selby, 1993). Strømning i *pipes* er vist å ha innverknad på oppbygging av poretrykk, og dei er derfor viktige i forhold til skråningsstabiliteten. I enkelte tilfelle vil *pipes* forbedre stabiliteten ved å legge til rette for rask drenering, og dermed hindre oppbygging av porevasstrykk. Dersom infiltrasjonsraten derimot overgår dreneringskapasiteten til kanalane, vil pipes bidra til auka porevasstrykk (Mcdonnell, 1990).

Fluvial erosjon er nært knytt til endra dreneringsforhold, og påverkar såleist skråningsstabiliteten både ved innverknad på porevasstrykket samt at vekta av vatnet bidreg til ei auking av dei drivande kreftene i skråninga. Fluvial erosjon vil for så vidt òg påverke skråningsstabiliteten gjennom endring av skråningsgeometrien. Dette er særleg aktuelt i tilfelle kor skråningar er kopla mot bekke- eller elveløp, og underkutting av skråningsfot førekjem (Sandersen, 2014).

3.3.3 Ytre belastning

Ytre belastningar vil ofte vere av menneskeleg opprinnelse, som til dømes deponering av massar eller feilberekning av vektbelastning på konstruksjonar. Dette bidreg til ei auking av dei drivande kreftene i skråninga. I tillegg vil skaking eller vibrasjon frå sprenging eller tungtransport kunne forårsake reduksjon av skjærstyrken til jorda (Høeg, 2014). Ytre belastningar kan for øvrig òg førekomme naturleg. Dynamisk belastning som fylgje av steinsprang er ved fleire tilfelle vist å ha utløyst jordskred. Det er da anteke at skråningane i desse tilfella var vassmetta, og at den dynamiske belastninga førte til likvefaksjon av skråningsmaterialet (Bargel m.fl., 2011; Sandersen, 2014).

3.3.4 Vegetasjon

Vegetasjon er vist å påverke skråningsstabiliteten på to måtar: ved å påverke vassinnhaldet i lausmassedekket samt gjennom mekanisk forsterking av jorda ved såkalla 'rot-kohesjon' (Bischetti m.fl., 2009). Frå eit hydrologisk perspektiv vil vegetasjon påverke vassinnhaldet i lausmassedekket ved at røter tek opp vatn, i tillegg til at førekomsten av skog medfører intersepsjon, som i sin tur har betydning for den lokale evaporasjonsraten. Som ein konsekvens av dette vil høge porevasstrykk i grunne lausmassedekke verte redusert, og dermed ha positiv effekt på skråningsstabiliteten. Verknaden av vegetasjon på vassinnhaldet i lausmassedekket vil for øvrig vere sesongavhengig (Preti, 2013).

'Rot-kohesjon' er betegnelsen på den bindande effekten planterøter har på lausmassedekket. Denne effekten er avhengig av i kva for grad rotsystemet er utvikla, da hovudsakeleg styrkeegenskapane til røtene samt utstrekning og størrelse. Dette er i sin tur ein funksjon av genetiske eigenskapar hjå den eller dei aktuelle plantane, i tillegg til lokale klimatiske forhold. I kva for grad planterøter verker stabiliserande på ei skråning vil derfor kunne variere mykje

frå ein lokalitet til ein anna, samtidig som det avheng av plantearten (Bischetti m.fl., 2009; Preti, 2013). Sakals og Sidle (2004) viser til at fleire studiar har dokumentert auka massebevegelse i perioden frå 3 til 5 år etter hogst i bratte, skogklede skråningar. Dei relaterar dette til redusert rot-koheasjon i etterkant av hogst, før tilstrekkeleg fornyelse av skog. Ifylgje Preti (2013) vil rot-koheasjonen avta i død vegetasjon ettersom styrken og stivheita i treet minkar. Dersom denne prosessen får verke lenge, vil det kunne føre til forverring av erosjonsprosessar samt auka forvitring. Vatn vil kunne trenge inn i jorda via åpne sår i landskapet, som til dømes rotvelt, og på denne måten bidra til auka hyppigheit av jord- og flomskred (Preti, 2013).

3.4 Jordskred

Ifylgje NVE er eit jordskred ein rask, gravitasjonsstyrt massebevegelse av stein, jord, organisk materiale og vatn (Bargel m.fl., 2011). I Norge vil dette skredmaterialet ofte vere morene, som vist ovanfor, alternativt kan det bestå av eldre, resedimenterte lausmassar, dvs. relativt modent, runda til godt runda materiale, eventuelt òg tidlegare skredmassar (Blikra & Nemeč, 1998).

3.4.1 Utløysingsmekanismar

Bargel m.fl. (2011) oppgjev prinsipielt fire forutsetningar for at eit jordskred skal kunne utløysast:

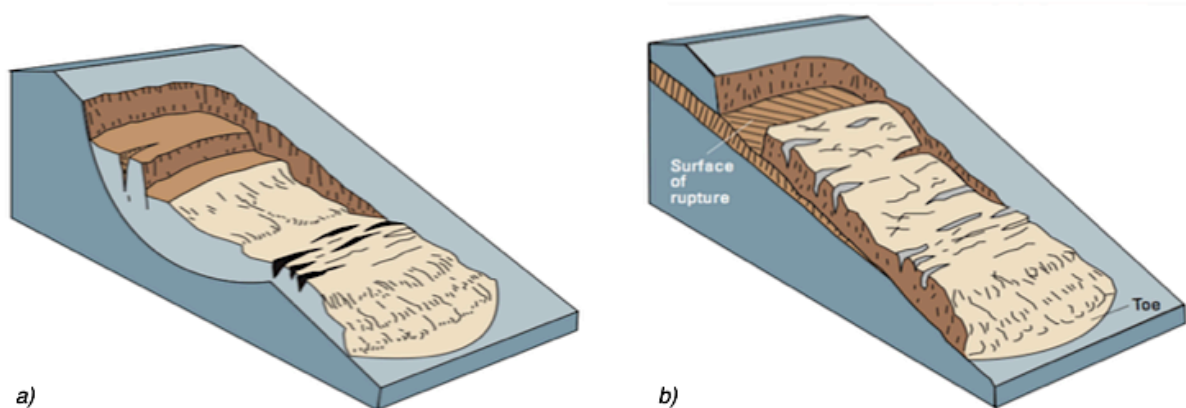
- a) Det må vere bratt nok. Dette blir normalt vurdert til brattare enn 28° , men ved store vassinnhald er brudd vist å kunne skje i skråningar med langt lågare gradientar.
- b) Det må vere lausmassar til stades. Jordskred førekjem til dømes skjeldan i terreng brattare enn 45° , ettersom det her generelt vil vere lite lausmassar.
- c) Lausmassane må inneha dårleg stabilitet, eventuelt vil dårleg stabilitet måtte oppstå, og
- d) utløysande faktor må vere tilstades.

Utløysande faktorar deles viare i to primære kategoriar: menneskeskapte og naturlege (Highland & Bobrowsky, 2008). Menneskelege inngrep, som til dømes ytre belastning eller underkutting av skråningsfot (i forbindelse med til dømes utgraving av byggetomter eller konstruksjon av ny vegtrasé), er ein kjent årsak til jordskred. Naturlege utløysingsfaktorar blir

vanlegvis rekna å vere vatn, seismisk eller vulkansk aktivitet (Sandersen, 2014). Dei to sistnemnde er for øvrig ikkje av særleg betydning i Norge, og vil derfor ikkje nemnast vidare her. Vatn kan som vist i kapittel 3.3 påverke skråningsstabiliteten på fleire måtar, men i dei fleste tilfella kor vatn er utløysande årsak til jord- eller flomskred er det som regel grunna auking av porevasstrykket. Dette skjer ofte i forbindelse med intens eller langvarig nedbør og/eller snøsmelting, som så fører til endra overflateavrenning, ofte omtalt som 'vatn på avveie'. Område kor dette førekjem vil typisk vere løsneområde for jord- og flomskred (Bargel, 2014).

3.4.2 Klassifisering

Highland og Bobrowsky (2008) klassifiserar ulike typar jordskred ut i frå bevegelse. Ein kan skilje mellom to typar: bevegelse langs eit konkavt plan – eit såkalla rotasjonsskred, eller bevegelse langs ei plan flate – eit translasjonsskred (sjå figur 3.5). Rotasjonsskred utløyses som regel i homogent materiale i skråningar med brattheit frå 20 – 40 gradar. Grunna det kurva glideplanet vil skredmassane ha ein roterande bevegelse samt vise få teikn på indre deformasjon (Highland & Bobrowsky, 2008). Skreda førekjem særleg i forbindelse med underkutting av skråningar, som resultat av til dømes fluvial erosjon. Dei kan vere enkle, eller utvikle seg raskt eller langsamt bakover i skråninga til fleire samansatte skred (Selby, 1993).



Figur 3.5: Skjematisk framstilling av a) Rotasjonsskred og b) Translasjonsskred (Highland & Bobrowsky, 2008).

Translasjonsskred vil som nemnt ha bevegelse langs ei plan flate, ofte parallellt med skråninga. Dei vil generelt vere grunnare enn rotasjonsskred samt ha større utløpsdistanse. Translasjonsskred førekjem i alle slags klima, og er truleg den vanlegaste skredtypa globalt. Dei kan viare variere i størrelse frå små "hageskred" til store, regionale skred med utløpsdistanse på fleire km (Highland & Bobrowsky, 2008).

I Norge skiljast det hovudsakeleg mellom langstrakte og grunne jordskred. Langstrakte jordskred er ofte punktutløyst, med tilnærma trekantforma skredbane som fylgje av at nærliggande lausmassar blir rive med i skredet – såkalla bulking (Bargel m.fl., 2011). Grunne jordskred kan karakteriserast ved at djubden til glideplanet er liten i forhold til utstrekninga av glidelegemet (Høeg, 2014). Dei er òg ofte direkte knytt til klimatiske faktorar. Grunne brudd førekjem på fleire hellingsgradar, og ifylgje Ferrari m.fl. (2014) har lokale faktorar særskilt stor innverknad på skråningsstabiliteten her. Våte skred i friksjonsjordartar observerast som oftast i skråningar kor skråningsvinkelen er nært til, eller lågare enn friksjonsvinkelen til lausmassane (Ferrari m.fl., 2014).

Når det gjeld bevegelsen til både langstrakte og grunne jordskred, vil denne ofte vere samansatt. Varierende geometri i glideplanet, som kan vere berggrunnen eller skiljet mellom ulike horisontar i lausmassedekket, fører til ein kombinasjon av både roterande bevegelser samt bevegelser langsmed plane flater (Høeg, 2014).

Det er både for jordskred og flomskred vanleg å dele skredbana inn i tre hovuddelar (Sandersen, 2014):

- Løsneområdet (typisk helning 30 – 40 °)
- Skredløpet (typisk helning 20 – 30 °)
- Utløpsområdet (typisk helning < 15 – 20 °)

I løsneområdet er erosjon den viktigaste prosessen, og dette området vil derfor normalt ha størst betydning for skredets volum. I skredløpet vil sedimenttransport vere den dominerande prosessen, men skredet vil òg kunne både erodere (ravinerings) samt avsette materiale her (t.d. leveer). I utløpsområdet er avsetning av materiale hovudprosess (Sandersen, 2014).

3.5 Flomskred

Flomskred definerast som vassmetta massar av jord og stein som bevegar seg med stor hastigheit i nedstrøms retning. I likheit med jordskred vil massane i eit flomskred i Norge svært ofte bestå av morenemateriale, og dei kan i praksis vere vanskelege å skilje frå jordskred. Det som i hovudsak skil flomskred frå jordskred er det store vassinnhaldet i fyrstnemnde. Mengda vatn i eit flomskred gjer at skredmaterialet oppfører seg på ein anna måte enn i eit jordskred, og eit flomskreds bevegelse samt avsettingsformar kan derfor seiast å vere særleine. Dess høgare vassinnhald dess meir hurtigflytande vil skredet vere, noko som gjer at flomskred kan nå hastigheter på opptil 10 m/s samt ha utløpsdistansar på fleire kilometer (Iverson, 1997).

3.5.1 Utløysing

I forbindelse med utløysingsårsakar vil det samme gjelde for flomskred som for jordskred, som beskreve i kapittel 3.4.1. Grunna det høge vassinnhaldet vil for øvrig flomskred kunne utløysast i langt slakare terreng enn jordskred (Bargel, 2014). Utløysing av flomskred kan viare deles i to prosess-mekanismar: (1) Initiering som fylgje av konsentrert avrenning og erosjon i sedimentfylte kanalar, ofte i relasjon til styrtflaum (*flash flood*), eller (2) Utløysing av grunne jordskred som utviklar seg til flomskred (van Asch m.fl., 2014). Ifylgje Iverson m.fl. (1997) vil den sistnemnde prosess-mekanismen som oftast skje grunna auka porevasstrykk som fylgje av tilførsel av vatn frå nedbør, snøsmelting eller grunnvassdrenering frå omkringliggande terreng. Flomskred av den fyrste typen blir omtalt som kanaliserte, medan den andre typen som regel betegnas som ikkje-kanaliserte.

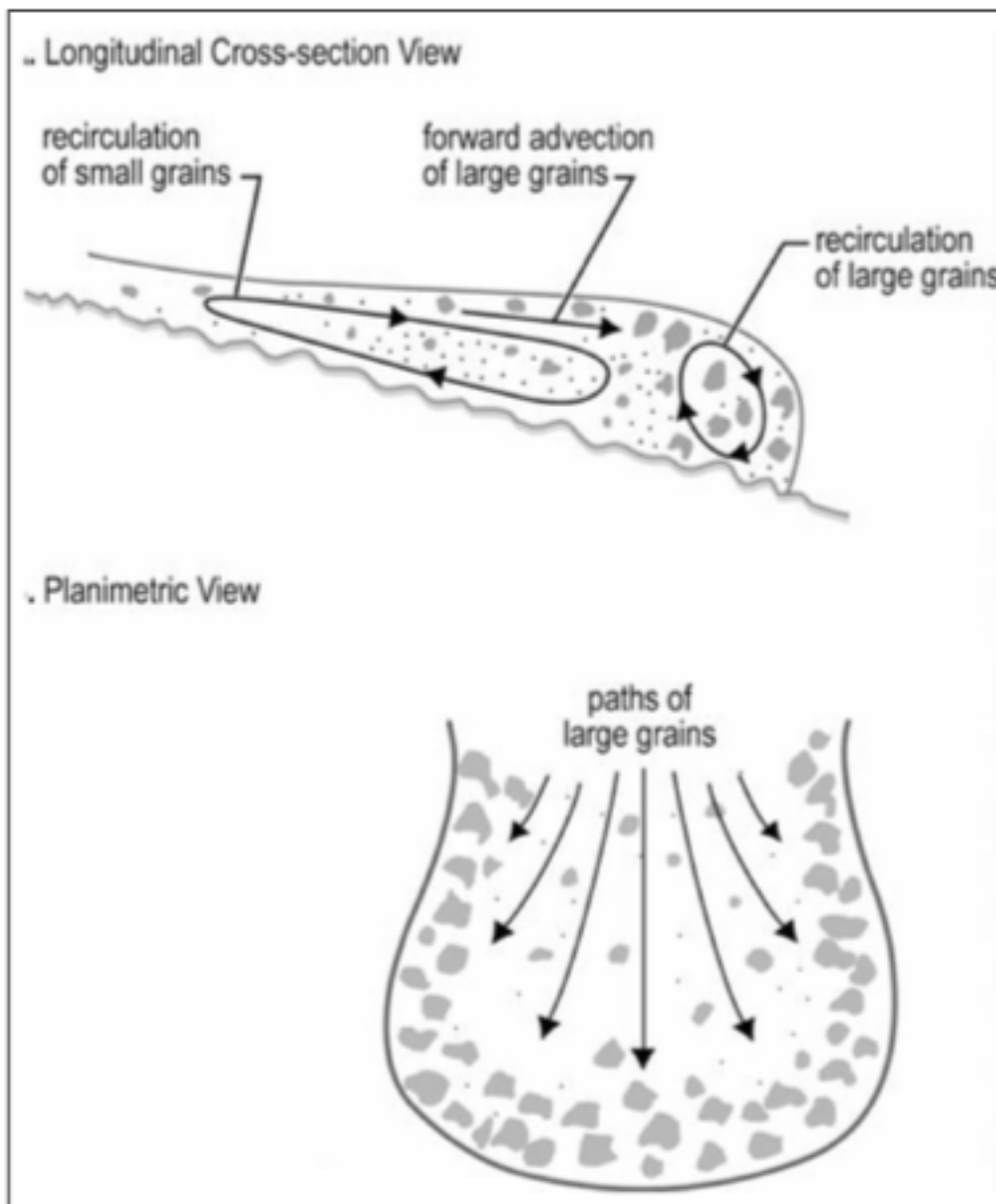
3.5.2 Bevegelse og avsettingsformar

Flomskred er ved hjelp av observasjon og modellering vist å ha ein karakteristisk bevegelsesmekanisme. I det brudd førekjem og skredmassane mobiliserast, vil sediment med liten konsolideringsgrad kollapse, og dermed minske i volum. Dette fører til at porevasstrykket aukar, som deretter fører til at materialet deformerast og byrjar å flyte (Iverson, 2014).

I det flomskredet bevegar seg nedover skråninga vil ein ofte kunne sjå ein separasjon av ulike kornfraksjonar. Dette skjer gjennom ein prosess kalla 'kinematic sieving', kor små partiklar

synk ned i porerommet mellom dei større partiklane som blir pressa opp. Det grove materialet blir frakta til overflata av skredet kor hastigheita er større, medan det finkorna materialet blir verande som ei vassmetta kjerne i midten av skredet. Den metta kjerna er vist å kunne vere nærmast fullstendig flytande grunna høge porevasstrykk. Den vil dermed óg vere langt meir mobil enn den grove fronten, som har låge eller ingen porevasstrykk og minnar meir om steinskred i bevegelsen. Det grove materialet vil skyves framover og ut til sidene av den mobile kjerna, og ein får danna laterale leveør samt ein steil, grovkorna front (Iverson, 2003).

Den grove fronten vil ha størst friksjon mot underlaget, og dermed forsøke å bremse den vassmetta kjerna. Fronten vil så skyte fart når trykket frå kjerna bak blir tilstrekkeleg stort, og ettersom dette repeteres vil det synes som ein pulserande bevegelse (Sandersen, 2014). Grunna det høge vassinnhaldet vil flomskred vere sensitivt for underliggande topografi, og flomskredbaner styres derfor ofte av det underliggande terrenget (Blikra & Nemeč, 1998). Som i jordskred vil bulking òg kunne førekomme i flomskred. Bulking resulterer som regel frå skuring av materiale i skredløpet og/eller kollaps av materiale langs sidene av skredet. Dette er vist å kunne føre til betydeleg auking av skredets volum (Iverson, 2012).



Figur 3.6: Bevegelse av materiale i eit flomskred (Iverson, 2005).

4 Metode

I dette kapitlet vil dei anvendte metodane presenteres. I tillegg til feltarbeid vert det valgt å gjere ulike terrengeanalyser samt hente inn data for å kunne gjere ei klimatisk og hydrologisk analyse av området for gitte tidspunkt. Felmetodane presenteres her fyrst, beskrivelse av dei digitale terrengeanalysene samt dei klimatiske og hydrologiske analysene fylgjer så høvesvis i kapittel 4.2 og 4.3.

4.1 Feltmetodar

4.1.1 Befaring

Befaring av studieområdet blei utført over ein tre-dagars periode i slutten av juni (25., 26. og 27.), samt 8. juli, 26. august og 21. oktober. Alle skogsbilvegar samt tråkk blei fotgått, i tillegg blei området rundt skredet undersøkt grundig. Formålet med dette arbeidet var i hovudsak å fastslå årsaka til hendelsen den 13. august 2013, i tillegg til registrering av eventuelle andre potensielle løseområde for jord- og flomskred.

Relevante lokalitetar blei registrert ved bruk av GPS. Ein GPS er eit satellittbasert navigasjonssystem som bestemmer ein lokalitets posisjon ved hjelp av triangulering. For å bestemme lengde- og breiddegrad må ein GPS kunne motta signal frå minst 3 satelittar. Med signal frå minst 4 satelittar kan i tillegg høgde over havet fastsettas (Garmin Ltd., 2015). Modellen brukt i denne studien er ein Garmin GPS 60CSx. Denne har ei nøyaktigheit på under 10 m, og brukar koordinatsystemet UTM (Universal Transverse Mercator) (Garmin Ltd., 2012). UTM er ein konform, transvers sylinderprojeksjon hvis koordinatar er metriske (Longley m.fl., 2011). Datum brukt er World Geodetic Systems 1984 (WGS 1984). Alle registrerte punkt er presentert i kapittel 5. Skråningsgradient blei målt ved hjelp av eit Suunto Tandem kompass- og klinometer. Alle helningar oppgjeve i teksta er målt i felt.

I etterkant av feltarbeidet blei samtlege GPS data behandla i ArcMap. ArcMap er ein applikasjon i programmet ArcGIS, som brukast for blant anna digitalisering, organisering og presentasjon av geografisk informasjon (ESRI, 2012a). GPS punkta er i hovudsak brukt i

kombinasjon med kart over området samt resultat frå hydrologiske analysar (kapittel 4.2 og 5.2), for å kunne studere samanhengar mellom ulike prosessar i området.

4.1.2 Potensielle feilkjelder

Nøyaktigheita av lokalitetane til punkt registrert ved hjelp av GPS i felt vil som nemnt kunne ha ein feilmargen på opptil 10 m. Faktorar som påverkar nøyaktigheita av GPS målingar er blant anna knytt til atmosfæriske og ionosfæriske forhold, samt tidsfeil mellom satelittklokkene og brukersegmentet. Antalet synlege satelittar og deira posisjon vil òg ha innverknad på nøyaktigheita av målingane: Dess fleire satelittar ein mottakar kan registrere, dess meir nøyaktige blir målingane. I tillegg vil satelittanes posisjon på horisonten ha betydning. Ei ideell plassering er dersom satelittane er plassert med store vinklar i forhold til kvarandre, dårleg plassering er dersom satelittane er lokalisert tett på kvarandre, anten i klynge eller på linje (Garmin Ltd., 2015). Det blei ikkje observert problem med korkje satelittdekninga eller satelittgeometrien i felt, og GPS'en tok jamnt over inn 6-8 satelittar.

Teoriavhengigheit og objektivitet i observasjon

Visuell observasjon har tradisjonelt hatt ein sentral posisjon i geomorfologien. Det er ein del av alt feltarbeid, så vel som fjernanalyse. Ifylgje Rhoads og Thorn (1996) blei observasjon lenge gjennomført utan forbehold. Dei siste tiåra har det imidlertid vakse fram argument om at all vitenskapeleg observasjon er basert på teoretiske forutsetningar. Dette har så bidratt til spørsmål om korleis objektivitet kan sikrast ved bruk av observasjon, som unekteleg er nært knytt til det menneskelege sanseapparat (Rhoads & Thorn, 1996).

Denne studien er i stor grad basert på observasjon, både direkte i felt samt gjennom tolking av instrumentelle observasjonar som til dømes LiDAR skanning. Ein forskar kan vanskeleg vere fullstendig objektiv i sine observasjonar, og på denne måten kan teoriavhengighet knytast til subjektivitet. For øvrig kan det og argumenterast at teori *bidreg* til objektivitet. Ifylgje Brown (1995), omtalt i Rhoads & Thorn (1996), avheng objektivitet som vitenskapeleg metode av relevans og uavhengigheit. Dersom teorien teke i betraktning i forbindelse med den aktuelle observasjonen er i tråd med dagens vitenskapelege syn på det aktuelle tema, kan dette sjåast på som eit bidrag til objektivitet. Viare er ein observasjon uavhengig dersom observasjonsmetoden ikkje avheng av teorien ein ynskjer å bevise. Objektivitet kan og sikrast

gjennom å skilje mellom forklarande teoriar og metodologiske teoriar (Rhoads & Thorn, 1996). Til dømes vil bruk av LiDAR basere seg på metodeteori frå blant anna geomatikk og informatikk, medan resultata brukast til å forklare skråningsprosessar i eit geomorfologisk perspektiv. Rhoads og Thorn (1996) konkluderar med bakgrunn i dette at dess fleire teoriar ein forskar tek i betraktning, både frå sitt eiga og andre fagfelt, i dess større grad kan objektivitet i eins eigen observasjon sikras.

I dette prosjektet har teori hatt innverknad både på valg av observasjon som metode, samt planlegging og utførelse av observasjonen. For å sikre objektivitet i studien er det derfor lagt vekt på reproduserbarheit i størst mogleg grad. Det argumenterast og at dei anvendte teoriane er i tråd med dagens vitenskapelege syn på skråningsprosessar.

4.2 Digital terrenganalyse

Lidardata er brukt for framstilling av digitale terrengkart til bruk i analyse av dreneringsmønster i studieområdet. LiDAR (light detection and ranging) er ein optisk fjernanalyseteknikk som nyttar laserskanning for å samle deltaljerte data om terrengoverflata (ESRI, 2013). Almåskroken blei laserskanna av Statens Kartverk i 2008, med ein presisjon på 2 laserpunkt per m² (Statens Kartverk, 2012). Dataene brukt i denne studien blei gitt av Statens Vegvesen Vegdirektoratet ved Gunne Håland. Dette inkluderar las. filer (laserdata) i tillegg til basiskart. All prosessering og framstilling er gjort i ArcMap versjon 10.2, av undertegnede.

Lidardataene blei i fyrste omgang lagra i eit LAS dataset før dei blei gjort om til rasterdata ved hjelp av geoprosesseringsverktøyet *LAS Dataset to Raster*. Dette dannar ein digital høgdemodell (DEM), som viare er brukt til å visualisere terrenget, blant anna som skyggerelieff. DEM'en ligg òg til grunn for prosessane beskrive i delkapittel 4.2.1. XY koordinatsystem blei sett til UTM32N, Z koordinatsystem til NN54. Figur 4.1 viser valgte spesifikasjonar for verktøyet *LAS Dataset to Raster*.

Før noko blei gjort med lidardataene blei desse sett til å berre syne terrengpunkt. Dette gjer at den resulterande DEM'en kalkulerast kun på bakgrunn av terrengdata, ikkje vegetasjon og bygningar. Som vist i figur 4.1 er rasteren basert på høgdedata frå las. filene. Viare kan ein

velge mellom to ulike interpoleringsmetodar samt spesifikasjonar for desse. Interpolering baserar seg på antakinga om at romleg fordelte objekt innehar romleg korrelasjon, og kan med bakgrunn i dette finne celleverdiane i ein raster ut i frå eit begrensa antal målepunkt (Longley m.fl., 2011). Her er *binning* valgt som interpoleringsmetode. Binning bestemmer verdien til ei celle basert på dei målepunkta som ligg innafor omfanget av cella, i dette tilfellet basert på gjennomsnittsverdien av desse. For å oppnå mest mogleg korrekt interpolering er det viare viktig at oppløysinga av rasteren samsvarar med punkttettheita i datainnsamlinga. Dette kan bestemmes ved hjelp av ein formel (Liu m.fl., 2007):

$$S = \sqrt{A/n} \quad (4)$$

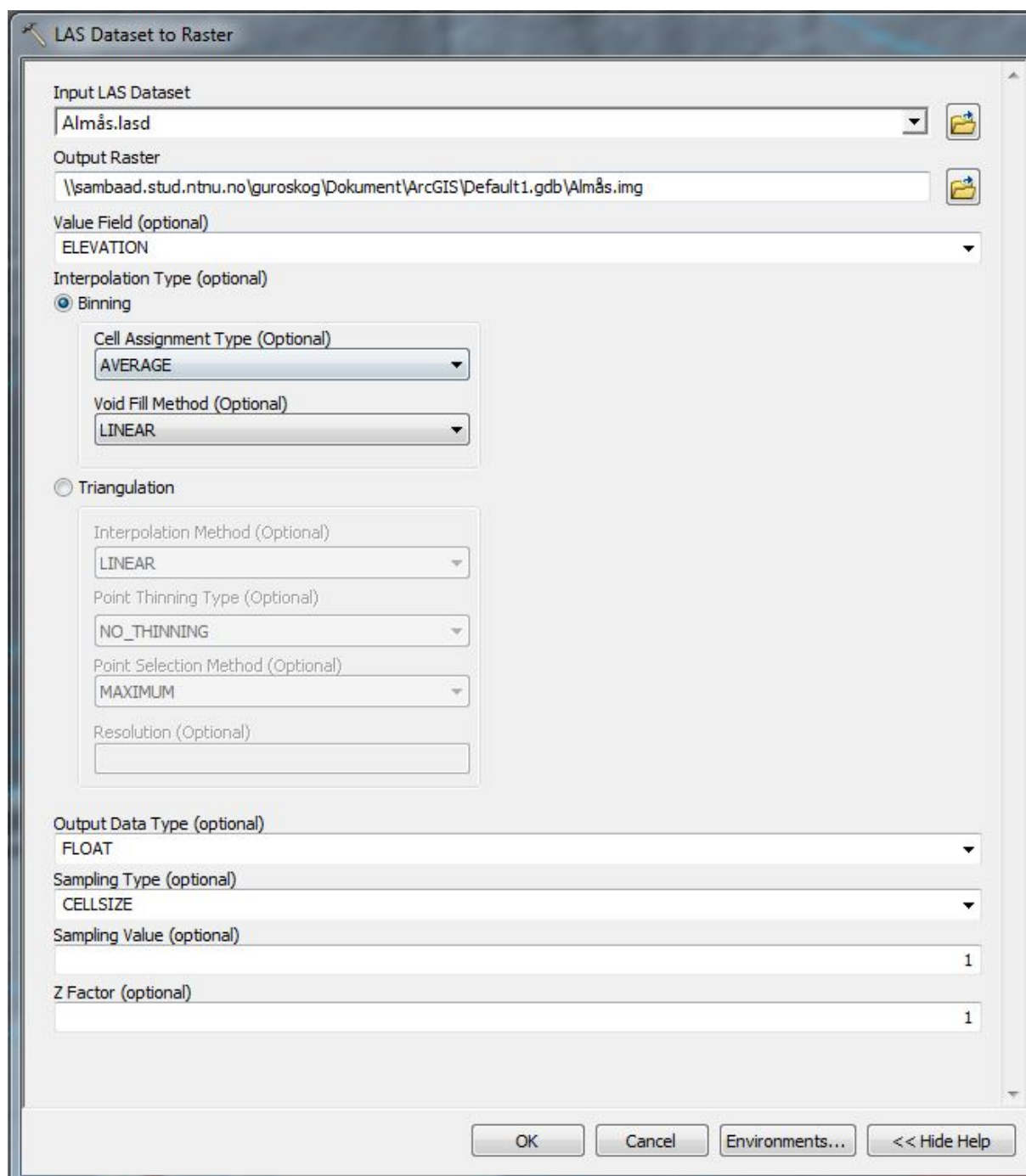
Her er S størrelsen på ei celle i rasteren, medan n er antalet målepunkt og A er det dekte området (Liu m.fl., 2007). Med ein presisjon på 2 punkt per m^2 gir formelen ein S på 0,7, og som ein kan sjå av figur 4.2 er oppløysinga av rasteren satt til 1x1 m.

4.2.1 Hydrologisk modellering

Ved hjelp av hydrologiverktøya i ArcMap kan ein modellere avrenning på ei naturleg terrengflate samt berekne lokale nedbørsfelt. Det er her valgt å modellere overflateavrenning ved hjelp av verktøya *Flow Direction* og *Flow Accumulation*, medan nedbørsfelt er funne ved hjelp av verktøyet *Watershed*. Potensielle feil i den digitale høgdemodellen, såkalla 'sinks' er fjerna ved hjelp av verktøyet *Fill*. Sinks er forsenkingar i terrenget, naturlege eller resultat av til dømes dårleg oppløysing i dataene, eller avrunding av høgdeverdiar. Slike forsenkingar vil vere gjenstand for intern drenering, og dermed hindre modelleringsverktøyet i å dirigere vatn nedstrøms (ESRI, 2012b).

Flow Direction

Flow Direction dannar ein raster som viser dreneringsretning ut av kvar celle. Dreneringsretning baseres på høgdeforskjellen mellom den aktuelle cella og dei tilgrensande cellene, og vil vere i retning av det brattaste fallet. Da det er 8 tilgrensande celler er det 8 moglege retningar, og kvar retning kodast med eit siffer; 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 eller 128 (D8-modellen) (ESRI, 2012c). Dette er illustrert i figur 4.2. Dersom ei celle til dømes er bestemt å ha dreneringsretning sørover, vil cella ha ein verdi på 4.



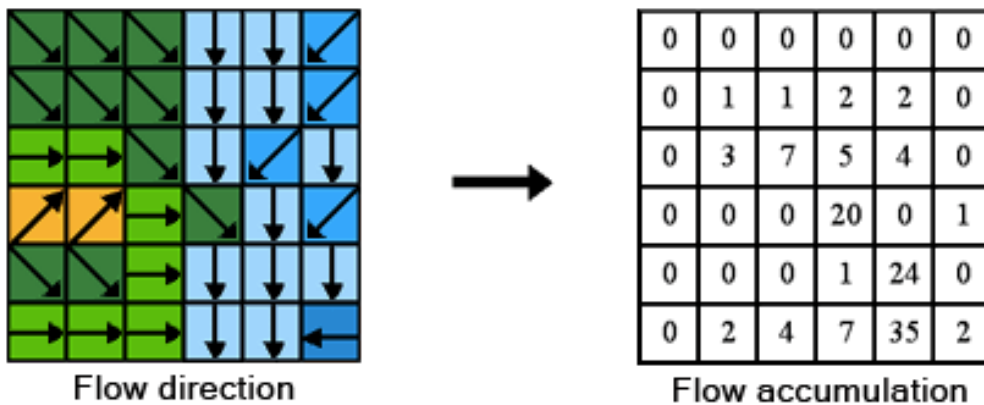
Figur 4.1: Valgte spesifikasjoner for verktøyet 'LAS Dataset to Raster'. Screenshot fra ArcMap.



Figur 4.2: D8-modellen (ESRI, 2012c).

Flow Accumulation

Flow Accumulation dannar ein raster som viser akkumulert avrenning til kvar celle. Akkumulert avrenning er basert på antalet celler som drenerer til kvar nedstrøms celle (ESRI, 2012d). Dette er illustrert i figur 4.4. Som ein kan sjå av figuren baserar Flow Accumulation seg på Flow Direction. Celler med udefinert dreneringsretning vil berre motta avrenning, og vil ikkje kunne bidra til viare nedstrøms drenering.



Figur 4.3: Illustrerar korleis verdiane i Flow Accumulation rasteren utleiast frå Flow Direction rasteren (ESRI, 2012d).

Watershed

Watershed gir lokale nedbørsfelt basert på Flow Direction samt definerte utløpspunkt. Utløpspunkta blei her manuelt digitalisert, og deretter korrigert i forhold til lokalisering ved hjelp av *Snap Pour Point*, som legg punktet til den cella som innafor ein gitt radius har størst akkumulert avrenning (ESRI, 2012e; ESRI, 2012f).

4.2.2 Terrengparametre

Landskapsformande prosessar er i stor grad styrt av gravitasjon, og dermed topografi. For å kunne forstå utviklinga av eit landskap er det derfor viktig å forstå ulike topografiske karakteristika. Beskrivelse av eit landskap kan gjerast med utgangspunkt i geomorfometrien, som kvantifiserar eigenskapar tilknytta ulike terrengformer. Dette uttrykkast i form av såkalla topografiske parametre, eller terrengparametre (Etzelmüller & Sulebak, 2000). Det er i denne oppgåva valgt å sjå på terrengparametrane helling og kurvatur.

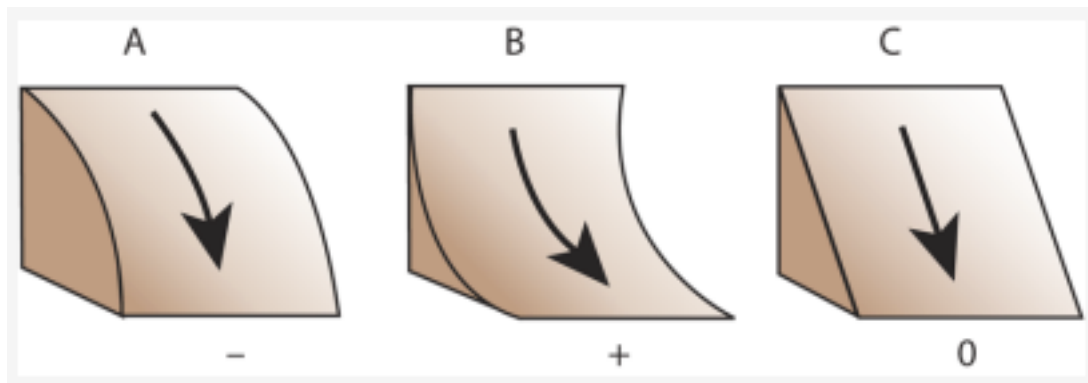
Helling

Helling er den fyrstederiverte av høgde, og definerast som endringsraten i høgde i brattaste nedstrøms retning. Helling har innverknad på hastigheita til både grunnvassdrenering og overflateavrenning (Wilson & Gallant, 2000). Helling er framstilt ved hjelp av ArcMap verktøyet *Slope*.

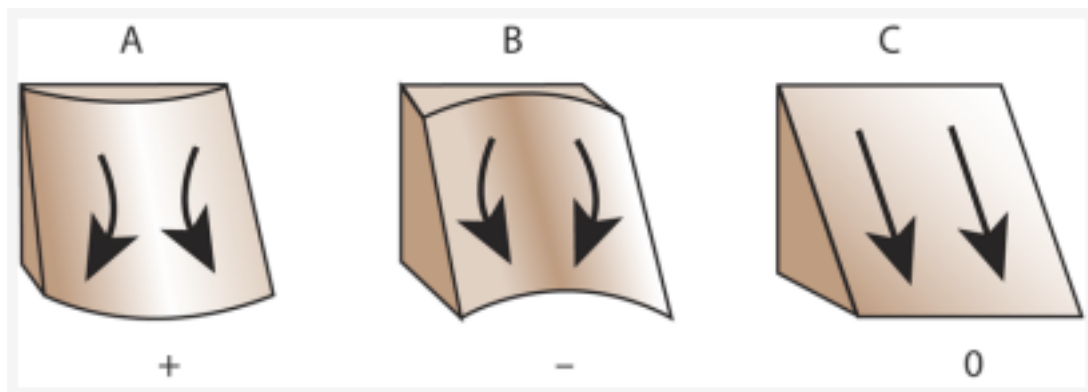
Kurvatur

Kurvatur er den andrederiverte av høgde, og kan definerast som konveksiteten og konkaviteten til ei terrengflate. Kurvatur kan viare delast i profilkurvatur (graden av endring i helling) og plankurvatur (graden av endring i aspekt). Profilkurvaturen er parallell med retninga av brattaste helling, og påverkar akselerasjon av straumar over den gitte terrengflata. Profilkurvatur vil såleist og ha innverknad på erosjon og avsetting (Buckley, 2010). Profilkurvatur er illustrert i figur 4.4. Plankurvaturen er normal på retninga av brattaste helling, og har betydning for konvergens og divergens av straumar på terrenget. Plankurvatur er illustrert i figur 4.5.

Kurvatur er framstilt ved hjelp av ArcMap verktøyet *Curvature*. I tillegg til å ha innverknad på straumar over terrengflata er kurvatur og brukt som inputparameter i analysar av utløysingsområde for flomskred (Rickenmann & Zimmermann, 1993). Blant anna er kurvatur brukt til dette formålet i prosjektet InfraRisk (Meyer m.fl., 2014) samt i NGU si utarbeiging av aktsemdskart for jord- og flomskred (Fischer m.fl., 2012; Fischer m.fl., 2014).



Figur 4.4 A) Konveks profilkurvatur. Denne vil i ein raster ha negativ verdi. B) Konkav profilkurvatur, vil i ein raster ha positiv verdi, og C) ingen kurvatur: nullverdi (Buckley, 2010).



Figur 4.5 A) Konveks plankurvatur. Denne vil i ein raster ha positiv verdi. B) Konkav plankurvatur, vil i ein raster ha negativ verdi, og C) ingen kurvatur: nullverdi (Buckley, 2010).

4.3 Klimatisk og hydrologisk analyse

Informasjon om klimatiske og hydrologiske forhold i studieområdet er henta inn for å kunne vurdere i kva for grad dette hadde innverknad på utløysing av skredet i Almåskroken den 13. august 2013. Det er valgt å fokusere på nedbørmengde samt lokale, hydrologiske forhold forut for skredhendinga. Dette relaterast så til normalverdiar for området i tillegg til ekstremnedbørsstatistikk for dei ulike målestasjonane. Det er i tillegg valgt å vurdere nedbørsintensiteten i forkant av skredet opp imot terskelverdiar for nedbørsutløste flomskred. Dei anvendte målestasjonane for temperatur- og nedbørsdata vert presenterte i kapittel 2.3.

4.3.1 Nedbør og ekstremnedbørsstatistikk

Temperatur- og nedbørsdata samt ekstremnedbørsstatistikk er henta frå eKlima, som er Meteorologisk Institutt si klimadatabase. Denne inneheld værddata frå alle operative samt tidlegare værstasjonar (eKlima, 2014). All nedbørsdata henta frå eKlima er behandla og framstilt i Microsoft Excel. Av ekstremnedbørsstatistikk er det valgt å sjå på målte maksimumsverdiar for august, samt berekna returperiodar for Røsbjørgen og Ålen. Returperiodar vert berekna for sesongar, og det er her sett på sommarsesongen, definert som juni, juli og august. Datagrunnlaget for returperiodane berekna for Røsbjørgen er frå 1960 – 2010, og for Ålen 1865 – 2014 (eKlima, 2014).

Målte maksimumsverdiar for august er henta frå Røsbjørgen, Kotsøy og Ålen. Det må her takast i betraktning dei relativt korte periodane desse verdiane er berekna for ved dei to sistnemnde stasjonane, høvesvis 5 og 7 år (2009 – 2014 og 2007 – 2014), i motsetning til 145 år ved Røsbjørgen (1865 – 2010).

4.3.2 Antesedente forhold

Informasjon om lokale, antesedente forhold er henta frå SeNorge.no. SeNorge er eit samarbeid mellom NVE, Statens Kartverk og Meteorologisk Institutt, og viser dagleg oppdaterte kart over snø-, vær-, og vassforhold samt klima for Norge. Karta er baserte på observerte og interpolerte data som vises i 1x1 km grid. Det er her valgt å sjå på grunnvasstanden samt jordas vasslagingskapasitet og vassinnhald. Desse er alle simulerte ved bruk av HBV-modellen² (senorge.no, 2013).

4.3.3 Terskelverdiar for nedbørsutløste flomskred

Terskelverdiar basert på nedbørsintensitet- og varigheit byggjer på antakinga om at det for ei kvar varigheit eksisterar ein spesifikk minsteverdi for nedbørsintensitet, kor overskridelse truleg vil medføre utløysing av skred (Guzzetti m.fl., 2007; Meyer m.fl., 2012). Det er her valgt å samanlikne data frå Almåskroken med to ulike studiar kor slike terskelverdiar vert

² HBV-modellen er ein nedbør-avløpsmodell som på bakgrunn av observert nedbør og lufttemperatur bereknar avløp frå eit vassdrag (NVE, 2009).

definert for norske forhold: Terskelverdier basert på nedbørsintensitet, definert av Meyer m.fl. (2012), samt terskelverdier utvikla i forbindelse med NVE si jordskredvarsling.

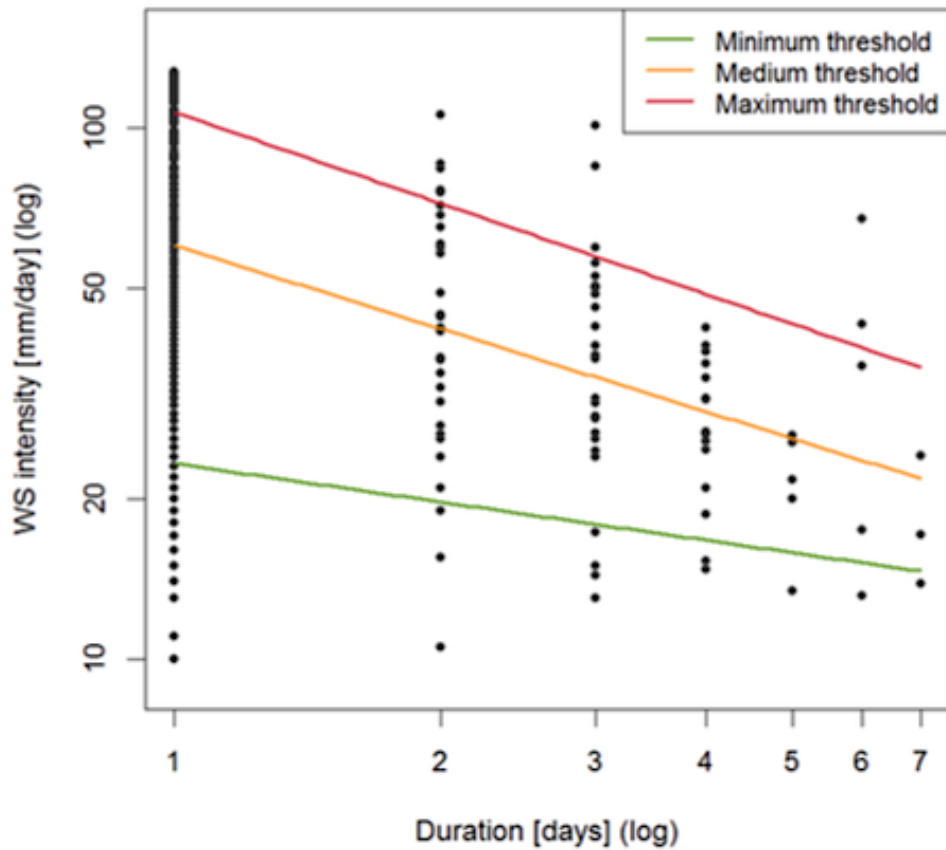
Hydrometeorologiske terskelverdier for flomskredutløsning i Norge (Meyer m.fl., 2012).

Terskelverdiane presentert i studien baserar seg på hydrometeorologisk informasjon frå 502 dokumenterte flomskredhendingar, i tillegg til klimatiske data henta frå seNorge.no. Figur 4.6 viser absolutte intensitet-varighetskurver for utløsning av flomskred. Input for berekning av terskelverdiane er den maksimale kumulative gjennomsnittsintensiteten i løpet av 28 døgn forut for skredhendinga, samt den korresponderande varigheita. I berekninga av nedbørsintensitet forut for skredet i Almåskroken er det valgt å bruke samme metode. Verdiane for Almåskroken er så samanlikna med terskelverdiane gitt av Meyer m.fl. (2012).

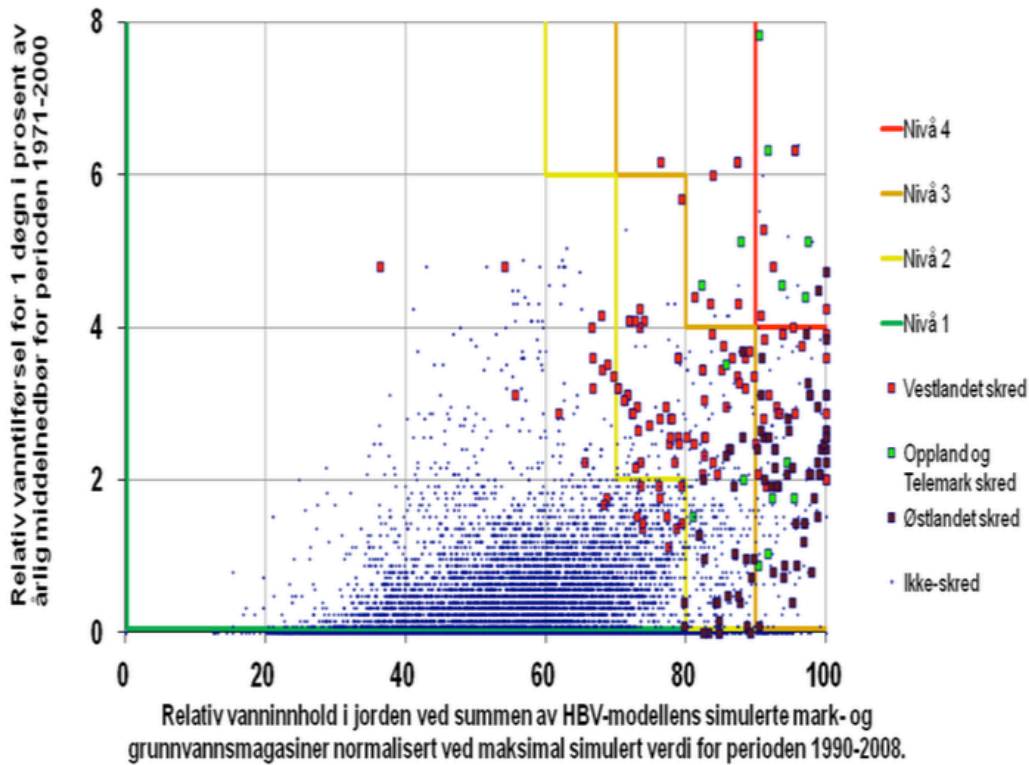
Høgste terskelverdi (*maximum threshold* - raud kurve) indikerar den nedbørsintensiteten kor overskridelse alltid vil medføre utløsning av skred. Midterste terskelverdi (*medium threshold* – gul kurve) indikerar ein nedbørsintensitet kor overskridelse truleg vil medføre utløsning av skred, medan minste terskelverdi (*minimum threshold* – grønn kurve) indikerar den lågaste nedbørsintensiteten som vil kunne føre til utløsning av skred. Det presiserast at grunna usikkerheiter knytt til kvaliteten på dataene brukt i studien, blei dei lågaste registrerte intensitetane utelatt i utarbeidinga av terskelverdiane, og hendingar kan derfor førekomme under minste terskelverdi (Meyer m.fl., 2012).

NVEs jordskredindeks

I motsetning til terskelverdiane definert av (Meyer m.fl., 2012), baserar terskelverdiane brukt i NVEs jordskredvarsling seg på relativ vasstilførsel for ein gitt dato samt relativt vassinnhald i jorda. Relativ vasstilførsel er den samla verdien av nedbør og snøsmelting i prosent av årleg gjennomsnittsnedbør for referanseperioda 1981 – 2010. Verdien er basert på simulert snøsmelting og interpolert nedbør. Relativt vassinnhald i jorda er den samanlagte mengda i mark- og grunnvassmagasin (simulert ved HBV-modellen) normalisert ved maksimal simulert verdi for perioda 1990 – 2008 (Boje m.fl., 2014). Dei gitte terskelverdiane er vist i figur 4.7.



Figur 4.6: Terskelverdiar for nedbørsutløste flomskred basert på nedbørsintensitet, definert for norske forhold (Meyer m.fl., 2012).



Figur 4.7: Terskelverdiar for nedbørsutløste jord- og flomskred, basert på relativ vasstilførsel samt relativt vassinnhald (Boje m.fl., 2014).

Som ein ser av figuren er det her gitt fire terskelverdiar. Desse er knytt til aktsemdsnivåa brukt i jordskredvarslinga, kor nivå 1 (grønt) betyr generelt trygge forhold, nivå 2 (gult) tilseier at det kan ventas *nokre* jord- og/eller flomskred, nivå 3 (oransje) tilseier at det ventas *fleire* små og store jord- og/eller flomskred, medan nivå 4 (raudt), som er det høgste farenivået, tilseier at det ventas *mange* store jord- og/eller flomskred (varsom.no, 2015).

Jordas vassinnhald og relativ vasstilførsel er henta frå xgeo.no. Xgeo er eit samarbeid mellom NVE, Statens Vegvesen, Jernbaneverket, Meteorologisk Institutt og Statens Kartverk, og viser blant anna fareindeksar for jord-, flom- og snøskred (xgeo.no, 2015).

5 Resultat og analyse

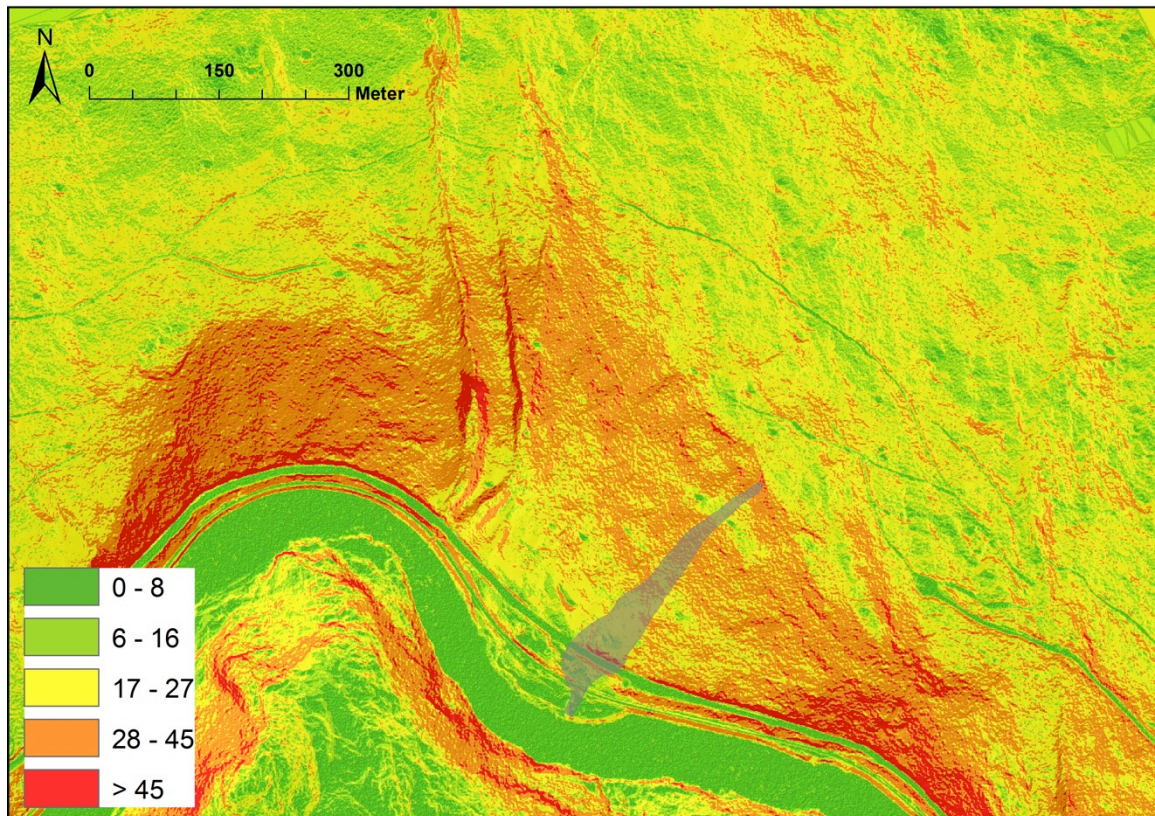
I dette kapitlet vil resultatene frå studien presenteres. Observasjonar frå felt er her lagt fram i kapittel 5.1, terrenganalysen presenteres i kapittel 5.2, medan resultatene frå den hydrologiske og klimatiske analysen er gitt i kapittel 5.3. Grunna dårleg oppløysing i kombinasjon med stor grad av detaljar, er det valgt å vise enkelte illustrasjonar som vedlegg, eventuelt vises kun utsnitt frå den fullstendige illustrasjonen. I dei tilfelle dette er gjort vil det presiserast i teksta. Eit oversiktskart som viser lokaliteten til dei ulike utsnittene kan sjåast i Vedlegg C.

5.1 Observasjonar frå felt

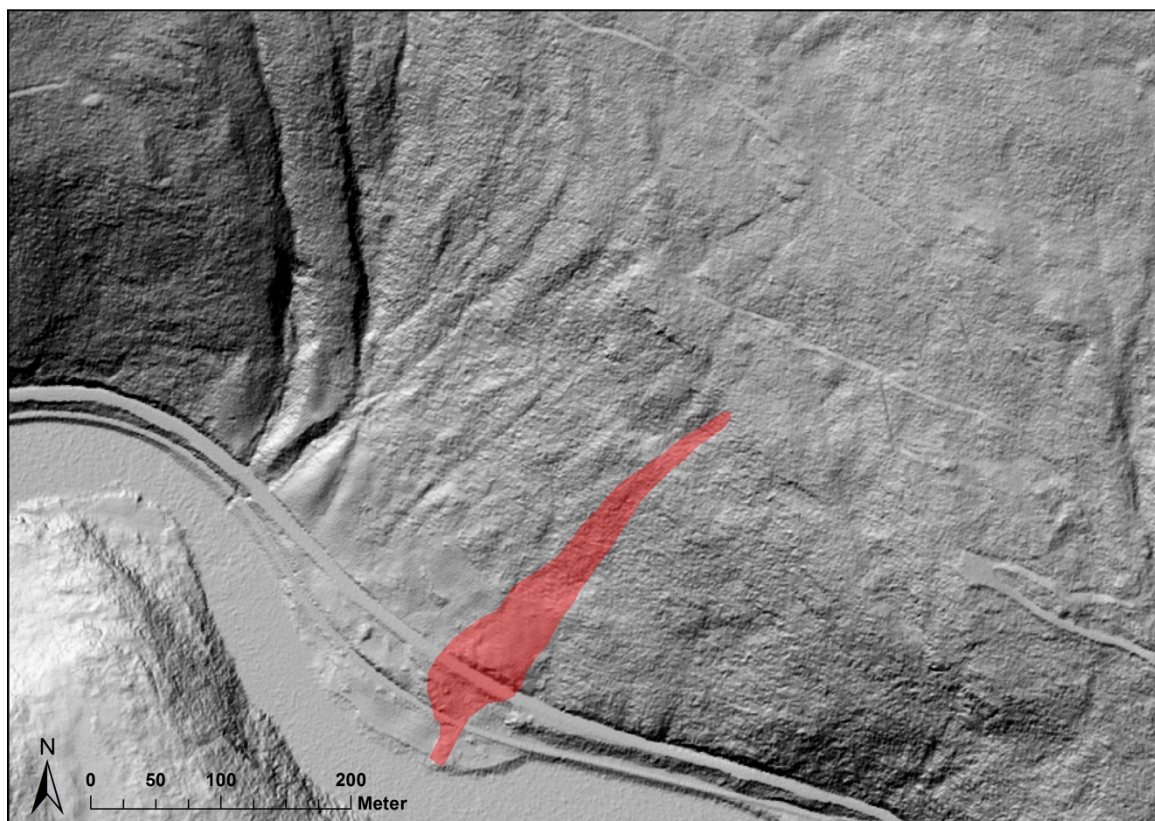
Studieområdet omfattar skredet i Almåskroken og omkringliggende terreng. Her vil observasjonar frå skredløpet presenteres fyrst, deretter observasjonar frå sideterrenget. I beskrivelsen av sideterrenget er det valgt å dele området i øvre og nedre del, basert på helling. Øvre del omfattar det slakare terrenget i overkant av skredet ($0 - 27^\circ$), medan nedre del omfattar det bratte terrenget ned mot dalbotnen, nordvest og søraust for skredløpet. Brattheit er illustrert i figur 5.1. Kartet kan òg sjåast i større format og med GPS punkt i Vedlegg D. GPS punkta er presenterte i tabell 5.1.

5.1.1 Skredet

Løsneområdet for skredet ligg på 370 moh., umiddelbart nedanfor ein fjellterskel. Skredløpet er om lag 360 m langt (til Gaula), og skredet er 15 – 20 m breitt i øverste del og om lag 40 – 50 m breitt ved Fv 30. Skredløpet er illustrert i figur 5.2 (NB, skredmassane rann imellom dei to bygningane på garden Kroken, illustrasjonen tek ikkje hensyn til dette). Skråningsvinkelen blei målt til $40 - 45^\circ$ i løsneområdet, i skredløpet er gjennomsnittleg skråningsvinkel om lag 30° , med nokre brattare parti opp mot 35° .



Figur 5.1: Brattheitskart som viser studieområdet. Brattheit er vist i grader, og skredløpet er illustrert i grått.



Figur 5.2: Omtrentleg avgrensning av skredbane vist i raudt.

Tabell 5.1: Registrerte GPS punkt:

Punkt	Breddegrad	Lengdegrad	Beskrivelse
169	62,985226	10,937627	Oppsamling av vatn, "dump" i skogsbilveg
170	62,985444	10,936724	Bekk
173	62,987048	10,925222	Oppsamling av vatn på skogsbilveg
174	62,985119	10,938529	"Dump" i skogsbilveg, oppsamling av vatn
175	62,985132	10,936377	Liten bekk
176	62,984919	10,936162	Bratt heng, ca. 50°, fjellblotning, terreng nedanfor ca. 30°
177	62,984507	10,935571	Liten bekk renn ut i skredløpet
178	62,984458	10,935516	Terskel i skredløpet
179	62,984582	10,936326	Input grunnvatn til skred
180	62,984826	10,936551	Skrent
181	62,984859	10,936129	Skrent
182	62,984738	10,936629	Øvre bakkant av skredet, rett i underkant av skrent
183	62,984631	10,936674	Skrent
184	62,984477	10,936688	Skrent
185	62,984453	10,936858	Skrent (m/fjellblotning)
186	62,984408	10,937054	Skrent
187	62,984412	10,937088	Skrent
188	62,984074	10,937304	Skrent
189	62,984059	10,937329	Mykje overflatevatn, blautt terreng
190	62,984185	10,937725	Skrent m/fjellblotning
191	62,984126	10,937846	Skrent m/fjellblotning
192	62,984091	10,938010	Skrent m/fjellblotning
193	62,983866	10,938235	Liten bekk
194	62,983690	10,938832	Liten, grunn utglidning
195	62,983638	10,939320	Skrent
196	62,983651	10,937605	Skrent, bratt terreng nedanfor, ca. 35°
197	62,983785	10,938521	Oppsamling av vatn
198	62,983480	10,938420	Skrent
200	62,985777	10,939721	Oppsamling av vatn på skogsbilveg
201	62,986408	10,938190	Oppsamling av vatn på skogsbilveg
202	62,987260	10,935871	Oppsamling av vatn på skogsbilveg
203	62,988512	10,932135	Bekk
204	62,984770	10,940025	Oppsamling av vatn, veldig blautt
209	62,987155	10,918649	Oppsamling av vatn
210	62,987836	10,917800	Fluvial erosjon på skogsbilveg
211	62,986955	10,921761	Vatn frå veg ut i terreng
213	62,986589	10,925150	Knekk i terreng, ca. 30° ovanfor, 40-45° nedanfor
214	62,986249	10,922360	Bekk
215	62,984360	10,939137	Oppsamling av vatn i terreng
216	62,984539	10,939051	Oppsamling av vatn i terreng, drenerer mot pkt. 215
218	62,985144	10,933585	Gammelt tråkk, fluvial erosjon, bratt terreng 30-35°
221	62,985613	10,936058	Oppsamling av vatn på skogsbilveg

Dei blottlagte lausmassane i skredløpet er usorterte, og ser ut til å innehalde alle fraksjonar frå blokk til finkorna materiale. Dei består viare av både kanta samt runda til godt runda materiale, og kan dermed karakteriserast som morene med innslag av glasifluvialt materiale. I løsneområdet er materialet godt konsolidert, og ser ut til å ha vore utsatt for lite erosjon i etterkant av skredhendelen (sjå figur 5.3). Lenger ned er materialet noko lausare pakka, og berggrunnen er stadvis blottlagt. Skredløpet ber her preg av fluvial erosjon og tilførsel av materiale (truleg skredmateriale frå lenger opp). Figur 5.3 viser løsneområdet nokre timar etter skredhendinga, medan figur 5.4 viser skredløpet i juni 2014. Figur 2.8 viser skredløpet den 13. august 2013, til samanlikning.



Figur 5.3: Løsneområdet nokre timar etter skredhendinga. Foto: Terje H. Bargel.



Figur 5.4: Skredløpet i juni 2014. Foto: Terje H. Bargel.



Figur 5.5: Grunnvassutslaget i nedre del av skredets bakkant, juni 2014. Merk gul notatbok for skala, til venstre for åpninga. Denne er ca 15 cm høy. Foto: Guro S. Grøndalen.

I nedre del av skredets bakkant er det eit tydeleg grunnvassutslag (figur 5.5, GPS punkt 179). Ifylgje L'Heureux og Gjesvik (2013) samt Bargel og Skauge (2013) har dette truleg tilført skredet store mengder vatn. Ved befarung i juni og juli 2014 var det framleis vassføring her, men for øvrig veldig lite i forhold til 13. august 2013. Lausmassane i umiddelbar nærheit til grunnvassutslaget ser i stor grad ut til å bestå av blokkmateriale med tynt humusdekke på toppen. Om lag 30 – 35 m nedanfor løsnepunktet renn ein bekk inn i skredløpet (GPS punkt 177). Denne såg ut til å ha noko større vassføring enn grunnvassutslaget. Dei to kanalane møtes nokre meter lenger ned, og drenerar viare nedover skredløpet til Fv 30.

5.1.2 Sideterreng

Øvre del

Studieområdet ligg i ei sørvestvendt dalside, og er for det meste skogkledd med enkelte mindre hogstfelt frå om lag 15 – 20 år attende. Desse vert identifisert ut i frå tydeleg ung lauvskog, gamle stubbar samt delvis attgrodde skogsbilvegar. Omtrentleg plassering av hogstfelta er illustrert i Vedlegg D. Utanfor hogstfelta består vegetasjonen av eldre lauvskog (muligens frå tidlegare hogst) og granskog. I områda rundt dei yngste hogstfelta blei det observert stadvis blautt terreng, i tillegg til fleire forsenkingar som heldt vatn (bl.a. punkt 169, 173, 174, 197). I dei fleste tilfella blei desse forsenkingane funne i forbindelse med dei delvis attgrodde skogsbilvegane, anten på vegen eller i terreng nedanfor. Generelt vert skogsbilvegane opplevd som blautare enn terrenget utanfor vegane. Ei relativt lita, grunn utgliding blei funne søraust for skredet, sjå figur 5.6 samt GPS punkt 194. Skråningsvinkelen blei målt til 30° i overkant av utglidinga og mindre enn 10 - 15° nedanfor. Utglidinga var omlag 2 m brei og 10 m lang.

Nedre del

Som nemnt løsna skredet rett i underkant av ein fjellterskel. Denne definerar eit knekkpunkt i terrenget, noko som kjem tydeleg fram av brattheitskartet (figur 5.1). Nordvest for skredet kan terskelen følgjes om lag 100 m, før den forsvinn i overgangen mellom tilvekstområde og eldre granskog. Søraust for skredet blei det funne fleire blotningar. GPS punkt 180 - 192 er anteke å vere samme terskel, medan punkt 196 og 198 ligg noko lengre ned. Terrenget nedanfor desse tersklane er merkbart brattare enn ovanfor, frå 35 – 45° (jamnfør punkt 213 og 196 i Vedlegg

D). Vegetasjonen i dette området er i hovudsak granskog, både nordvest og søraust for skredbana.



Figur 5.6: Lita utgliding funne søraust for skredet (GPS punkt 194). a) utglidingas bakkant, b) sett nedover. Foto: Guro S. Grøndalen.



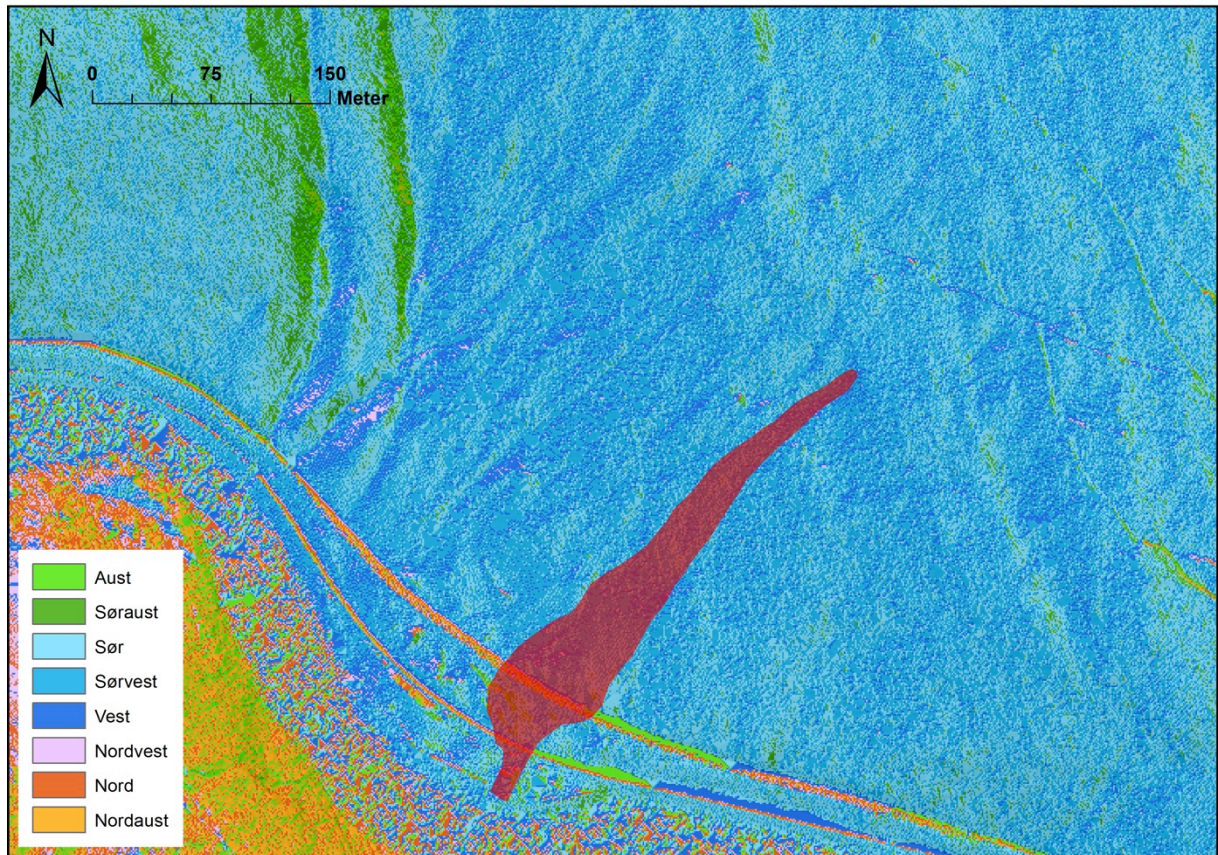
Figur 5.7: Punkt 169, oppsamling av vatn i skogsbilveg ovanfor skredet. Foto: Terje H. Bargel

5.2 Digital terrenganalyse

5.2.1 Hydrologisk modellering

Flow Direction

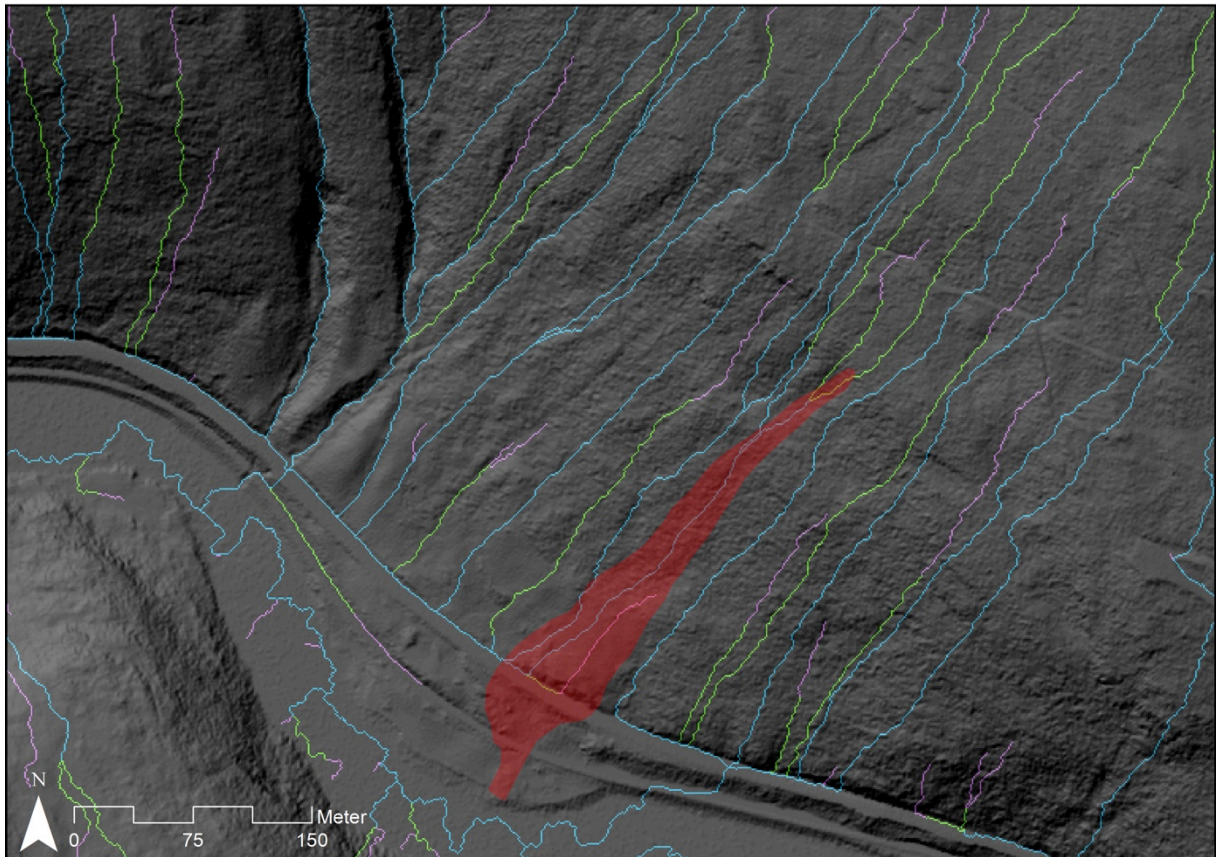
Figur 5.8 viser eit utsnitt (utsnitt 1 på oversiktskartet) av den resulterande rasteren med dreneringsretning for kvar celle. Fullstendig kart med kjelder kan sjåast i Vedlegg E.



Figur 5.8: Dreneringsretning i utsnitt 1. Skredløpet er illustrert i mørk raudt.

Flow Accumulation

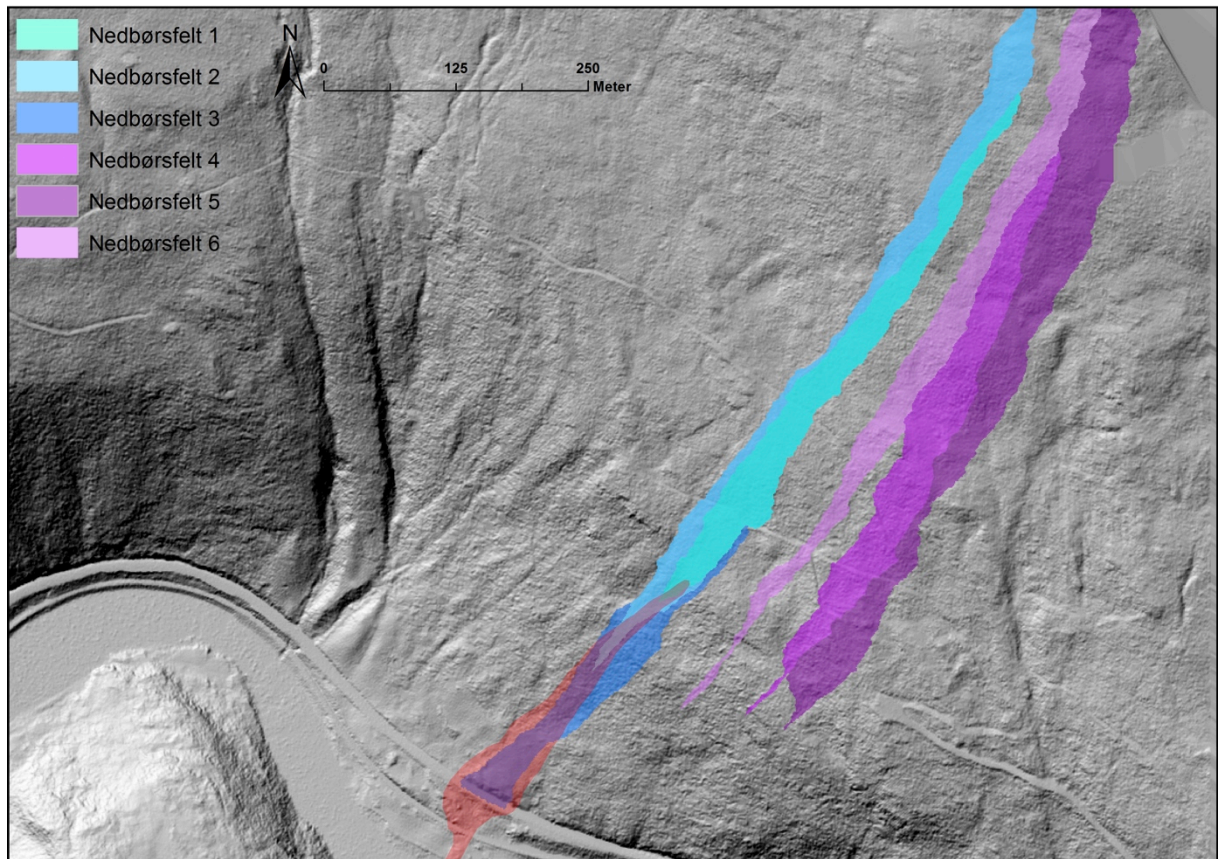
Figur 5.9 viser eit utsnitt (1) av den resulterande rasteren med akkumulert avrenning til kvar celle. Fullstendig kart med kjelder kan sjåast i Vedlegg F. Dreneringsvegar illustrert i lilla mottek avrenning frå 3000 til og med 5000 oppstrøms celler, grønne dreneringsvegar mottek avrenning frå 5000 til og med 10 000 oppstrøms celler, medan blå dreneringsvegar mottek avrenning frå meir enn 10 000 oppstrøms celler. Dette svarar til areal på høvesvis 3000, 5000 og 10 000 m².



Figur 5.9: Akkumulert avrenning. Dei illustrerte dreneringsvegane representerar område kor vatn mest truleg vil drenere i terrenget.

Watershed

Lokale nedbørsfelt blei kalkulert for 6 ulike utløpspunkt: Eitt i løsneområdet (Nedbørsfelt 1), eitt i skredløpet (Nedbørsfelt 2), eitt i avsettingsområdet (Nedbørsfelt 3), samt for GPS punkt 196 (Nedbørsfelt 4), 198 (Nedbørsfelt 5) og 188 (Nedbørsfelt 6). Dei tre siste nedbørsfelta vert kalkulerte på bakgrunn av at utløpspunkta ligg på eller i umiddelbar nærheit til ein skrent, anteke som mogleg løsnepunkt for jord- eller flomskred. Nedbørsfelta er vist i figur 5.10.



Figur 5.10: Modellerte nedbørsfelt. Skredbana er illustrert i raudt.

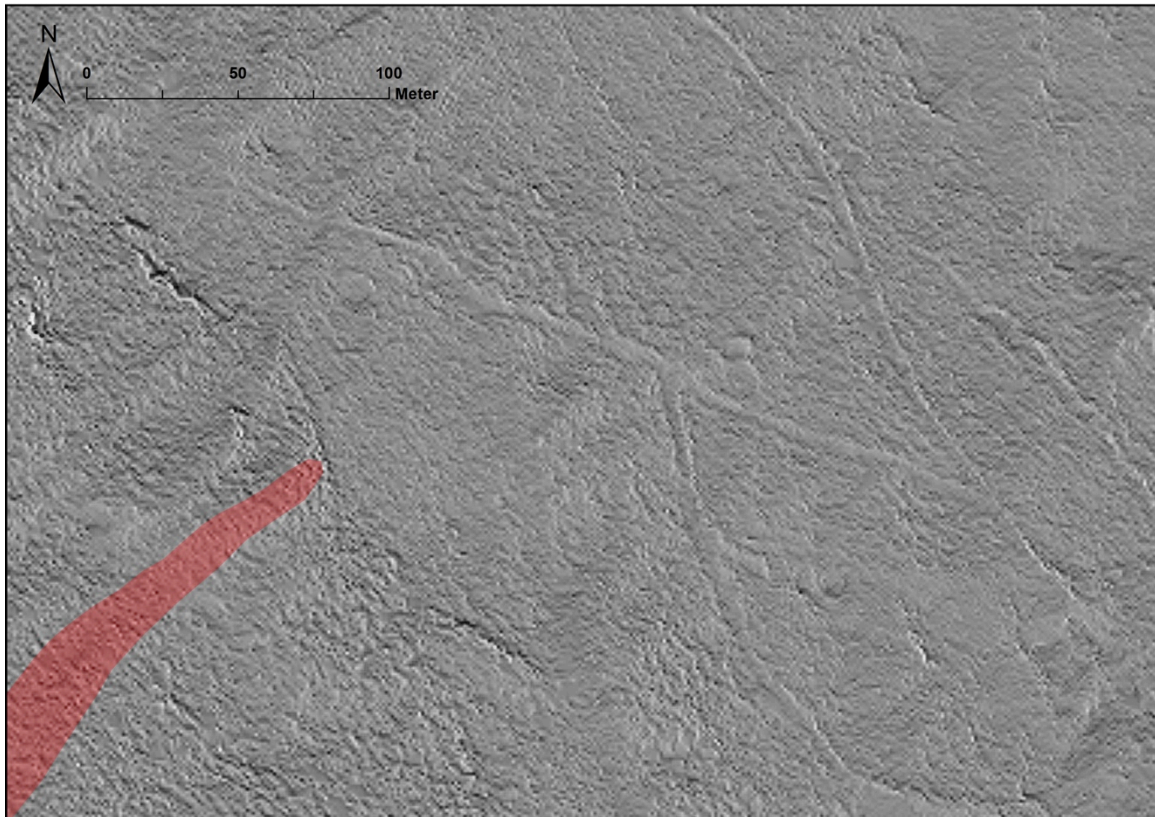
5.2.2 Terrengparametre

Helling

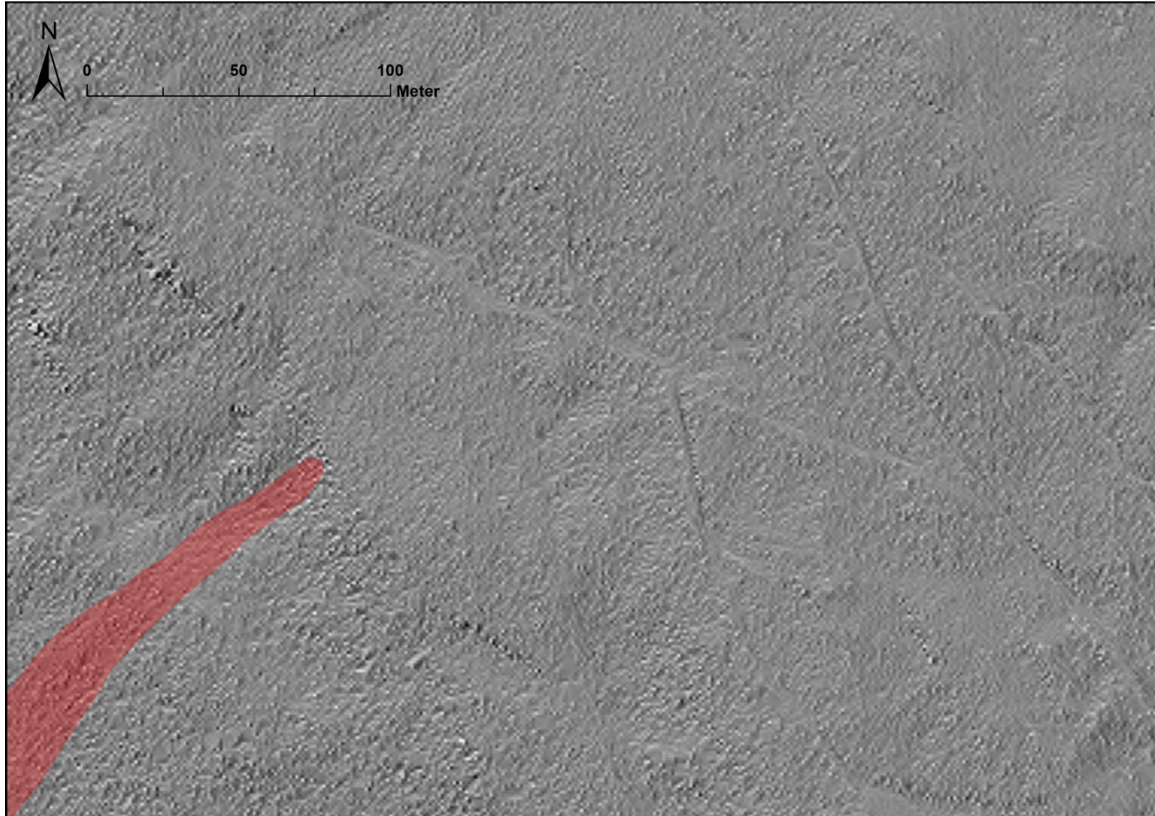
Helling, òg omtalt som brattheit, er illustrert i figur 5.1 samt i vedlegg D. Helling er her framstilt i grader, og antal klassar samt variasjonsbreidde er valgt på bakgrunn av skråningsgradientar for utløyising av jord- og flomskred (sjå kapittel 3.4.1).

Kurvatur

Grunna oppløyising er det her valgt å kun vise kurvatur i løsneområdet for skredet, dette er utsnitt 2 i oversiktskartet (Vedlegg C). Profilkurvatur er vist i figur 5.11 medan figur 5.12 viser plankurvatur. Dess mørkare farge dess større konkavitet, dess lysare farge dess større konveksitet. Skredløpet er illustrert i raudt. Samanliknar ein kurvaturen i løsneområdet med brattheitskartet ser ein at desse stemmer overeins. Profilkurvaturrasteren viser at terrenget er konvekst der brattheitskartet viser ein knekk i terrenget, som er langsmed den observerte fjellterskelen.



Figur 5.11: Profilkurvatur. For bedre kontrast er kurvaturen vist med 30 % gjennomsynlegheit til skyggerelieffet under. Skredbana er illustrert i raudt.

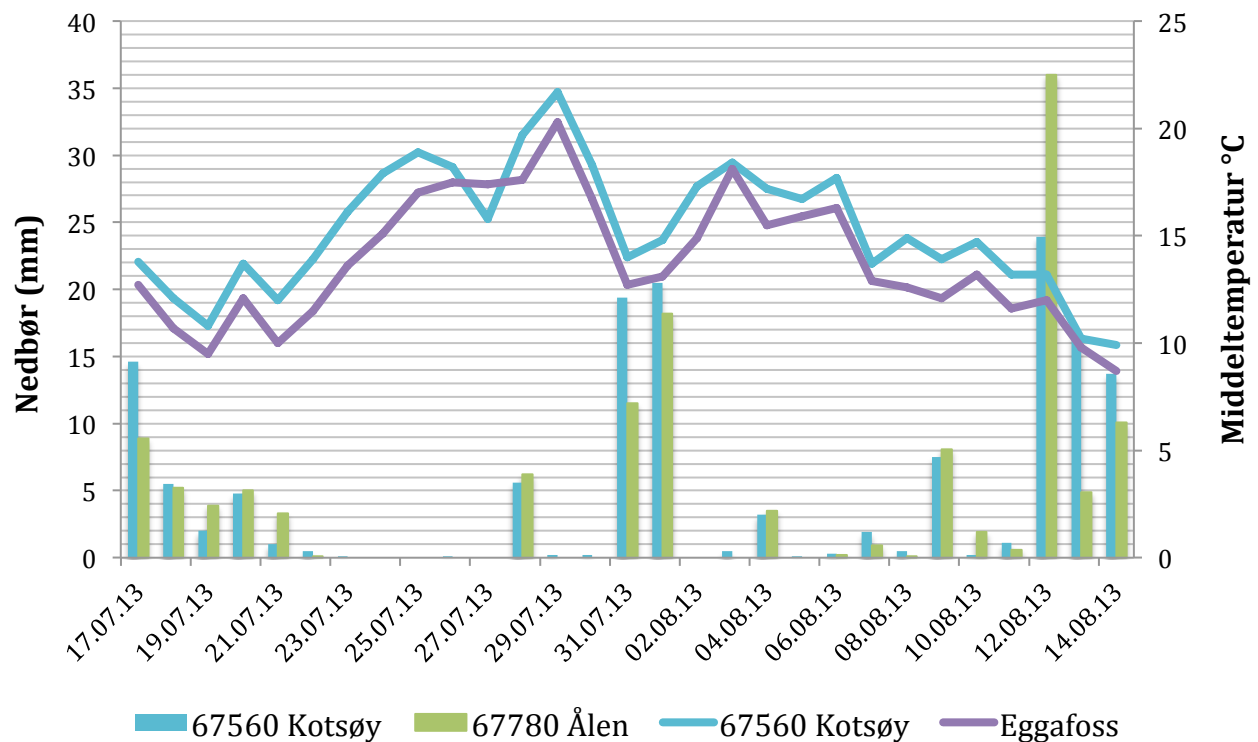


Figur 5.12: Plankurvatur. For bedre kontrast er kurvaturen vist med 30 % gjennomsynlegheit til skyggerelieffet under. Skredbana er illustrert i raudt.

5.3 Klimatisk og hydrologisk analyse

5.3.1 Nedbør og ekstremnedbørsstatistikk

Målte nedbørmengder forut for skredet 13. august 2013 analyserast her opp mot både normalverdiar og ekstremnedbørsstatistikk henta frå eKlima.no. Grunna mangel på tilstrekkelege måleseriar ved målestasjonen på Kotsøy, er verdiane herifrå vurdert opp mot statistikk frå Røsbjörgen.



Figur 5.13: Nedbør og temperatur i periode 17.07.2013 – 14.08.2013. Denne perioda er valgt med tanke på berekning av nedbørsintensitet forut for skredhendinga, sjå kapittel 5.3.3. Dataeigar: Meteorologisk Institutt (eKlima, 2014).

Figur 5.13 viser nedbør og temperatur frå dei nærmaste målestasjonane til Almåskroken frå og med 13.07.2013 til og med 14.08.2013. I denne perioda kom det samanlagt 154,1 mm nedbør ved Kotsøy, og 153,5 mm ved Ålen. Som ein ser av figuren kom dei største nedbørmengdene i løpet av eitt døgn, 23,9 mm ved Kotsøy og 36 mm ved Ålen, den 12. august – døgnen før skredhendinga. Nedbørsnormalen for august er ifylgje eKlima (2014) 82 mm både ved Røsbjörgen og Ålen. Nedbøren den 12. august tilsvarar såleist høvesvis 29 og 44 % av normalen.

Returperiodar

Tabell 5.2 viser gitte nedbørsmengder for dei ulike returperiodane (sommarsesong) berekna for målestasjonane 67540 Røsbjörgen og 67780 Ålen. Ein ser her at nedbøren målt den 12. august 2013 tilsvarar eit gjentakintervall på under 5 år ved Røsbjörgen og 5 – 10 år ved Ålen.

Tabell 5.2: Gitte nedbørsmengder for ulike returperioder ved målestasjonane 67540 Røsbjörgen og 67780 Ålen (eKlima, 2014).

Stasjon: 67540 Røsbjörgen			Stasjon: 67780 Ålen		
Metode:	Gumbel	NERC	Metode:	Gumbel	NERC
Returperiode [ÅR]	Nedbør [mm]	Nedbør [mm]	Returperiode [ÅR]	Nedbør [mm]	Nedbør [mm]
5	35	35	5	33	33
10	41	40	10	37	38
25	48	48	25	42	45
50	54	55	50	46	52
100	60	63	100	50	60
500	72	85	500	58	81
1000	78	97	1000	62	93

Tabell 5.3: Målte maksimumsverdiar for august (eKlima, 2014).

Rangering		67540 Røsbjörgen Periode: 1865 - 2010	67569 Kotsøy Periode: 2009 - 2014	67780 Ålen Periode: 2007 - 2014
1	mm	54,7	36,2	36,0
	Dato	01.08.89	19.08.14	12.08.13
2	mm	53,0	29,9	24,0
	Dato	31.08.64	16.08.11	19.08.14
3	mm	38,5	23,9	18,2
	Dato	04.08.91	12.08.13	01.08.13
4	mm	37,7	20,5	16,2
	Dato	30.08.93	01.08.13	21.08.14
5	mm	34,5	18,4	13,3
	Dato	06.08.01	02.08.10	06.08.14
6	mm	34,0	16,1	12,3
	Dato	01.08.02	18.08.09	08.08.12
7	mm	33,7	15,9	12,0
	Dato	28.08.94	21.08.14	20.08.14
8	mm	32,3	14,4	10,1
	Dato	09.08.62	09.08.11	14.08.13
9	mm	30,2	13,7	9,5
	Dato	04.08.61	14.08.13	26.08.13
10	mm	29,0	13,3	9,3
	Dato	05.08.89	06.08.12	26.08.12

Historiske maksimumsverdiar for august

Tabell 5.3 viser dei 10 største nedbørsmengdene målt i august ved Røsbjørgen, Kotsøy og Ålen. Ein ser at nedbørsmengda målt den 12. august 2013 er den 3. største ved Kotsøy og den største ved Ålen (markert i gult), medan den ved Røsbjørgen ikkje ville komme på lista (her er 29 mm den 10. største nedbørsmengda målt). Denne skilnaden kan truleg forklarast av antal år målingane er utført over ved dei ulike stasjonane (jamfør kapittel 4.3.1). Den 1. og 14. august er òg lista både ved Kotsøy og Ålen; 1. august som høvesvis 4. og 3. største nedbørsmengde, 14. august som 9. og 8.

5.3.2 Antesedente forhold

I og med at skredet vert anteke å ha gått om lag kl. 16.00 den 13. august 2013, er denne dagen valgt for innhenting av data frå seNorge.no. Det var ingen snøsmelting eller tele i jorda korkje denne dagen eller vekene før (NVE, 2015).

Grunnvasstand

Figur 5.14 viser grunnvasstanden den 13. august i forhold til gjennomsnittleg grunnvasstand for samme dato i referanseperioda 1981 – 2010 (NVE, 2015). Den raude boksen indikerar beliggenheita av studieområdet. Ein ser av figuren at grunnvasstanden den 13. august vert estimert til å vere høg i forhold til normalverdien.

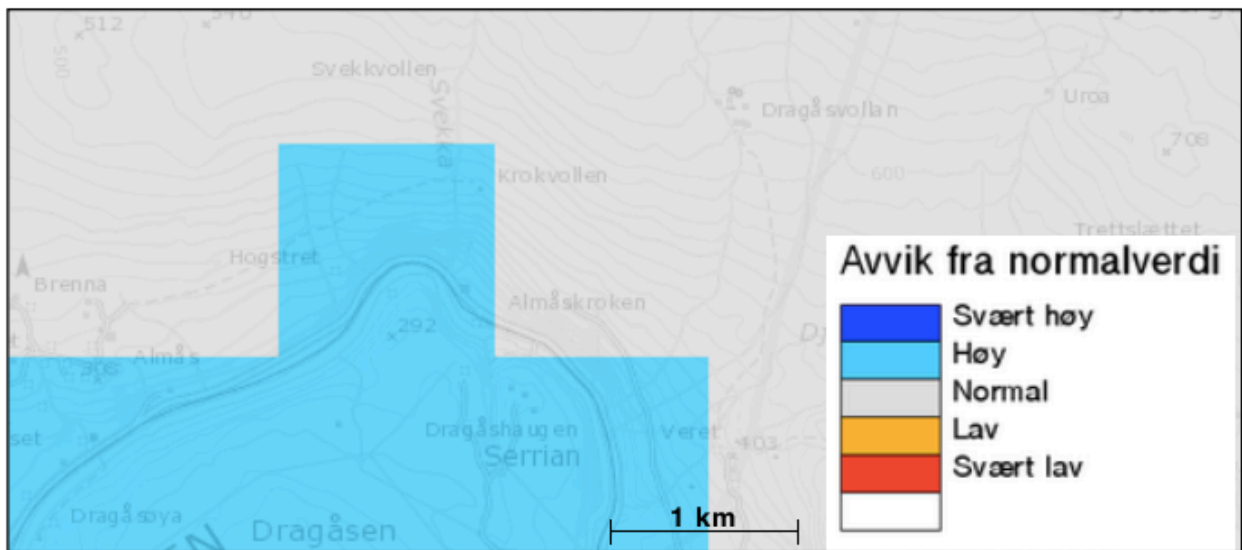
Jordas vasslagringskapasitet

Figur 5.15 viser lagringsevna i mark- og grunnvassona i forhold til høgaste metning simulert med HBV-modellen i referanseperioda 1981 – 2010 (NVE, 2015). Den raude boksen indikerar beliggenheita av studieområdet. Figuren viser at jorda vert estimert å ha middels lagringskapasitet den 13. august 2013.

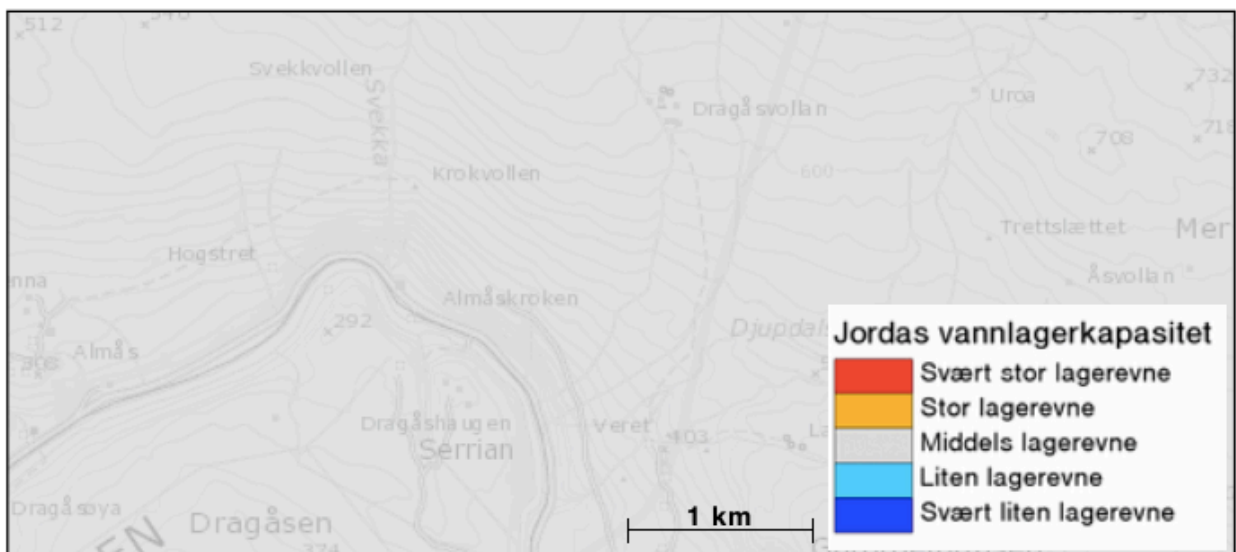
Jordas vassinnhald

Figur 5.16 viser prosentvis vassmetting i jorda den 13. august. Prosentandelen skildrar det simulerte vassinnhaldet i jorda den valgte datoen, sett i forhold til maksimalt simulert vassinnhald i referanseperioda 1981 – 2010 (NVE, 2015). Den raude boksen indikerar

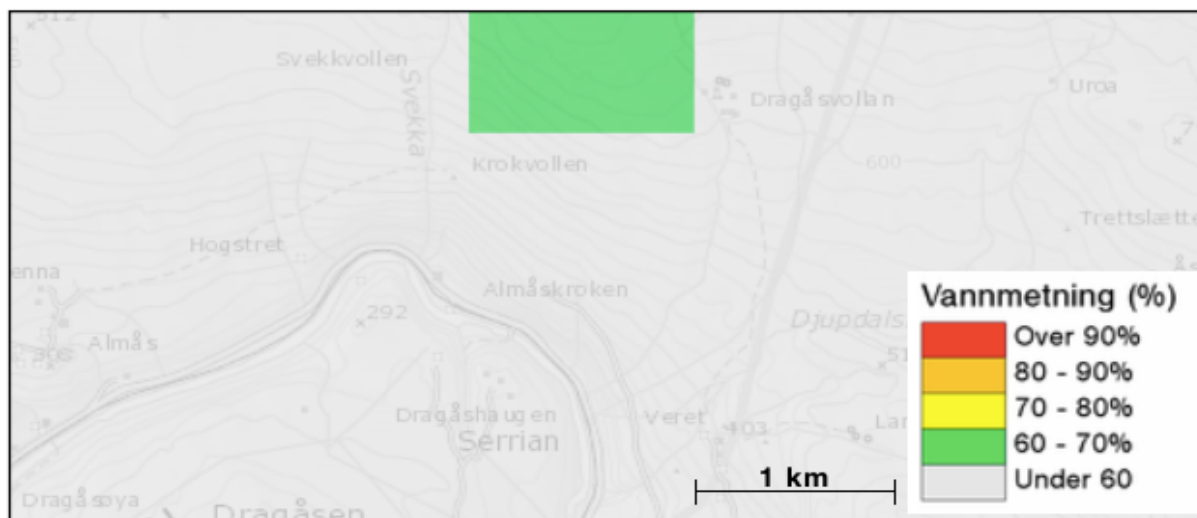
beliggenheita av studieområdet. Figuren viser at vassinnhaldet i jorda i studieområdet vert estimert til å vere under 60 / 60 - 70 % det gitte døgnet.



Figur 5.14: Grunnvasstanden den 13. august 2013 (senorge.no, 2013).



Figur 5.15: Jordas lagringsevne den 13. august 2013 (senorge.no, 2013).



Figur 5.16: Prosentvis vassmetting i jorda den 13. august 2013 (senorge.no, 2013).

5.3.3 Terskelverdiar for nedbørsutløste flomskred

Hydrometeorologiske terskelverdiar for flomskredutløsning i Norge (Meyer m.fl., 2012).

Nedbørsintensitet forut for skredhendinga 13. august er berekna med utgangspunkt i nedbørsmålingar frå Kotsøy og Ålen (sjå figur 5.13 samt tabell i Vedlegg H). Ifylgje Meyer m.fl. (2012) er kumulativ gjennomsnittintensitet funne for dei 28 døgna forut for skredhendinga. Den største verdien er vidare brukt til samanlikning (gul markering i tabellen).

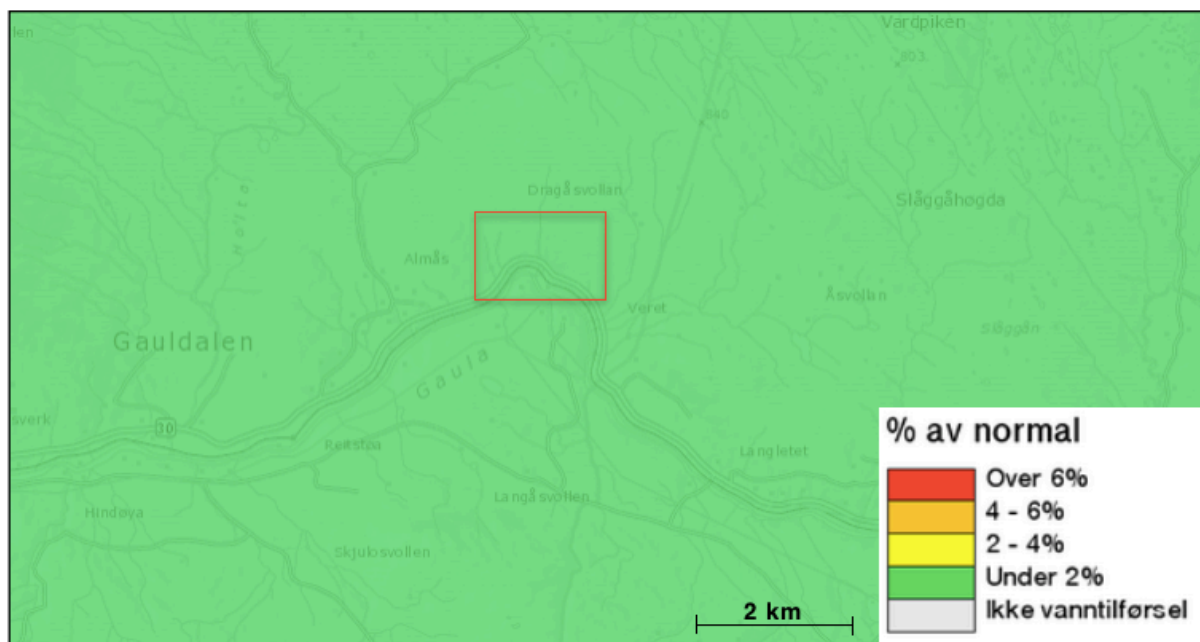
Den maksimale kumulative gjennomsnittintensiteten vert registrert den 12.08.2013 både ved Kotsøy og Ålen, og er høvesvis 20,3 og 20,5 mm/døgn. 12.08.2013 er definert som døgn 2, og plottar ein desse verdiane i figur 4.6, vil begge ligge *på* den grønne linja – den minste terskelverdien.

NVEs jordskredindeks

Jordskredvarslinga vert ikkje offisielt starta før i oktober 2013 (Boje m.fl., 2014), men xgeo.no gir likevel verdiar for tidlegare datoar. Relativt vassinnhald i jorda den 13. august 2013 kan sjåast i figur 5.16, og vert som nemnt estimert til å vere under 60 / 60 – 70 %. Merk at denne prosentandelen er sett i forhold til referanseperioda 1981 – 2010, medan referanseperioda brukt i utleiinga av terskelverdiane er 1990 – 2008. Relativ vasstilførsel for 13. august 2013 kan sjåast i figur 5.17, og er estimert til å vere under 2 % av normalen for

referanseperioda 1981 – 2010, som er samme periode som den brukt i utleiinga av terskelverdiane.

Plottar ein dei gitte verdiane for relativt vassinnhald og relativ vasstilførsel i figur 4.7, tilsvarar dette nivå 1: generelt trygge forhold. Ser ein imidlertid på forholda den 12. august, er relativt vassinnhald det samme, medan relativ vasstilførsel er 2 – 4 %. Dette samsvarar med nedbørsmålingane vist i figur 5.13. Farenivået vil for øvrig framleis ligge på 1, men rett i underkant av nivå 2.



Figur 5.16: Relativ vasstilførsel 13. august 2013. Studieområdet er markert i raudt (xgeo.no, 2015).

6 Diskusjon

I dette kapittelet vil resultatene frå studien diskuterast opp mot relevant teori. Basert på observasjonane gjort i Almåskroken samt resultatene frå den digitale terrengeanalysen, vil det fyrst gis ei heilheitleg vurdering av skråningsstabiliteten i studieområdet. I kapittel 6.2 fylgjer så ein diskusjon omkring ulike spørsmål knytt til skredhendinga den 13. august 2013; utløysande årsakar, skredets plassering samt i kva for grad det kan karakteriserast som jordskred eller flomskred. I kapittel 6.3 drøftes den vurderte skredfaren i studieområdet opp mot NGUs aktsemdkart for jord- og flomskred.

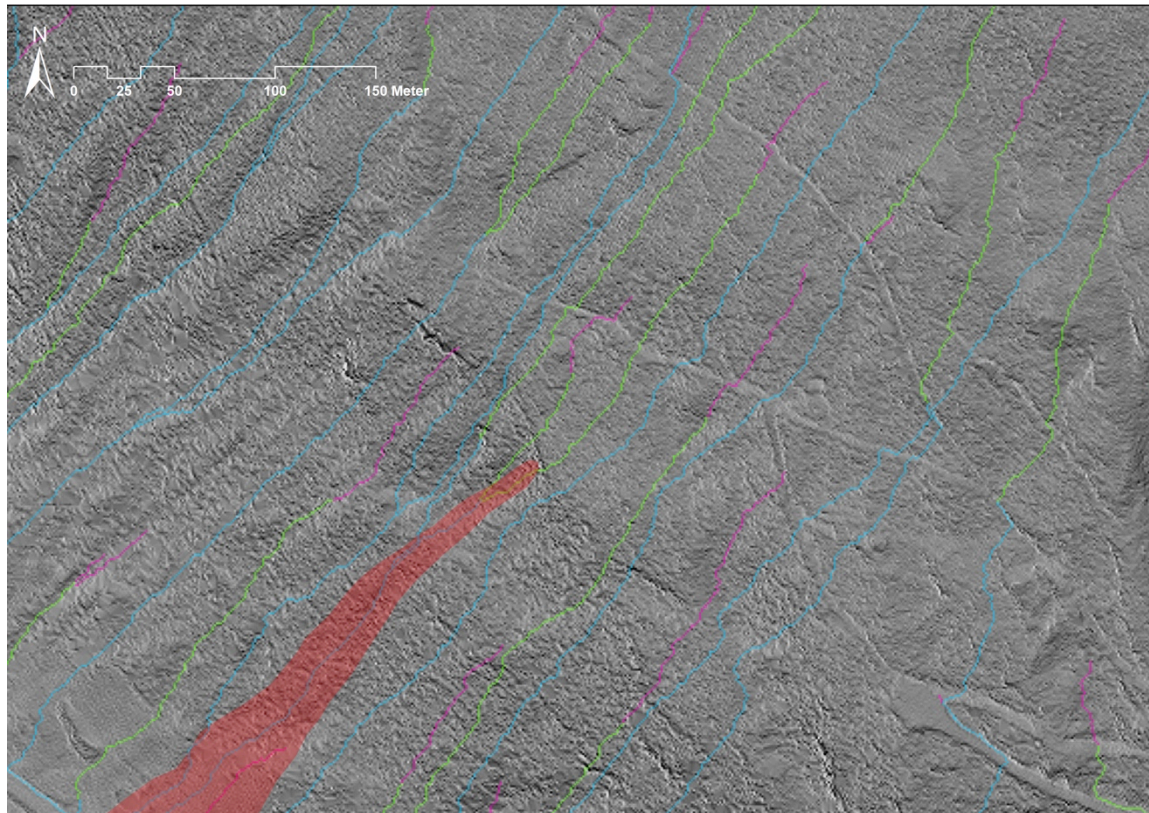
6.1 Skråningsstabiliteten i studieområdet

Terrengforhold og underliggende berg

Lausmassedekket i studieområdet består som nemnt i kapittel 5 av morenemateriale med innslag av glasifluvialt materiale. Det blei i forbindelse med denne studien ikkje teke jordprøver, men på bakgrunn av den kvartærgeologiske utviklinga i området er det nærliggande å anta at denne karakteriseringa i stor grad er korrekt. Når det gjeld tjukkelsen av dekket er dette, ifylgje NGU, tjukt i dei øvre, slake områda og tynt i dalsida (sjå Vedlegg B). Basert på observasjonane gjort av Bargel og Skauge (2013) kort tid etter skredhendinga den 13. august 2013, kan ein viare anta at morenedekket i dalsida truleg består av to lag: Forvittra morene i det øverste laget og godt konsolidert, truleg uforvittra morene i det underste laget. Det er for øvrig vanskeleg å seie noko om utbredelsen av denne lagdelinga, eventuelt kor djupt forvitringa har gått ellers i området. Som nemnt i kapittel 5 såg den underliggende, konsoliderte morena ut til å ha fungert som eit glideplan for skredmassane i løseområdet, medan berggrunnen fungerte som glideplan lenger ned i skredløpet.

Ulik tettheit i lausmassedekket vil som nemnt i kapittel 3.3 påverke transporten av vatn, og dermed ha avgjerande betydning for oppbygging av kritiske porevasstrykk. Ein kan anta at dette legg til rette for ein reduksjon av skråningsstabiliteten i Almåskroken, men grunna usikkerheit omkring i kva for grad lausmassedekket har eit utvikla profil med ulike horisontar, er det vanskeleg å fastslå kor stor innverknad det har.

Det ein for øvrig kan seie noko om, er *kvar* ei eventuell oppbygging av porevasstrykk vil kunne skje. Figur 6.1 viser profilkurvatur i utsnitt 3, med modellerte dreneringsvegar. Samme figur er presentert med GPS punkt i Vedlegg G. Grå celler er her tilnærma nøytrale, medan lyse celler illustrerer konveksitet og mørke celler konkavititet. Ifylgje Bargel (pers.medd. 2014) vil lausmassedekket som regel vere tynnare ved underliggende konvekse former i berggrunnen. Dette gjer at metta forhold, og dermed auka porevasstrykk, oppnås raskare ved desse lokalitetane. Frå figuren ser ein at den kartlagte fjellterskelen utgjer ei tydeleg konveks form i terrenget. Ein ser og at den går noko lenger nordvest enn kva som vert observert i felt. Sørøst for skredet samsvarar terrengforma med dei registrerte blotningane, og ein ser at fleire av dei modellerte dreneringsvegane går gjennom registrerte GPS punkt. Punkt 197 og 198 beskriv høvesvis oppsamling av vatn i terrenget og blotning av fjellterskel (sjå tabell 5.1). Punkt 215 og 189 illustrerar òg blautt terreng, medan det ved punkt 193 vert observert ein liten bekk. At desse punkta samsvarar med rasteren kan tolkast dit hen at terrengeanalysen i stor grad stemmer med dei reelle forholda i området. Det kan derfor tenkast at punkt kor dreneringsvegar kryssar den markerte fjellterskelen er særleg utsette for auka porevasstrykk, og dermed reduksjon av skråningsstabiliteten.



Figur 6.1: Profilkurvatur i studieområdet, utsnitt 3, med modellerte dreneringsvegar.

Berggrunnen består som gitt i kapittel 2.1 av glimmergneiss- og skifer, metasandstein og amfibolitt. Berggrunnen har fall parallellt med dalsida, og ut ifrå blotningar i skredløpet ser dei skrifrige bergartane ut til å vere godt forvittra. På bakgrunn av dette kan det antas at grunnvatn leiast av berggrunnen, og dermed tilføres dalsida frå større område lenger opp (Hutchinson & Moore, 2000). For å kunne seie noko om i kva for grad dette har innverknad på til dømes poretrykksresponsen, og dermed skråningsstabiliteten, trengs imidlertid grundigare undersøkingar.

Skogsbilvegane og endra dreneringsforhold

Ifylgje Bargel m.fl. (2011) er det, basert på brattheit, kun den nedre delen av studieområdet som potensielt er utsatt for jord- og flomskred. Likevel kan faktorar i den øvre, slakare delen av området påverke skråningsstabiliteten i den brattare, nedre delen. Som omtalt i kapittel 5 er det fleire skogsbilvegane i Almåskroken (desse kan sjåast som tydelege 'strekar' i terrenget på oversiktskartet i Vedlegg C). Sidan skogsbilvegane, og da særleg nylagde skogsbilvegane, ofte har høgare konsolideringsgrad enn omkringliggende lausmassar, vil dei ifylgje Sandersen (2014) påverke dei naturlege dreneringsforholda i eit område. Det har ikkje vore mogleg å fastslå alderen på skogsbilvegane i Almåskroken, men sidan dei yngste hogstfeltene i området er 15 - 20 år gamle (J.B. Krokan, pers.medd. 2014), er det anten at skogsbilvegane er av omtrent samme alder, eventuelt eldre.

Som nemnt i kapittel 5.1 vert skogsbilvegane opplevd som generelt blautare enn det omkringliggende terrenget. I tillegg vert det fleire plassar observert oppsamling av vatn i vegane (jamfør tabell 5.1). På tross av at samtlege av desse skogsbilvegane er meir eller mindre attgrodde, tyder dette på at dei framleis har høgare konsolideringsgrad enn lausmassane i terrenget rundt. Dei vil dermed òg til ein viss grad vere mindre permeable enn dei omkringliggende massane, og på denne måten legge til rette for ein reduksjon av skråningsstabiliteten (jamfør kapittel 3.3.1).

Resultata frå den hydrologiske modelleringa viser på si side at skogsbilvegane har relativt *liten* innverknad på overflateavrenninga i området (sjå figur 6.1 samt Flow Accumulation rasteren i vedlegg F). Den einaste vegen som truleg har betydeleg innverknad på overflateavrenninga er vegen heilt til høgre, nederst i kartbiletet. Verktøyet Flow Accumulation er for øvrig, som vist i kapittel 4.2, kun basert på terrengformene i området, og

ikkje dei fysiske eigenskapane til skråningsmaterialet. Rasteren seier dermed noko om korleis *utforminga* av vegane påverkar overflateavrenninga. Frå figur 6.1 (samt figur 5.11) ser ein at skogsbilvegane generelt ikkje har grøfter korkje i over- eller underkant av vegen (ingen mørke celler), og dei utgjer på denne måten ikkje betydelege hindringar for nedstrøms bevegelse av vatn. Vegen nederst til høgre i biletet er, i motsetning til dei andre vegane, framleis kjørbar med bil, og som ein ser av figuren er denne grøfta.

At vegane har såpass liten innverknad på overflateavrenninga, ifylgje Flow Accumulation rasteren, kan tenkast blant anna kjem av forvitring og delvis tilvekst av skog, samt mangelen på grøfter. Ein kan for øvrig anta at vegane har større innverknad på dei lokalitetane kor dei utgjer forsenkingar i terrenget. Basert på antakinga om at skogsbilvegane i Almåskroken til ein viss grad er mindre permeable enn dei omkringliggende lausmassane, vil vatn som samlast her ikkje infiltrere like raskt som ellers i området. Ved tilførsel av store mengder vatn vil desse lokalitetene dermed bidra til auka overflateavrenning, og viare fluvial erosjon og/eller såkalla 'vatn på avveie'.

Fluvial erosjon

Som vist i kapittel 5 (sjå tabell 5.1) vert det observert teikn på fluvial erosjon både i terrenget nordvest for skredet (GPS punkt 218), samt i ein skogsbilveg (GPS punkt 210). På tross av dei rapporterte vassmengdene i sideterrenget var dette dei einaste lokalitetene kor det vert observert teikn på fluvial erosjon som fylgje av overflateavrenning. Det antas derfor at dette ikkje er ein vesentleg prosess i Almåskroken.

Grunnvassutslaget i den nedre delen av skredets bakkant tyder imidlertid på at lausmassane her legg til rette for grunnvasserosjon, eventuelt *piping*. Som vist i kapittel 3.3.2 førekjem grunnvasserosjon som oftast i permeabel, metta jord, i område kor grunnvasspegelen ligg relativt nært terrengoverflata (Selby, 1993). Som beskreve ovanfor er det anteke at den øverste delen av lausmassedekket i Almåskroken består av morenemateriale. Dette blir som regel karakterisert som ein friksjonsjordart, og basert på beskrivelsen av materialet i Almåskroken (dårleg sortert) samt at denne øverste delen er utsatt for blant anna tele og biologisk aktivitet, kan ein anta at permeabiliteten her er høg. Når det gjeld mektigheita av lausmassedekket er dette tynt i dalsida. Ein kan dermed viare anta at grunnvasspegelen her ligg relativt nært terrengoverflata, og at denne, grunna høg permeabilitet i materialet, vil

respondere raskt på tilførsel av vatn. Rask respons i grunnvatnet i området samsvarar òg med at terrenget den 14. august vert beskreve som tørka opp, i forhold til den enorme overflateavrenninga som vert observert den 13. august (L'Heureux & Gjesvik, 2013). At grunnvasserosjon og/eller *piping* er ein aktuell prosess i Almåskroken understøttes viare både av grunnvassutslaget observert i skredsåret samt av utglidinga funne ved GPS punkt 194 (sjå figur 5.6). Det vert ved denne utglidinga ikkje observert overflateavrenning, men som ein ser av figur 5.6 er det tydeleg grunnvassdrenering i utglidingas bakkant. Det er og fleire hogstfelt i området, noko som òg ifylgje Selby (1993) legg til rette for utvikling av *pipes*.

Oppsummering

Ser ein på registrerte skredhendingar i Gauldalen på skrednett.no, er det ingen tvil om at denne dalen generelt er veldig skredutsatt. Som ei heilheitleg vurdering av skråningsstabiliteten i Almåskroken, kan det for øvrig seiast at denne i utgangspunktet er god. Ein stor del av området er meir enn bratt nok for utløyising av både jord- og flomskred, men det vert funne få teikn på tidlegare skredaktivitet i felt samt ved hjelp av LiDAR data. Ved rask tilførsel av store mengder vatn er det imidlertid fleire forhold som legg til rette for oppbygging av porevasstrykk. Her er ulik tettheit mellom lag i lausmassedekket, konvekse former i berggrunnen, skogsbilvegar og grunnvasserosjon nemnt. Den avlange formen på dei modellerte nedbørsfelta (sjå figur 5.10) legg òg til rette for rask drenering i forbindelse med nedbørshendingar (Knighton, 1998). I område kor hogst er utført vil i tillegg mindre vatn takast opp av vegetasjon samt at røters bindande effekt her vil vere redusert (jamfør kapittel 3.3.4). Ein kan dermed anta at skråningsstabiliteten i Almåskroken lett vil kunne reduserast i forbindelse med kraftige nedbørshendingar.

6.2 Skredet

6.2.1 Utløysande faktor

Både bakanforliggende teori og resultatene frå undersøkingane gjort i Almåskroken viser at klimatiske forhold har stor betydning for utløyning av jord- og flomskred. Som nemnt i kapittel 2.6 antek både NVE, NGI og Jernbaneverket at skredet i Almåskroken løsna grunna kraftig, lokal nedbør. Grunna mangel på nedbørsmålingar lokalt er det for øvrig vanskeleg å fastslå eksakt kor mykje nedbør som kom her forut for skredhendinga. Det er i den vurderte perioda imidlertid godt samsvar mellom nedbørsmålingane gjort ved dei to nærmaste målestasjonane, Kotsøy og Ålen, men ein kan likevel ikkje utelukke variabilitet i nedbørsintensiteten, og at dette kan ha påverka Almåskroken.

Ifylgje informasjon om antesedente forhold henta frå seNorge.no, vert grunnvasstanden den 13. august estimert til å vere høg i forhold til normalverdien. Tilsvarande vert vassinnhaldet i jorda estimert til å vere under 60 %, og vasslagringskapasiteten vert vurdert som middels. Nedbøren den 12. august, døgnet før skredet intraff, tilsvarar som vist i kapittel 5.3.1 29 % av månadsnormalen ved Kotsøy og 44 % av månadsnormalen ved Ålen. Ifylgje eKlima (2014) gir dette eit gjentakintervall på under 5 år ved Kotsøy og 5 – 10 år ved Ålen. Ser ein på historiske maksimumsverdiar for august (sjå tabell 5.3), kan nedbørsmengdene den 12. august imidlertid ikkje reknast som særskilt store (det er her valgt å ikkje ta i betraktning verdiane oppgitt for Kotsøy og Ålen, da desse kun er baserte på målingar dei siste 5 og 7 åra). Resultata frå dei ulike terskelverdistudiane gir heller ingen indikasjon på at dei målte nedbørsmengdene skulle kunne vere avgjerande for skredhendinga.

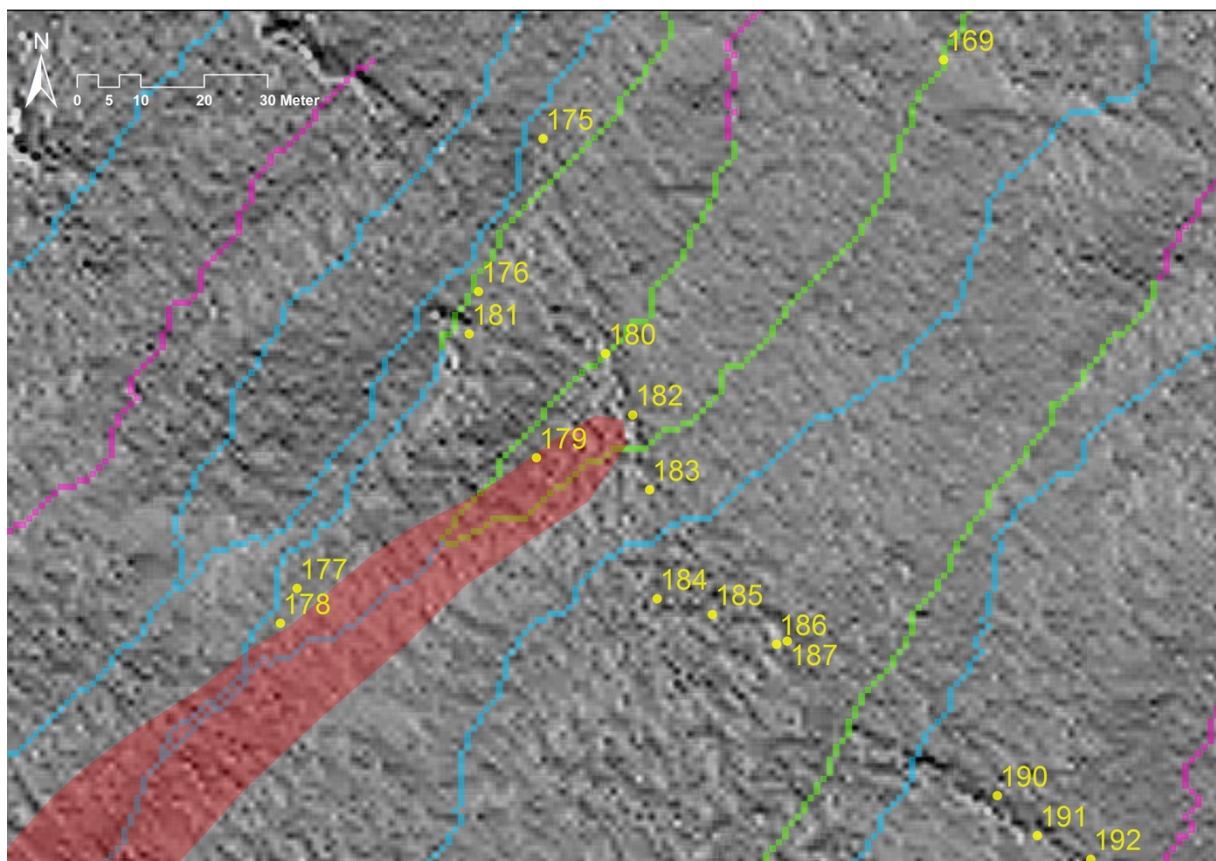
Datane henta frå seNorge.no er utanfor målte punkt interpolerte, noko det kan knyttast usikkerheiter til. Antek ein at responsen i grunnvatnet i området er god, som argumentert ovanfor, kan ein ikkje sjå burt ifrå at eit kraftig regnskyll under forhold tilsvarande dei gitt for 13. august, kan føre til auka porevasstrykk og utløyning av skred.

På den eine sida kan det altså argumenterast at dei målte nedbørsverdiane truleg ikkje var store nok til å føre til utløyning av skred. På den andre sida vert det ikkje observert andre forhold i området, som til dømes menneskeleg aktivitet, som kan peikast ut som utløysande faktor. Basert på dei gitte resultatene kan ein vidare fastslå at forholda i Almåskroken den 13. august truleg låg til rette for ei rask auking av porevasstrykket. På bakgrunn av dei uvanleg

store vassmengdene registrert i skredbana samt i sideterrenget timar etter hendinga, er det dermed nærliggande å anta, i likheit med NVE, NGI og Jernbaneverket, at den utløysande faktoren for skredet i Almåskroken var eitt eller fleire kraftige regnskyll, muligens såpass lokale at dei ikkje vert registrert korkje ved Kotsøy eller Ålen, som er høvesvis 24 og 30 km frå Almås.

6.2.2 Skredets plassering; kvifor løsna det akkurat der det gjorde?

Som nemnt antas det at skredet i Almåskroken løsna grunna høge porevasstrykk, truleg som resultat av store nedbørsmengder. Ein kan dermed definere porevasstrykk som utløysande *mekanisme*, og nedbør som utløysande *faktor*. Figur 6.2 viser området omkring øvre del av skredet. Profilkurvatur er her bakgrunn, skredbana er illustrert i raudt og i tillegg er dei modellerte dreneringsvegane samt GPS punkt illustrert.



Figur 6.2: Området omkring øvre del av skredbana, vist med GPS punkt, modellerte dreneringsvegane og profilkurvatur som bakgrunn.

Frå figuren ser ein at skredet løsna rett i underkant av den kartlagte fjellterskelen (GPS punkt 182 markerar skredets bakkant, jamfør tabell 5.1), og som beskreve i analysen av skråningsstabiliteten i området vert denne konvekse terrengforma vurdert som meir utsatt for auka porevasstrykk. Ein ser òg at ein av dei modellerte dreneringsvegane drenerar inn i løsneområdet, imellom GPS punkt 182 og 183. Det kan tenkast at denne dreneringsvegen bidrog til ekstra stor avrenning akkurat i dette området, men ser ein på figur 6.1, er det òg fleire plassar kor modellerte dreneringsvegar kryssar fjellterskelen. Enkelte av desse vil òg teoretisk sett leie større mengder vatn enn den som går igjennom løsneområdet (grønne dreneringsvegar mottok avrenning frå 5000 – 10 000 celler, blå frå meir enn 10 000. Jamfør kapittel 5.2.1)). Fjellterskelen og plassering av dreneringsvegar er derfor aleine ikkje tilstrekkeleg argumentasjon for kvifor skredet løsna der det gjorde.

Ifylgje Hutchinson & Moore (2000) vil grunnvasstrømning kunne styras av underliggande topografi, og dermed ikkje nødvendigvis fylgje samme dreneringsmønster som overflateavrenninga. Det kan fylgjeleg tenkast at løsneområdet på denne måten vert tilført større vassmengder enn omkringliggande terreng. Ein anna faktor er GPS punkt 169, som ligg *på* den dreneringsvegen som går gjennom løsneområdet. Dette punktet er vist i figur 5.7, og markerar overflatevatn på skogsbilvegen. Ved store nedbørmengder kan det tenkast at vegen her bidreg til endra dreneringsforhold og 'vatn på avveie', og at dette medvirka til auka overflateavrenning omkring skredets løsepunkt.

For å oppsummere kan ein med stor sikkerheit fastslå at den beskrevne fjellterskelen hadde innverknad på kvifor skredet løsna der det gjorde. Kvifor auka porevasstrykk førte til utløysing av skred *akkurat* her, er det imidlertid vanskelgare å fastslå, men det er nærliggande å anta at den ovanforliggande skogsbilvegen og GPS punkt 169 hadde innverknad, eventuelt i kombinasjon med grunnvassdrenering.

6.2.3 Kan skredet karakteriserast som jordskred eller flomskred?

Utan observasjonar av sjølve skredprosessen er det vanskeleg å skulle definere denne som anten jord- eller flomskred. Som nemnt innleiingsvis er avsettingane ofte like, utan at noko skil seg ut som typiske karakteristika for korkje den eine eller den andre prosessen. Dette er òg tilfellet ved denne skredhendinga. Frå kapittel 2.6 definerar NVE og Jernbaneverket

prosessen som eit jordskred, medan NGI antek at skredet initielt løsna som eit jordskred, for så å utvikle seg til eit flomskred grunna tilførsel av store mengder vatn.

Som vist i kapittel 5 hadde grunnvassutslaget i nedre del av løsneområdet høg vassføring nokre timar etter hendinga. Dette gjaldt òg bekken som drenerar inn i skredbana noko lengre ned. Denne er markert som GPS punkt 177 i figur 6.2, grunnvassutslaget er GPS punkt 179. Frå figuren ser ein at desse punkta ikkje samsvarar fullstendig med dei modellerte dreneringsvegane, noko som kan verke rart da GPS punkt og dreneringsvegar samsvarar godt ellers i studieområdet. Punkt 179 illustrerar for øvrig grunnvassdrenering, som ifylgje Hutchinson og Moore (2000) ikkje nødvendigvis fylgjer overflatedreneringa. Punkt 177 er på si side noko vanskelegare å forklare. Mangelen på korrelasjon kan komme av feil i laserdataene ved denne lokaliteten, eventuelt kan det tenkast at dreneringskanalen har endra løp (området vert lasescanna i 2008, altså 6 år før befaring og registrering av punkt ved hjelp av GPS). På bakgrunn av dei observerte vassmengdene i skredbana timar etter hendinga kan ein likevel, på tross av denne uregelmessigheita, anta at stor vassføring frå desse punkta samt eventuelle andre område var medvirkande til at skredet utvikla seg til å ha ein meir flytande bevegelse.

I skredbana kan ein enkelte plassar sjå antydningar til danning av leveer, i tillegg er store grantre avsatt langs heile skredløpet. Utløpsområdet kan sjåast i figur 2.9, og massana her blei av Bargel og Skauge (2013) karakterisert som slamrike. Desse observasjonane underbyggjer antakinga om at skredmassane inneheldt store mengder vatn.

Ein definisjon av skredtype utan observasjonar av sjølve prosessen vil ofte vere subjektiv. Dette understrekar av variasjonen i bruk av begrep, som til dømes i forbindelse med denne skredhendinga. Skredet i Almåskroken er òg registrert to gonger på skrednett.no; ein gong som leirskred og ein som jordskred (skrednett.no, 2014). Det kan argumenterast for at behovet ligg der for betre kommunikasjon mellom etatar samt muligens ei offisiell rettleiing for klassifisering av skredprosessar/avsettingar i felt. Det er her, grunna mangel på tydelege flomskredkarakteristika i avsettingane, valgt å karakterisere skredet som eit vassrikt jordskred.

6.3 Vurdering av skredfare ellers i studieområdet, gitte resultat og NGUs aktsemdkart for jord- og flomskred

Skredfaren i studieområdet er i stor grad allereie diskutert i forbindelse med vurdering av skråningsstabiliteten i kapittel 6.1. Som nemnt er store delar av området meir enn bratt nok for utløysing av både jord- og flomskred. I tillegg er det ved hjelp av blant anna profilkurvatur og modellerte dreneringsvegar peikt på at punkt kor desse korrelerar truleg vil vere meir utsatt for auka porevasstrykk. Desse punkta kan antas å vere moglege løsnepunkt for skred, særleg i tifelle kor dei òg korrelerar med punkt som samlar vatn i ovanforliggende skogsbilvegar. Ifylgje Meyer m.fl. (2014) viser fleire studiar at helling, kurvatur og modellering av dreneringsvegar er dei viktigaste variablane i kartlegging av potensielle løsneområde for jord- og flomskred. Dette støttar opp om validiteten av resultata i denne studien, men ein må samtidig ta i betraktning moglegheita for usette feilkjelder, som til dømes i lidardataene.

Figur 2.6 viser NGUs aktsemdkart for jord- og flomskred, med dekning for Almåskroken. Ein ser her at området ovanfor garden Kroken, kor det i denne studien vert identifisert fleire potensielle løsneområde for jord- og flomskred, ikkje er vurdert tilsvarande av NGU. Det må her takast i betraktning at aktsemdkartet er basert på ein regional/nasjonal studie, medan studien gjort i forbindelse med denne oppgåva i aller høgste grad er lokal. Parameterane brukt i dei ulike studiane er dermed baserte på digitale høgdemodellar med ulik oppløysing; høgdemodellen brukt av NGU har ei oppløysing på 10x10 m, medan høgdemodellen brukt i denne studien har ei oppløysing på 1x1 m, som vist i kapittel 4.2. Ifylgje Fischer m.fl. (2014) vil større detaljgrad ikkje vere hensiktsmessig i ein regional studie, da dette vil kunne gi ein tendens til overvurdering av potensielle løsneområde. På den eine sida er denne slutninga forståeleg, på den andre sida er det vist at dette gir eit mindre riktig bilete av potensielle skredområde.

Parameterane brukt av NGU er i stor grad dei samme som dei brukt i denne studien; helling, vasstilførande område og kurvatur. NGU har for øvrig valgt å bruke plankurvatur, medan det i denne studien vert brukt profilkurvatur. Som vist ovanfor baserar skredfarevurderinga i denne studien seg i stor grad på profilkurvatur og konvekse terrengformer, og det argumenterast at denne parameteren har stor betydning for potensielle løsneområde for jord- og flomskred. På bakgrunn av dette kan ein dermed anta at bruk av profilkurvatur vil kunne bidra til større nøyaktigheit i aktsemdkartet.

7 Avslutning

Denne studien har teke utgangspunkt i eit større jordskred som førekom i Almåskroken i Midtre Gauldal kommune den 13. august 2013. På bakgrunn av observasjonar og digital terrenganalyse er det gjort ei vurdering av skråningsstabiliteten i studieområdet, i tillegg er utløysande årsakar og karakteristika ved skredet diskutert.

Grunna få teikn på tidlegare skredaktivitet, på tross av den bratte hellingsgradienten i store delar av området, vert skråningsstabiliteten i Almåskroken i utgangspunktet vurdert som god. Det er for øvrig fleire faktorar i området, som skogsbilvegar, lagdeling i lausmassedekket og konvekse former i underliggande berggrunn, som truleg legg til rette for oppbygging av høge porevasstrykk ved tilførsel av store mengder vatn. Det er derfor anteke at skråningsstabiliteten i Almåskroken reduserast i forbindelse med kraftige nedbørshendingar.

Utløysande faktor for skredet er anteke å vere kraftig nedbør. Ifylgje historiske nedbørsverdiar samt terskelverdiar utarbeida av blant anna NVE, kan ikkje dei målte nedbørsmengdene ved Kotsøy og Ålen reknast som store nok til å ha forårsaka skredet. Det vert for øvrig ikkje funne andre faktorar i området som kunne karakteriserast som utløysande. På bakgrunn av dei store vassmengdene registrert i skredbana samt i sideterrenget i etterkant av hendinga, er det derfor anteke at det i Almåskroken inntraff eitt eller fleire kraftige regnskyll, såpass lokale at dei ikkje vert registrert korkje ved Kotsøy eller Ålen.

Utløysande mekanisme for skredet er anteke å vere auka porevasstrykk. Skredets løsnepunkt ligg rett i underkant av ein markert fjellterskel (konveks terrengform), som i kombinasjon med oppsamling av vatn i ovanforliggande skogsbilveg samt eventuell tilførsel av store mengder grunnvatn, antas å ha hatt betydning for kvifor skredet løsna akkurat der. Ein kan viare gå ut i frå at lokalitetar kor desse parameterane korrelerar ellers i studieområdet vil kunne vere moglege løsnepunkt for framtidige jord- og flomskred.

Når det gjeld karakteristika ved skredet er det i denne oppgåva valgt å bruke begrepet vassrikt jordskred. På bakgrunn av variasjonen i bruk av begrep for denne hendinga, er det argumentert at behovet er der for betre kommunikasjon mellom etatar samt ei offisiell rettleiing for klassifisering av skredavsettingar i felt. I kva for grad dette sjåast på som

nødvendig er ikkje ein diskusjon som er teke her, men det kan vere ei interessant problemstilling i forhold til vidare arbeid.

Som nemnt innleiingsvis vil studie og dokumentasjon av fleire enkelthendingar av jord- og flomskred bidra til betre forståelse av korleis desse prosessane reagerar på eit endra klima. I forhold til eit klima kor auka hyppigheit av slike hendingar er forventa, vil innsikt i og forståelse av årsakar og samanhengar vere særskild viktig. Dette understrekar òg av prosjekt som blant anna NIFS og InfraRisk (Dyrrdal m.fl., 2013). På den eine sida kan skredhendinga i Almåskroken seiast å vere eit godt eksempel på korleis mange norske dalsider og skråningar er sensitive ovanfor kraftige nedbørshendingar, som ifylgje klimaforskarane truleg vil auke i hyppigheit dei neste 50 – 100 åra (Iversen m.fl., 2005). Det tynne lausmassedekket i området legg til rette for rask respons i grunnvasstanden og oppbygging av positive porevasstrykk, noko som kan tenkast å ville ha stor betydning for skråningsstabiliteten dersom klimaprognosene viser seg å stemme. På den andre sida er det vist at nedbør og eit tynt lausmassedekke i seg sjølv ikkje førte til utløysing av skredet i Almåskroken. Dette tilseier at lokale forhold kan ha stor innverknad på skredfaren, òg i eit endra klima.

Referansar

- Bargel, T. H. 2014. Skråningsprosesser. Forelesning i TGB4200 Ingeniørgeologi løsmasser ved Norges Teknisk-naturvitenskapelige Universitet, Trondheim.
- Bargel, T. H.; Fergus, Å. T.; Devoli, G.; Orvedal, K.; Peereboom, I.; Øydvin, E. K.; Stalsberg, K.; Sletten, K.; Fischer, L.; Rubensdotter, L. & Eilertsen, R. 2011. *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred*, Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Bargel, T. H.; Lagerbäck, R.; Nenonen, K.; Bergström, B.; Huttunen, T.; Johansson, P.; Kejonen, A.; Korpijaakko, M.; Mäkinen, K.; Olsen, L.; Rainio, H.; Reite, A. J.; Saarelainen, J.; Svedlund, J.-O.; Sveian, H. & Väänänen, T. 2007. *Beskrivelse til kvartærgeologiske kart over Midt-Norden*, Trondheim, NGU, SGU, GTK.
- Bargel, T. H. & Skauge, J. 2013. *Befaringsnotat*. Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Beek, R. V.; Cammeraat, E.; Andreu, V.; Mickovski, S. B. & Dorren, L. 2008. Hillslope Processes: Mass Wasting, Slope Stability and Erosion. *I*: Norris, J. E.; Stokes, A.; Mickovski, S. B.; Cammeraat, E.; Beek, R. V.; Nicoll, B. C. & Achim, A. (red.) *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Dordrecht, The Netherlands: Springer.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. 2010. *Glaciers & Glaciation*, Oxon, Hodder Education.
- Bischetti, G. B.; Chiaradia, E. A.; Epis, T. & Morlotti, E. 2009. Root cohesion of forest species in the Italian Alps. *Plant and Soil*, 324, 71-89.
- Bjørlykke, K. 1969. *Sedimentologi*, Oslo, Unviersitetsforlaget.
- Blikra, L. H. & Nemeč, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Boje, S.; Colleuille, H. & Devoli, G. 2014. *Terskelstudier for utløsning av jordskred i Norge*, Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Brattli, B. 2008. *Kvartærtiden og dens avsetninger i Norge*, Trondheim, Norges Teknisk-naturvitenskapelige Universitet.
- Brattli, B. 2009. *Fysisk og kjemisk hydrogeologi, Tredje utgave*, Trondheim, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.
- Brattli, B. 2013a. Beskrivelse, Itransportert Materiale. Forelesning i TGB4185 Ingeniørgeologi grunnkurs ved Norges Teknisk-naturvitenskapelige Universitet, Trondheim.
- Brattli, B. 2013b. Fysiske egenskaper. Forelesning i TGB4185 Ingeniørgeologi grunnkurs ved Norges Teknisk-naturvitenskapelige Universitet, Trondheim.
- Buckley, A. 2010. *Understanding curvature rasters* [Online]. blogs.esri.com: ESRI. Tilgjengeleg frå: <http://blogs.esri.com/esri/arcgis/2010/10/27/understanding-curvature-rasters/> [Henta 14.02 2015].
- Chatwin, S. C. 1994. A guide for management of landslide-prone terrain in the Pacific Northwest, Victoria, B.C., Research Program, Ministry of Forests.
- Crozier, M. J. 2010. Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology*, 124, 260-267.

- Cubasch, U.; Wuebbles, D.; Chen, D.; Facchini, M. C.; Frame, D.; Mahowald, N. & Winther, J.-G. 2013. Introduction. *I: Stocker, T. F.; Qin, D.; Plattner, G.-K.; Tignor, M.; Allen, S. K.; Boschung, J.; Nauels, A.; Xia, Y.; Bex, V. & Midgley, P. M. (red.) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Duncan, J. M. & Wright, S. G. 2005. *Soil Strength and Slope Stability*, Hoboken, New Jersey, John Wiley & Sons.
- Dyrørdal, A. V.; Frauenfelder, R.; Ekseth, K. H. H.; Gangstø, R.; Harbitz, A.; Harbitz, C. B.; Haugen, J. E.; Hygen, H. O.; Haakenstad, H.; Isaksen, K.; Jaedicke, C.; Jónsson, Á.; Klæboe, R.; Ludvigsen, J.; Meyer, N. K.; Rauken, T.; Romstad, B.; Solheim, A.; Sverdrup-Thygeson, K. & Aaheim, A. 2013. *Impacts of extreme weather events on infrastructure in Norway (InfraRisk)*, <http://www.ngi.no/en/prosjektnett/infrarisk>, NGI.
- eKlima. 2014. *Meteorologisk Institutt's klimadatabase* [Online]. <http://www.eKlima.no>: Meteorologisk Institutt. [Henta 10.11 2014].
- Emdal, A. 2012. *Introduksjon til Geoteknikk*, Trondheim, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.
- Emdal, A.; Grande, L. & Nordal, S. 2014. *Geoteknikk Beregningsmetoder*, Trondheim, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.
- Esri. 2012a. *What is ArcMap?* [Online]. [resources.arcgis.com](http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html/What_is_ArcMap/018q00000003000000/): ESRI. Tilgjengeleg frå: http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html/What_is_ArcMap/018q00000003000000/ [Henta 30.01.2015].
- Esri. 2012b. *Exploring digital elevation models* [Online]. [resources.gis.com](http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html//009z00000005n000000): ESRI. Tilgjengeleg frå: <http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html//009z00000005n000000> [Henta 06.02.2015].
- Esri. 2012c. *How Flow Direction works* [Online]. resources.esri.com: ESRI. Tilgjengeleg frå: http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html/How_Flow_Direction_works/009z000000063000000/ [Henta 06.02.2015].
- Esri. 2012d. *How Flow Accumulation works* [Online]. resources.arcgis.com: ESRI. Tilgjengeleg frå: http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html/How_Flow_Accumulation_works/009z000000062000000/ [Henta 17.02.2015].
- Esri. 2012e. *Snap Pour Point* [Online]. resources.arcgis.com: ESRI. Tilgjengeleg frå: http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html/Snap_Pour_Point/009z000000055000000/ [Henta 23.02.2015].
- Esri. 2012f. *Watershed* [Online]. resources.arcgis.com: ESRI. Tilgjengeleg frå: <http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html/Watershed/009z00000005900000/> [Henta 23.02.2015].
- Esri. 2013. *What is lidar data?* [Online]. resources.arcgis.com: ESRI. Tilgjengeleg frå: <http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html//015w000000041000000> [Henta 04.02.2015].
- Etzelmüller, B. & Sulebak, J. R. 2000. Developments in the use of digital elevation models in periglacial geomorphology and glaciology. *Physische Geographie*, 41, 35-58.

- Fagernes, A. B. 2013. Rørosbanen og fylkesvei 30 er åpen. *Adresseavisen*, 15.08.2013.
- Ferrari, A.; Luna, B. Q.; Spickermann, A.; Travelletti, J.; Krzeminska, D.; Eichenberger, J.; Asch, T. V.; Beek, R. V.; Bogaard, T.; Malet, J.-P. & Laloui, L. 2014. Technique for the Modelling of the Process Systems in Slow and Fast-Moving Landslides. *I: Asch, T. V.; Corominas, J.; Greiving, S.; Malet, J.-P. & Sterlacchini, S. (red.) Mountain Risks: From Prediction to Management and Governance*. Springer.
- Fischer, L.; Rubensdotte, L. & Stalsberg, K. 2014. NGU Rapport 2014.019 Aktsomhetskart jord- og flomskred: Metodeutvikling og landsdekkende modellering. NGU.
- Fischer, L.; Rubensdotter, L.; Sletten, K.; Stalsberg, K.; Melchiorre, C.; Horton, P. & Jaboyedoff, M. Debris flow modeling for susceptibility mapping at regional to national scale in Norway. *Proceedings of the 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides*, 2012. 3-8.
- Fossen, H.; Pedersen, R.-B.; Bergh, S. & Andresen, A. 2007. En fjellkjede blir til. Oppbygningen av Kaledonidene; ca. 500-405 Millioner år. *I: Ramberg, I. B.; Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) Landet Blir Til - Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Førland, E. J.; Amundsen, H. & Hovelsrud, G. K. 2007. Utviklingen av naturulykker som følge av klimaendringer: Utreting på oppdrag fra Statens Landbruksforvaltning.
- Garmin Ltd. 2012. GPSMAP® 60CSx Brukermanual.
- Garmin Ltd. 2015. *What is GPS?* [Online]. garmin.com: Garmin Ltd. Tilgjengeleg frå: <http://www8.garmin.com/aboutGPS/> [Henta 30.01.2015]
- Google Maps. 2014. *maps.google.com* [Online]. maps.google.com: Google. Tilgjengeleg frå: <http://maps.google.com> [Henta 12.11.2014].
- Guzzetti, F.; Peruccacci, S.; Rossi, M. & Stark, C. P. 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, 239-267.
- Highland, L. M. & Bobrowsky, P. 2008. *The Landslide Handbook - A guide to understanding landslides*, Reston, Virginia, U.S. Geological Survey.
- Hutchinson, D. G. & Moore, R. D. 2000. Throughflow variability on a forested hillslope underlain by compacted glacial till. *Hydrological Processes*, 14, 1751-1766.
- Høeg, K. 2014. Skredmekanismer og stabilitetsberegninger. *I: Høeg, K.; Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) Skred: skredfare og sikringstiltak*. Oslo: NGI og Universitetsforlaget.
- International Commission on Stratigraphy, I. C. O. 2014. *International Chronostratigraphic Chart* [Online]. stratigraphy.org: International Commission on Stratigraphy. Tilgjengeleg frå: <http://stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale> [Henta 18.02.2015].
- Iversen, T.; Benestad, R.; Haugen, J. E.; Kirkevåg, A.; Sorteberg, A.; Debernard, J.; Grønås, S.; Hanssen-Bauer, I.; Kvamstø, N. G.; Martinsen, E. A. & Engen-Skaugen, T. 2005. *RegClim: Norges klima om 100 år - Usikkerheter og risiko*, regclim.met.no, Meteorologisk Institutt; Havforskningsinstituttet; Institutt for geofysikk, Universitetet i Oslo; Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen; Nansen Senteret for Miljø og Fjernmåling.
- Iverson, R. M. 1997. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, 245-296.

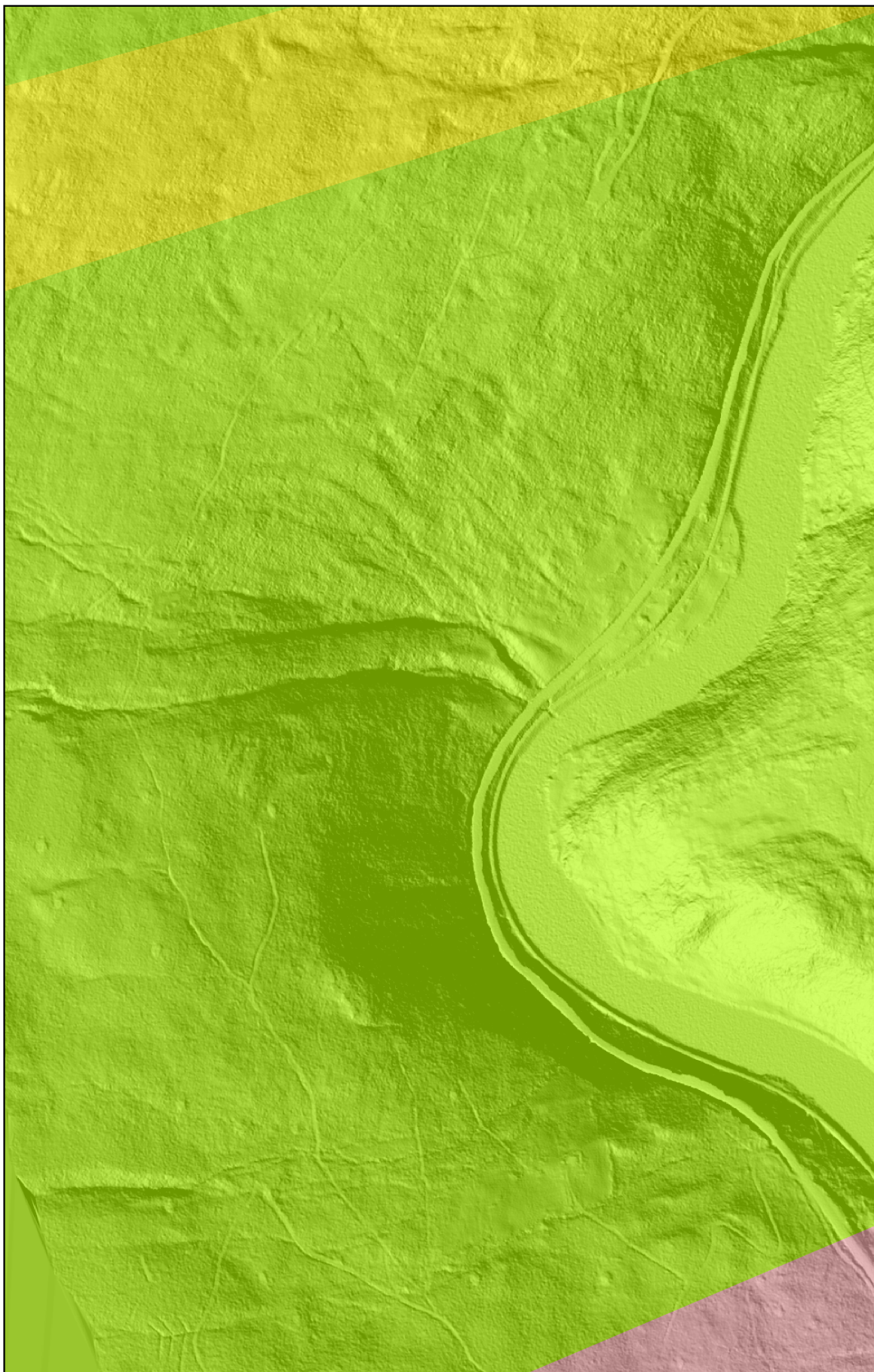
- Iverson, R. M. 2003. The debris-flow rheology myth. *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, Vols 1 and 2, 303-314.
- Iverson, R. M. 2005. Debris flow mechanics. *I: Jakob, M. & Hungr, O. (red.) Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Tyskland: Springer.
- Iverson, R. M. 2012. Elementary theory of bed - sediment entrainment by debris flows and avalanches. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012)*, 117.
- Iverson, R. M. 2014. Debris flows: behaviour and hazard assessment. *Geology Today*, 30, 15-20.
- Iverson, R. M.; Reid, M. E. & Lahusen, R. G. 1997. Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25, 85-138.
- Jaedicke, C.; Lied, K. & Kronholm, K. 2009. Integrated database for rapid mass movements in Norway. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 469-479.
- Jaedicke, C.; Solheim, A.; Blikra, L.; Stalsberg, K.; Sorteberg, A.; Aaheim, A.; Kronholm, K.; Vikhamar-Schuler, D.; Isaksen, K. & Sletten, K. 2008. Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8, 893-904.
- Jomelli, V.; Brunstein, D.; Grancher, D. & Pech, P. 2007. Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Climatic Change*, 85, 119-137.
- Knighton, D. 1998. *Fluvial Forms & Processes, A New Perspective*, 338 Euston Road, London NW1 3BH, Hodder Education, An Hachette UK Company.
- L'heureux, J.-S. & Gjesvik, V. 2013. *Befaringsnotat: Flomskred ved Almåskroken*. Norges Geotekniske Institutt (NGI).
- Liu, X.; Zhang, Z.; Peterson, J. & Chandra, S. 2007. The Effect of LiDAR Data Density on DEM Accuracy. *Modsim 2007: International Congress on Modelling and Simulation*, 1363-1369.
- Longley, P. A.; Goodchild, M. F.; Maguire, D. J. & Rhind, D. W. 2011. *Geographic Information Systems & Science*, Hoboken, NJ 07030-5774, John Wiley & Sons.
- Mcdonnell, J. J. 1990. The Influence of Macropores on Debris Flow Initiation. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 23, 325-331.
- Meteorologisk Institutt. 2014a. *Klimaet i Norge* [Online]. met.no: Meteorologisk Institutt. Tilgjengeleg frå: http://met.no/Klima/Natidsklima/Klima_i_Norge/ [Henta 13.12 2014].
- Meteorologisk Institutt. 2014b. *Klimanormaler og ekstreme* [Online]. met.no: Meteorologisk Institutt. Tilgjengeleg frå: <http://met.no/klima/klimastatistikk/?module=Articles;action=Article.publicShow;ID=311> [Henta 20.10 2014].
- Meyer, N. K.; Dyrddal, A. V.; Frauenfelder, R.; Etzelmuller, B. & Nadim, F. 2012. Hydrometeorological threshold conditions for debris flow initiation in Norway. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 3059-3073.
- Meyer, N. K.; Schwanghart, W.; Korup, O.; Romstad, B. & Etzelmuller, B. 2014. Estimating the topographic predictability of debris flows. *Geomorphology*, 207, 114-125.
- Moen, A. 1998. *Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon*, Hønefoss, Statens kartverk.

- NGU. 2011. "Morenemateriale" i Geologisk ordliste [Online]. <http://www.ngu.no>: Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengeleg frå: <http://www.ngu.no/no/tm/Vare-tjenester/Spor-en-geolog/Geologisk-ordliste> [Henta 10.12.2014].
- NGU. 2014. *Guladekket* [Online]. ngu.no: Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengeleg frå: aps.ngu.no/pls/oradb/geoenhet_SokiDb.Vis_enhet?p_id=147603&p_spraak=N [Henta 25.09.2014].
- NGU. 2015. *Løsmasser. Nasjonal løsmassedatabase* [Online]. ngu.no: Norges Geologiske Undersøkelse. [Henta 09.03.2015].
- NVE. 2009. *HBV-modellen* [Online]. nve.no: Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengeleg frå: <http://www.nve.no/no/Vann-og-vassdrag/Hydrologi/Analysemetoder-og-modeller/HBV-modellen/> [Henta 04.05.2015].
- NVE. 2015. *seNorge.no* [Online]. senorge.no: Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengeleg frå: <http://www.senorge.no/aboutSeNorge.html?show=on> [Henta 02.02.2015].
- Nålsund, R. 2013. Notat: Befaring av jordras ovenfor Krokan gård i Holtålen kommune. Årsak og virkning. km 367,515. Jernbaneverket.
- Preti, F. 2013. Forest protection and protection forest: tree root degradation over hydrological shallow landslides triggering. *Ecological Engineering*, 61, 633-645.
- Rhoads, B. L. & Thorn, C. E. 1996. Observation in Geomorphology. *The Scientific Nature of Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd.
- Rickenmann, D. & Zimmermann, M. 1993. The 1987 Debris Flows in Switzerland - Documentation and Analysis. *Geomorphology*, 8, 175-189.
- Rokoengen, K. 2001. *Løsmassene i Gauldalen, Sør-Trøndelag: Kvartærgeologisk utvikling, israndsavsetninger, havnivåendringer, elveerosjon og ras*, NTNU Trondheim, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Fakultet for geofag og petroleumsteknologi, Institutt for geologi og bergteknikk.
- Sakals, M. E. & Sidle, R. C. 2004. A spatial and temporal model of root cohesion in forest soils. *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 34, 950-958.
- Sandersen, F. 2014. *Løsmasse- og flomskred. I: Høeg, K.; Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) Skred: skredfare og sikringstiltak*. Oslo: NGI og Universitetsforlaget.
- Selby, M. J. 1993. *Hillslope Materials and Processes*, Oxford, Oxford University Press.
- Senorge.No. 2013. senorge.no: NVE, Statens Kartverk & Meteorologisk Institutt. [Henta 13.11.2014].
- Sintef 2013. 311.135 Steinsprang og steinskred. Farevurdering og sikringstiltak. bks.byggforsk.no: Sintef.
- Skrednett.no. 2014. *NVE Atlas* [Online]. skrednett.no: Norges vassdrags- og energidirektorat, Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg frå: <http://atlas.nve.no> [Henta 12.11.2014].
- Statens Kartverk. 2012. *Metadatakatalog* [Online]. kartverket.no: Statens Kartverk. Tilgjengeleg frå:

- <http://159.162.103.4/geovekst/georef.jsp?fylke=16&komm=1648&georef=FKB&Submit1=G%E5+til+kommune> [Henta 10.02.2015].
- Statens Kartverk. 2014. *Norge i bilder* [Online]. norgebilder.no: Skog og Landskap, Statens vegvesen & Statens kartverk. [Henta 07.10.2014].
- Van Asch, T. W.; Tang, C.; Alkema, D.; Zhu, J. & Zhou, W. 2014. An integrated model to assess critical rainfall thresholds for run-out distances of debris flows. *Natural Hazards*, 70, 299-311.
- Varsom.no. 2015. varsom.no: NVE, Meteorologisk Institutt, Statens Vegvesen & Jernbaneverket. Tilgjengeleg frå: <http://www.varsom.no> [Henta 07.03.2015].
- Vorren, T. O. & Mangerud, J. 2007. Istider kommer og går. Sein-pliocen og Pleistocen (Kvartær): 2,7 millioner - 11 500 år. I: Ramberg, I. B.; Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) *Landet Blir Til - Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Wieczorek, G. F. & Glade, T. 2005. Climatic factors influencing occurrence of debris flows. I: Jakob, M. & Hungr, O. (red.) *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Tyskland: Springer.
- Wilson, J. P. & Gallant, J. C. 2000. Chapter 3: Primary Topographic Attributes. *Terrain Analysis: Principles and Application*. New York, NY: John Wiley & Sons, Inc.
- Xgeo.no. 2015. xgeo.no: NVE, Statens Vegvesen, Jernbaneverket & Meteorologisk Institutt. Tilgjengeleg frå: <http://www.xgeo.no> [Henta 07.03.2015].

Vedlegg A: Berggrunnskart, Almåskroken

Berggrunn, Almåskroken



Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 32N
Projection: Transverse Mercator/WGS 1984
Kjelder: Raster (1m) basert på lidaidata frå Statens Kartverk
Berggrunnskart 1:250 000 frå NGU

Guro S. Grøndalen
12.11.2014

Vedlegg B: Lausmassekart, Almåskroken

Lausmassedekke, Almåskroken

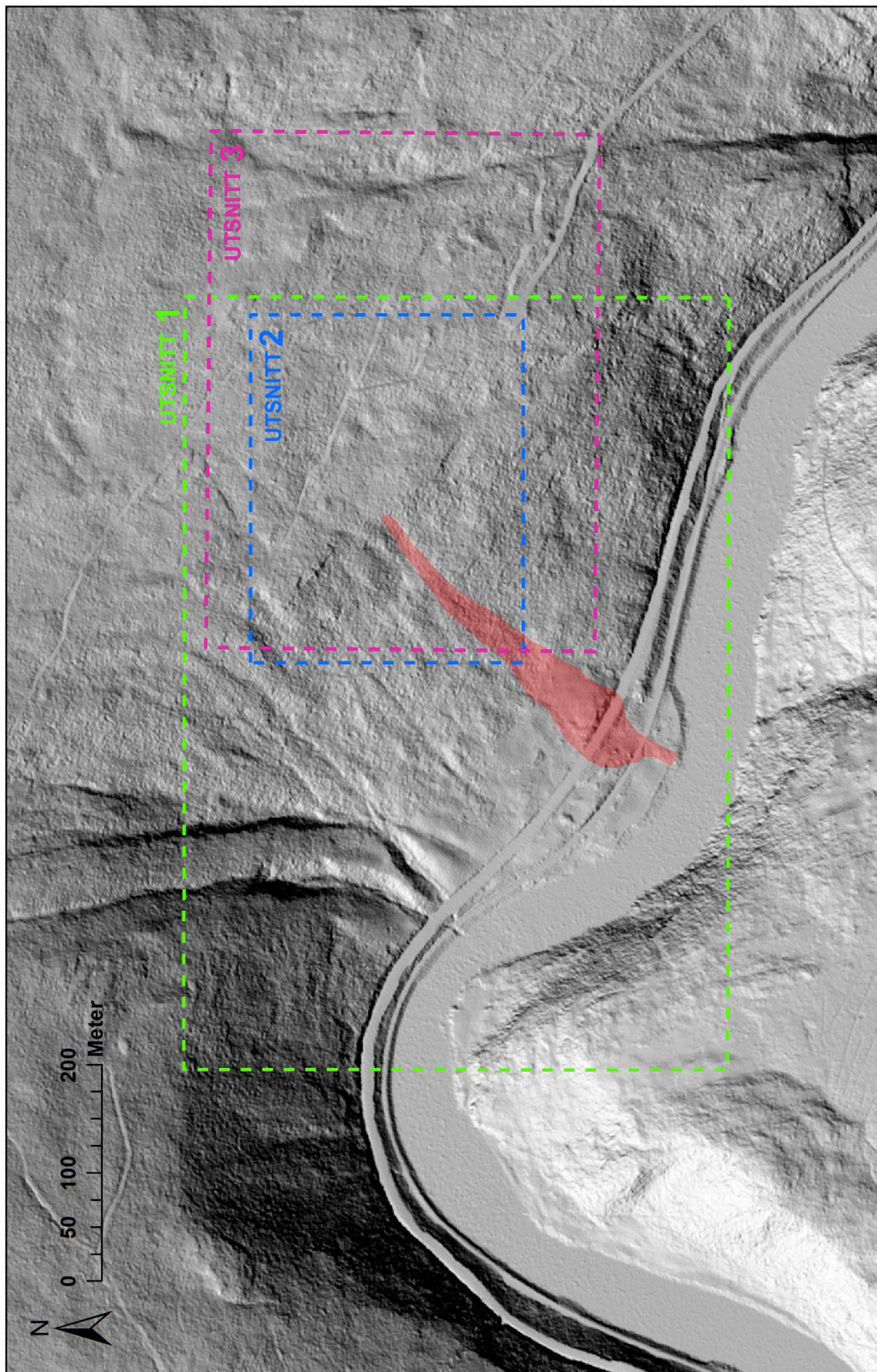


Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 32N
Projection: Transverse Mercator/WGS 1984
Kjelder: Raster (1m) basert på lidardata frå Statens Kartverk
Lausmassekart 1:250 000 frå NGU

Guro S. Grøndalen
12.11.2014

Vedlegg C: Oversiktskart

Oversiktskart, viser lokaliteten til gitte utsnitt

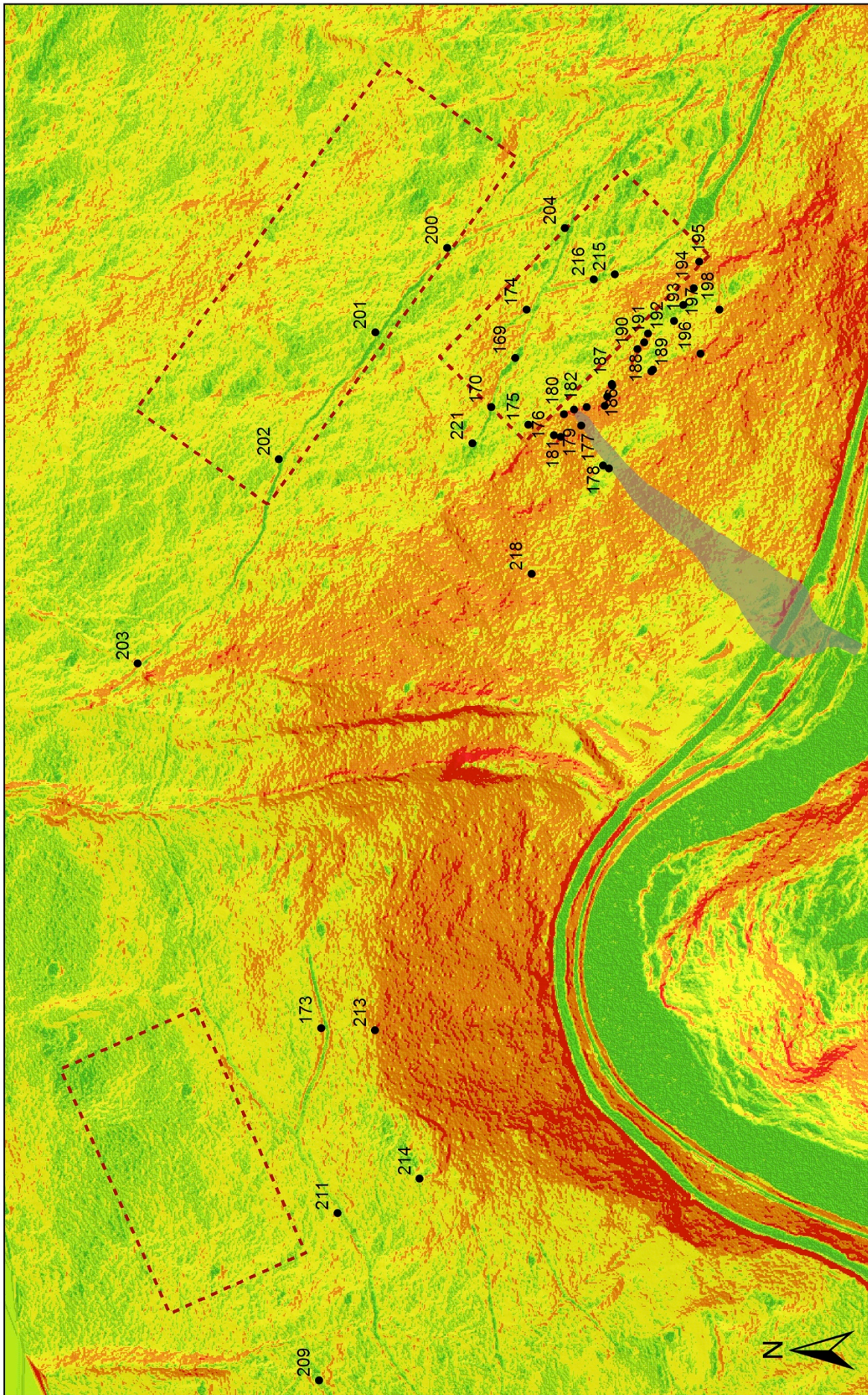


■ Omtrentlig avgrensning av skredbane

Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 32N
Projection: Transverse Mercator/WGS 1984
Kjelde: Raster (1m) basert på lidardata fra
Statens Kartverk

Guro S. Grøndalen
16.04.2015

Vedlegg D: Brattheitskart m/hogstfelt & GPS punkt



Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 32N
 Projection: Transverse Mercator/WGS 1984
 Kjelder: Raster (1m) basert på lidardata fra Statens Kartverk
 Guro S. Grøndalen
 25.02.2015

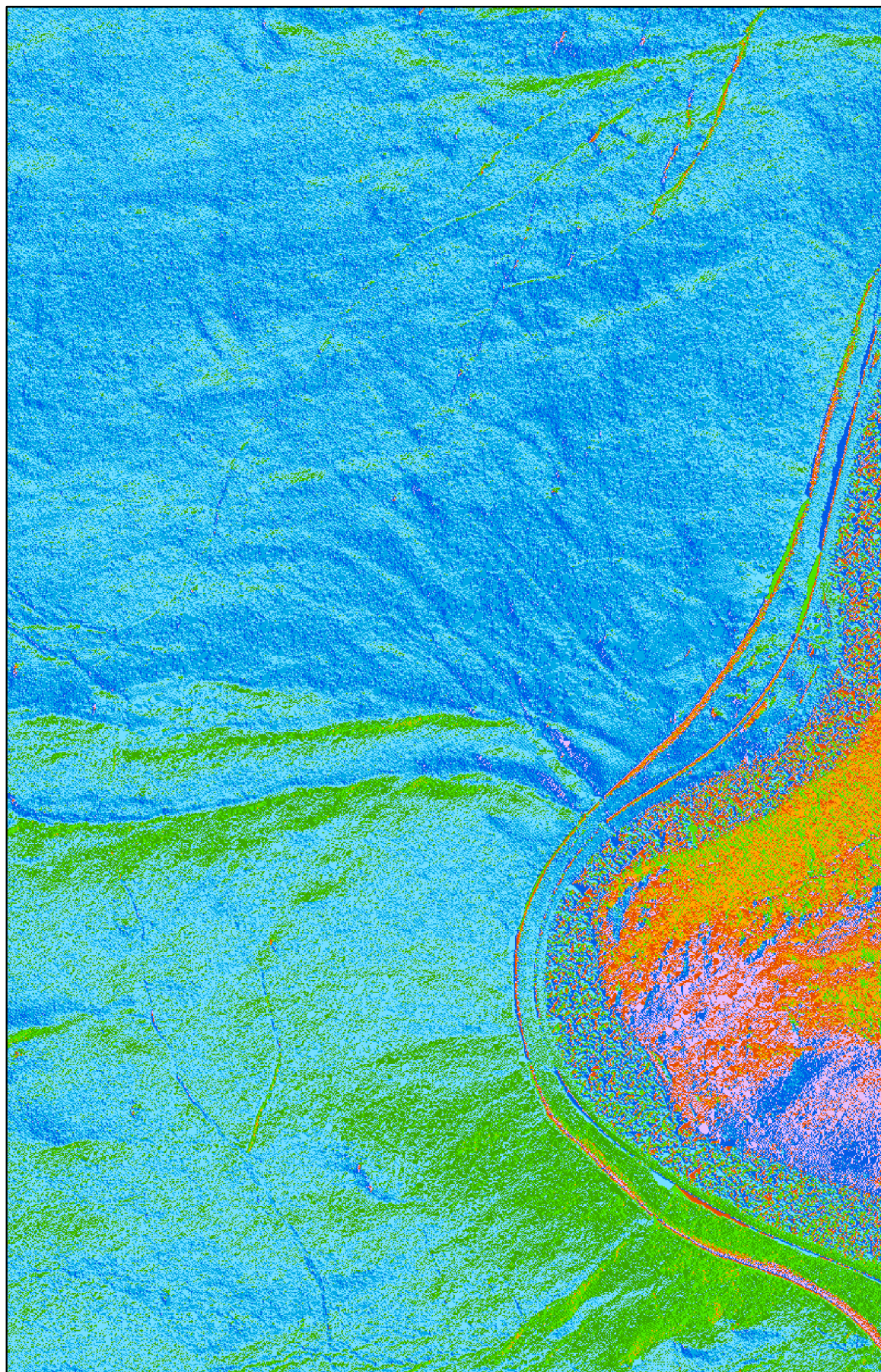
Brattheit (grader)

0 - 8	● GPS punkt
6 - 16	⬡ Hogstfelt
17 - 27	⬡ Omtrentlig avgrensning av skredbane
28 - 45	
> 45	

0 125 250 Meter

Vedlegg E: Flow Direction

Dreneringsretning, Almåskroken



Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 32N

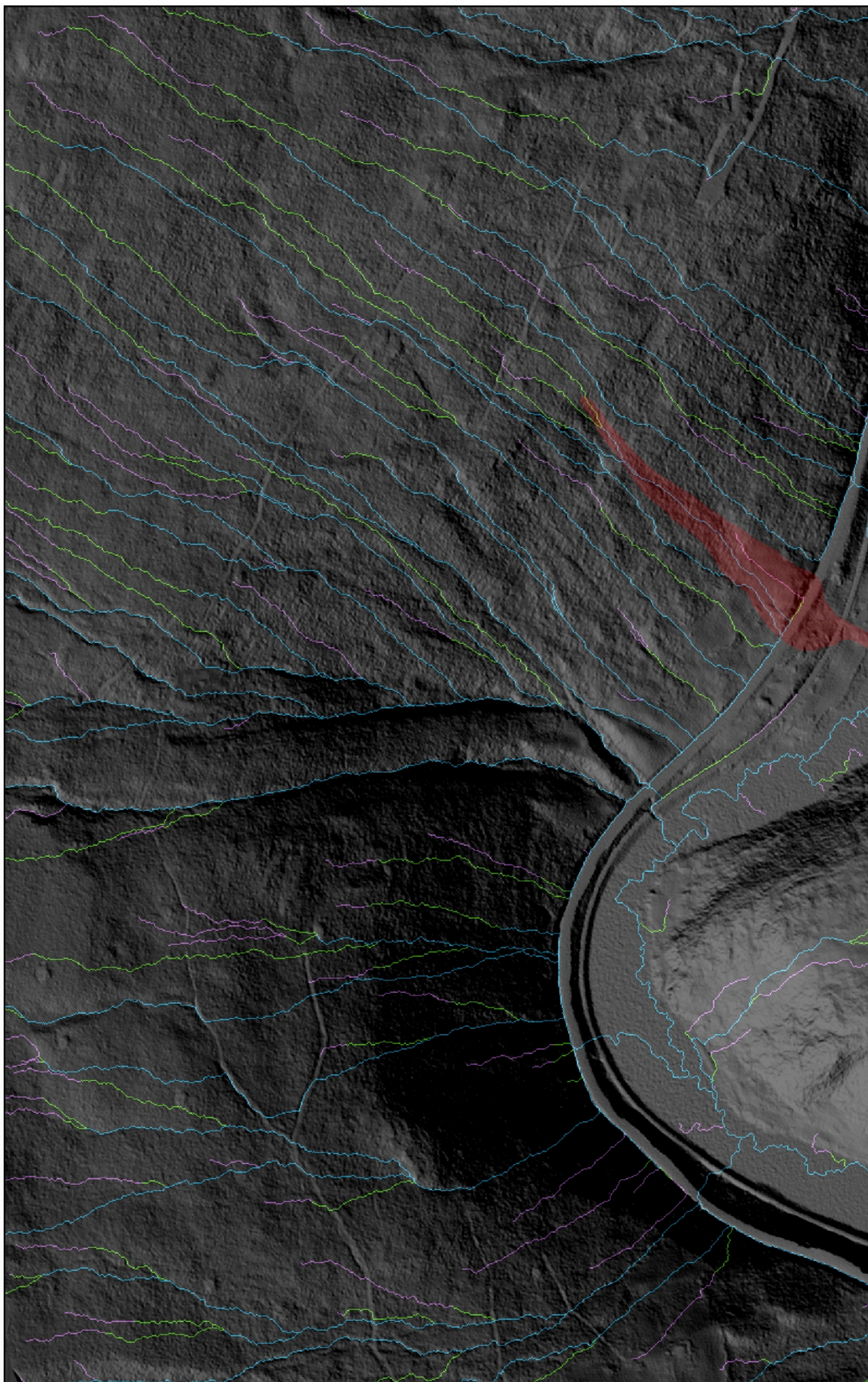
Projection: Transverse Mercator/WGS 1984

Kjelder: Raster (1m) basert på liddadata frå Statens Kartverk

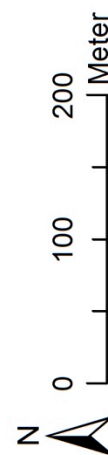
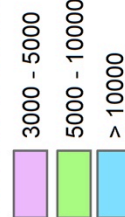
Guro S. Grøndalen
14.02.2015

Vedlegg F: Flow Accumulation

Konsentrasjon av overflateavrenning



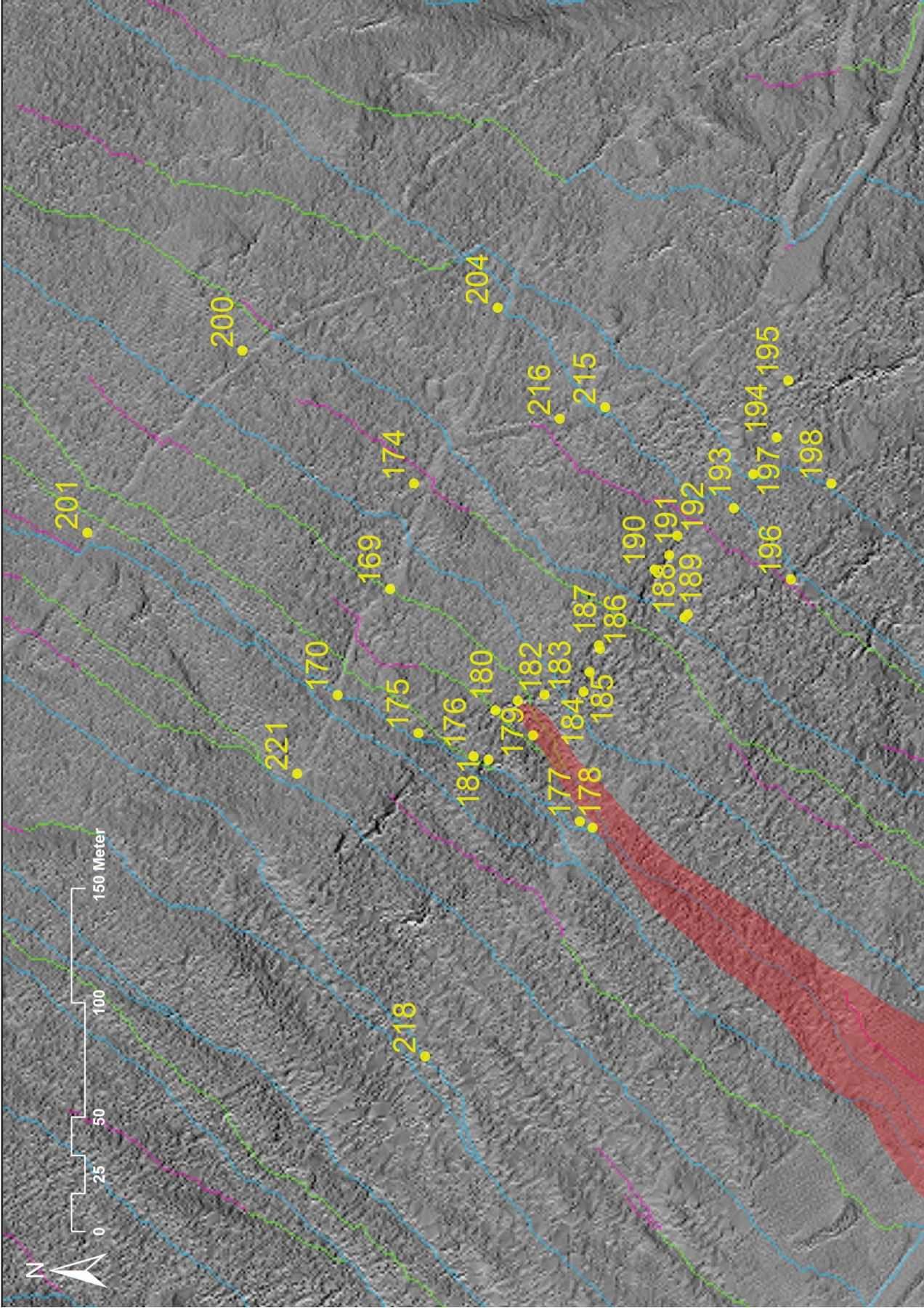
Akkumulert avrenning, antal celler oppstrøms for kanalen



Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 32N
Projection: Transverse Mercator/WGS 1984
Kjelder: Raster (1m) basert på lidar data fra Statens Kartverk

Guro S. Grøndalen
14.02.2015

Vedlegg G: Flow Accumulation m/profilkurvatur & GPS punkt.



Vedlegg H: Tabell for utrekning av terskelverdier

<i>KOTSØY</i>				
DATO	Varighet D [døgn]	Vanntilførsel WS [mm]	Kumulativ WS WSc [mm]	Kumulativ gj.snittsintensitet WSc/D [mm døgn]
13.08.13	1	16,6	16,6	16,6
12.08.13	2	23,9	40,5	20,3
11.08.13	3	1,1	41,6	13,9
10.08.13	4	0,2	41,8	10,5
09.08.13	5	7,5	49,3	9,9
08.08.13	6	0,5	49,8	8,3
07.08.13	7	1,9	51,7	7,4
06.08.13	8	0,3	52,0	6,5
05.08.13	9	0,1	52,1	5,8
04.08.13	10	3,2	55,3	5,5
03.08.13	11	0,5	55,8	5,1
02.08.13	12	0,0	55,8	4,7
01.08.13	13	20,5	76,3	5,9
31.07.13	14	19,4	95,7	6,8
30.07.13	15	0,2	95,9	6,4
29.07.13	16	0,2	96,1	6,0
28.07.13	17	5,6	101,7	6,0
27.07.13	18	0,0	101,7	5,7
26.07.13	19	0,1	101,8	5,4
25.07.13	20	0,0	101,8	5,1
24.07.13	21	0,0	101,8	4,8
23.07.13	22	0,1	101,9	4,6
22.07.13	23	0,5	102,4	4,5
21.07.13	24	1,0	103,4	4,3
20.07.13	25	4,8	108,2	4,3
19.07.13	26	2,0	110,2	4,2
18.07.13	27	5,5	115,7	4,3
17.07.13	28	14,6	130,3	4,7

ÅLEN

DATO	Varighet D [døgn]	Vanntilførsel WS [mm]	Kumulativ WS WSc [mm]	Kumulativ gj.snittsintensitet WSc/D [mm døgn]
13.08.13	1	4,9	8,9	8,9
12.08.13	2	36,0	40,9	20,5
11.08.13	3	0,6	41,5	13,8
10.08.13	4	1,9	43,4	10,9
09.08.13	5	8,1	51,5	10,3
08.08.13	6	0,1	51,6	8,6
07.08.13	7	0,9	52,5	7,5
06.08.13	8	0,2	52,7	6,6
05.08.13	9	0,0	52,7	5,9
04.08.13	10	3,5	56,2	5,6
03.08.13	11	0,0	56,2	5,1
02.08.13	12	0,0	56,2	4,7
01.08.13	13	18,2	74,4	5,7
31.07.13	14	11,5	85,9	6,1
30.07.13	15	0,0	85,9	5,7
29.07.13	16	0,0	85,9	5,4
28.07.13	17	6,2	92,1	5,4
27.07.13	18	0,0	92,1	5,1
26.07.13	19	0,0	92,1	4,8
25.07.13	20	0,0	92,1	4,6
24.07.13	21	0,0	92,1	4,4
23.07.13	22	0,0	92,1	4,2
22.07.13	23	0,1	92,2	4,0
21.07.13	24	3,3	95,5	4,0
20.07.13	25	5,0	100,5	4,0
19.07.13	26	3,9	104,4	4,0
18.07.13	27	5,2	109,6	4,1
17.07.13	28	8,9	118,5	4,2