

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

En studie av skredhendelsen på Stentrøa 22.
juni 2014 i Midtre Gauldal, Sør-Trøndelag

Synne Tveiten

Geologi

Innlevert: mai 2015

Hovedveileder: Terje Harald Bargel, IGB

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for geologi og bergteknikk

Mastertekst

Kandidatens navn: Synne Tveiten

Hovedtittel: Geologiske og hydrogeologiske forhold som gir fare for jord- og flomskred.
- En studie av skredhendelsen på Stentrøa 22. juni 2014 i Midtre Gauldal kommune, Sør-Trøndelag.

Mål:

De globale klimaendringene kan føre til større nedbørsmengder og nedbørsintensiteter i Norge, samtidig som det trolig vil bli hyppigere temperatursvingninger rundt 0 °C om vinteren. Disse forholdene gjør det sannsynlig at frekvensen for vannrelaterte skred vil øke, og det forventes at skred av denne typen vil utløses på steder hvor de til i dag har vært ukjent.

Med denne bakgrunnen er masteroppgavens formål å utvide våre kunnskaper om vannrelaterte skred, med spesiell vekt på geologiske og hydrogeologiske forhold som påvirker faren for skred.

Oppgavens innhold:

- Litteraturstudium om utløsningsmekanismer for grunne jordskred og flomskred.
- Detaljstudier av forhold som fører til kritisk reduksjon av stabiliteten i potensielle skredområder.
- Gjennomføre kartlegging av området rundt Stentrøa i Midtre Gauldal kommune i Sør-Trøndelag der det i juni 2014 ble utløst et løsmasseskred. Årsaken til skredhendelsen skal redegjøres, og tiltak for å forhindre eventuelle fremtidige hendelser skal vurderes.

Sammendrag

22. juni 2014 ble det utløst et løsmasseskred på Stentrøa i Midtre Gauldal kommune, Sør-Trøndelag. Skredet førte til at fylkesvei 30 ble stengt under opprydningsarbeidet av veibanen, men verken Rørosbanen, personer eller bygninger kom til skade. Målet med denne masteroppgaven har vært å undersøke skredet og de nærliggende skråningene for å få en forståelse av hva som forårsaket hendelsen. Det er i den forbindelse utført feltarbeid og analyser av meteorologiske data. Nedbørsmengdene i forkant av skredhendelsen er sammenlignet opp mot kritiske terskelverdier som angivelig fører til skred, samt at det er sett på døgnedbørens returperiode. Dataprogrammet ArcGIS er benyttet til etterarbeid. Det er laget en digital terrengmodell, et helningskart og kart med modellerte bekker. I tillegg er det utført et litteraturstudium som omhandler utløsningsmekanismer for grunne jordskred og flomskred, samt faktorer som påvirker skråningsstabilitet.

Det ble funnet at døgnedbøren 22. juni 2014 var 39 mm. Sammenlignet opp mot beregnede terskelverdier er dette en nedbørsverdi med skredutløsende potensial. Resultatene viser også at returperioden for observert nedbørsmengde avhenger av hvilken tidsperiode den sammenlignes med. Hvis døgnedbøren måles opp mot påregnelige maksimale nedbørsverdier fra 1960-2000, er returperioden 5-10 år, mens fra 2000-2010 er gjentaksintervallet mindre enn 5 år.

Studieområdet er preget av inngrep knyttet til skogbruk, og dette kan ha endret dreneringen i nedbørsfeltet. Det legges spesielt merke til et bekkeløp som skrår i terrenget 30-40 høydemeter ovenfor skredsåret. Dette bekkeløpet har liten kanaldybde, og erosjonsspor i terrenget viser at vann har oversvømt bekkeløpet på fire lokaliteter. Følgelig har dette skapt en situasjon med ukontrollerte vannstrømninger nedover skråningen. En sammenheng mellom endringer i skråningens dreneringsmønster, høye nedbørsmengder og økt porevannstrykk antas derfor å være den direkte utløsningsårsaken til løsmasseskredet. Tilleggsfaktorer som har destabilisert skråningen ytterligere kan ha vært berggrunnens lagdeling parallelt med skråningen, løsmassenes fine kornfraksjoner og en pågående nedbrytning av røtter.

Abstract

June 22nd 2014 a landslide occurred at Stentrøa, located in Midtre Gauldal in the eastern part of Sør-Trøndelag. The landslide did not cause any harm to either people or buildings, but county road 30 was closed during the clean-up operation. The aim of this master thesis has been to find what induced the landslide. Therefore field studies were undertaken. Meteorological data were collected to look at the distribution of the precipitation prior to the landslide. The data were also compared to critical threshold values believed to cause debris flows, and the return period was found. The software ArcGIS has been used in complementary work. There is produced a digital elevation model, a slope map and a flow accumulation map, as well as an observational map of the human interactions. In addition to the practical work there is carried out a theoretical study of triggering mechanisms for debris slides and debris flows, and factors influencing slope stability.

The measured precipitation of June 22nd was 39 mm. Compared to critical threshold values this precipitation could have been the triggering mechanism. The results also show that the length of the return period of the observed precipitation depends on what decade it is compared to. If it is compared to the period from 1960-2000 the return period will be 5-10 years, but compared to 2000-2010 it is less than 5 years.

The slope uphill from the landslide is affected by human actions related to forestry, and the drainage pattern of the slope might have changed because of this. Particularly one stream 30-40 m uphill from the initiation area is suspicious. This stream cuts across the slope in a horizontal manner and the depth of the course is shallow. Consequently, water has flooded the slope downhill. A connection between alternations of the drainage pattern, abundant precipitation and increasing pore pressures is believed to be the cause of the landslide. Additionally destabilizing factors could have been the bedding of the bedrock, the composition of the debris and degradation of tree roots.

Forord

Masteroppgaven er utført ved Instituttet for geologi og bergteknikk ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, og er skrevet for Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). Veileder har vært sjefsgeolog Terje Harald Bargel ved NVEs skred- og vassdragsavdeling i Region Midt. Arbeidet med oppgaven startet juli 2014 og ble ferdigstilt mai 2015.

Først vil jeg rette en stor takk til veileder Terje H. Bargel. Tusen takk for all veiledning, oppfølging og støtte, og ikke minst for alle historier du har delt med meg. I tillegg vil jeg takke Mari Helen Riise for sin hyggelige og faglige assistanse i felt, det hadde ikke vært det samme uten deg. Takk til PhD.-stipendiat Øysten Lid Opsal for gjennomlesing av masteroppgaven. En takk rettes også til min samboer og fotograf Wenzel Prokosch som har vist genuin interesse for mitt fagfelt. Takk for at du var med i felt og tok bilder, og takk for all hjelp med Word og Photoshop. Takk til overingeniør Rengifo Zenon Ortega på seksjonen for geoinformasjon ved NVEs hydrologiske avdeling for hjelp med dataprogrammet ArcGIS. En takk rettes også til sjefsingeniør Grethe Holm Midttømme ved NVEs tilsyns- og beredskapsavdeling i Region Midt som har bidratt med innspill på den hydrologiske delen av oppgaven.

Takk til alle medstudenter for en fantastisk fin studietid.

Omslagsbilde: Bilde av skredbanen på Stentrøa mot sørvest (Foto: Wenzel Prokosch)

Innholdsfortegnelse

Mastertekst	i
Sammendrag	iii
Abstract	v
Forord	vii
Innholdsfortegnelse	ix
Figurliste	xi
Kapittel 1 Innledning	1
Kapittel 2 Teori	3
2.1 Definerende begrep om skred og klassifisering	3
2.2 Kwartærgeologi og løsmasser	5
2.3 Hydrogeologi	10
2.3.1 Infiltrasjon av nedbør.....	12
2.4 Løsmasseskred og skredbane.....	14
2.5 Flomskred	15
2.5.1 Sammensetning og kornstørrelse	15
2.5.2 Pulsbølge og porevannstrykk.....	16
2.5.3 Skredbane	18
2.6 Betingelser for flomskred	19
2.7 Jordskred.....	21
2.7.1 Rotasjonsskred.....	21
2.7.2 Translasjonsskred	21
2.8 Betingelser for jordskred	22
2.8.1 Skråningshelning	22
2.8.2 Tilstedeværelse av løsmasser.....	23
2.8.3 Stabilitet i løsmasser	23
2.8.4 Utløsende faktorer	23
2.9 Skråningsstabilitet og destabiliserende faktorer	24
2.9.1 Generell skråningsstabilitet	25
2.9.2 Hydrologiske faktorer.....	27
2.9.3 Geologiske faktorer	28
2.9.4 Geomorfologiske faktorer.....	31
2.9.5 Vegetasjonens påvirkning.....	32
2.9.6 Menneskelig påvirkning på stabilitet.....	35
2.10 Klima	38
2.10.1 Klima i Norge	38
2.10.2 Klimaendringer	39
2.10.3 Sammenheng mellom skred og klima	40
2.10.4 Returperioder for ekstremverdier	42
Kapittel 3 Metode	45
3.1 Litteraturstudier	45
3.2 Feltbefaringer.....	45
3.3 Nedbørsdata	46

3.4	Analyser utført i ArcGIS	46
3.4.1	Observasjonskart	46
3.4.2	Digital terrengmodell	47
3.4.3	Helningskart	47
3.4.4	Kart som viser akkumulasjon av vann	47
Kapittel 4	Områdebeskrivelse	49
4.1	Berggrunnsgeologi	51
4.2	Kvartærgeologi	51
4.3	Meteorologiske målestasjoner	54
4.4	Tidligere skredhendelser	55
Kapittel 5	Resultater	57
5.1	Vegetasjon	57
5.2	Menneskelig aktivitet	59
5.3	Beskrivelse av skred	61
5.3.1	Løsmasser	61
5.3.2	Løsneområde	63
5.3.3	Skredløp	65
5.3.4	Utløpsområde	69
5.4	Område ovenfor skredet	71
5.5	Klima	75
5.5.1	Nedbørshistorikk	75
5.5.2	Terskelverdier for nedbør	77
5.5.3	Returperioder for døgnetnedbør	79
Kapittel 6	Diskusjon	83
6.1	Geomorfologiske faktorer	83
6.2	Geologi og løsmasser	84
6.3	Klimatiske faktorer	85
6.3.1	Terskelverdier	85
6.3.2	Returperioder	86
6.4	Overliggende bekk	87
6.5	Vegetasjon	90
6.6	Menneskelige påvirkninger	90
6.7	Klassifisering av skredet	91
6.8	Forslag til tiltak	92
Kapittel 7	Konklusjon	93
Kapittel 8	Etterord	95
Kapittel 9	Referanser	97
Vedlegg A	I
Vedlegg B	VII

Figurliste

Figur 1.1: Oversiktskart over dalføret mellom Støren og Hessdalen	2
Figur 2.1 Klassifisering av skred basert på materialinnhold	4
Figur 2.2: Klassifikasjonsskjema for flisighet og stenglighet	5
Figur 2.3: Visuell inndeling av rundingsgrad av steiner i fire klasser.....	6
Figur 2.4: Jord som et trefaset material	7
Figur 2.5: Sammenheng mellom kornstørrelse og vannlagringsegenskaper i sedimenter	7
Figur 2.6: Volumendringer i jordarter ved skjærpåkjenning	8
Figur 2.7: Klassifisering av jordarter basert på kornstørrelse	9
Figur 2.8: Klassifisering av jordarter ut ifra fysiokjemiske egenskaper.....	9
Figur 2.9: Hydraulisk konduktivitet for noen typiske jordarter.....	10
Figur 2.10: Soneinndeling av vann under terrengoverflaten i umettet og mettet sone.....	12
Figur 2.11: Sammenheng mellom infiltrasjonskapasitet og nedbørsrate	13
Figur 2.12: Inndeling av skredbane i løснеområde, skredløp og utløpsområde	14
Figur 2.13: Inndeling av bølge i hale, kropp og hode.....	17
Figur 2.14: Tidsserie av porevannstrykk og glideavstand	18
Figur 2.15: Hovedårsaker til utløsning av flomskred	20
Figur 2.16: To typer jordskred.....	22
Figur 2.17: Likevektsvurdering for translasjonsskred.....	25
Figur 2.18: Illustrasjon for likevektsvurdering av rotasjonsskred.....	26
Figur 2.19: Effektivspenninger i et jordelement.....	27
Figur 2.20: Orientering av bergartslagdeling i en skråning.....	29
Figur 2.21: Typisk lagdeling i en norsk morene.....	30
Figur 2.22: Porevannstrykkoppbygging ved endring i skråningshelning.....	31
Figur 2.23: Tre typer skråningsformer	32
Figur 2.24: Sammenheng mellom jordlagets tykkelse og røtter.....	34
Figur 2.25: Rotsystemer	34
Figur 2.26: Endring i røttenes bidrag på stabilitet antall år etter tømmerhogst.....	35
Figur 2.27: Endring av skråningshelning og massefordeling	36
Figur 2.28: Fem ulike interaksjoner mellom vann og skogsbilveier i en skråning	37
Figur 2.29: Geografisk fremstilling av klimasoner i Norge	39
Figur 2.30: Inndeling av Sør- og Nord-Norge i 13 ulike regioner	40
Figur 2.31: Sammenheng mellom intensitet på vanntilførsel og varighet.....	42
Figur 2.32: Endring i ekstremnedbør og skredaktivitet.....	43
Figur 4.1: Kartutsnitt med lokalisering av studieområde	49
Figur 4.2: Bilde over dalføret ved Stentrøa.	50
Figur 4.3: Kartutsnitt som viser studieområdets avgrensing	50
Figur 4.4: Bergartene i studieområdet	51
Figur 4.5: Rekonstruksjon av brebevegelsesfaser i Sør-Trøndelag.....	52
Figur 4.6: Løsmassekart for studiområdet.....	53
Figur 4.7: Meteorologiske målestasjoner	54
Figur 4.8: Tidligere skredhendelser mellom Kotsøy og Stentrøa.....	55

Figur 5.1: Bilde av vegetasjon.....	57
Figur 5.2: Avskoget område med vekster av bringebærbusker og gress.....	58
Figur 5.3: Spor fra motorisert kjøretøy	58
Figur 5.4: Kart med menneskelige inngrep i studieområdet	59
Figur 5.5: Stikkrenner	60
Figur 5.6: Høydeprofil fra fylkesvei 30 og opp til rundt 365 moh.....	61
Figur 5.7: Separasjon av løsmasseprøve fra skredsåret i Almåskroken.....	62
Figur 5.8: Bilde av bruddkant.....	64
Figur 5.10: Større blokker under overliggende torv.....	64
Figur 5.11: Amfibolitt med rustrøde forvitningsflater	65
Figur 5.13: Massiv bergart til høyre i bildet er glimmergneis.....	66
Figur 5.14: Flisige og stenglige blokker av glimmerskifer	66
Figur 5.15: Rustet glimmerskifer i skredløpet.....	66
Figur 5.16: Forvitningsprofil av amfibolitt.....	67
Figur 5.17: Skredkanaler av glimmerskifer.....	68
Figur 5.18: Område mellom skredkanalene	68
Figur 5.19: Rotsystemer som har blitt synlige ved at skredmassen har erodert.....	69
Figur 5.20: Skredets utløp på fylkesvei 30, 22. juni 2014	69
Figur 5.21: Tegning av skredet som viser omtrentlige forhold i skredbanen.....	70
Figur 5.22: Øverste delen av skredet og sti ovenfor.....	71
Figur 5.23: Vannveien følger sti før den svinger av ned skråningen	72
Figur 5.24: Tolkede vannveier har erodert skråningen, tar inn på sti og følger den.	72
Figur 5.25: Oversvømmelse av bekkeløp som har ført til vann ”på ville veier”.....	73
Figur 5.26: Oversvømmelse av bekkeløp.....	73
Figur 5.27: Oversvømmelse av bekkeløp.....	74
Figur 5.28: Oversvømmelse av bekkeløp.....	74
Figur 5.29: Kart som viser bildenes posisjon i terrenget.....	75
Figur 5.30: Døgnverdier for nedbør ved Kotsøy målestasjon	76
Figur 5.31: Nedbør per time ved målestasjon på Kotsøy i perioden 21-23. juni 2014	76
Figur 5.32: Observert akkumulert nedbør fra Kotsøy 20. juni kl. 08.00 til 22. juni	78
Figur 5.33: Observasjoner av akkumulert nedbør fra Kotsøy 21. juni kl. 08.00 til	78
Figur 5.34: Sammenligning av månedsnedbør mellom målestasjoner.....	80
Figur 6.1: Vannføring i bekken under befaring 23. juni 2014	89
Figur 6.2: Observasjonskart av vannveier kartlagt under feltbefaringer.....	89
Figur 6.3: Skråningens helning gjør at vann fra grøften	91
Figur 8.1: Illustrasjon som viser lokalitet av ny stikkrenne	95
Figur 8.2: Ny stikkrenne.....	96
Figur 8.3: Nybygget voll	96

Kapittel 1 Innledning

Skred er en naturlig geologisk prosess og defineres som en nedadgående bevegelse av skråningsmaterialer bestående av stein, jord, snø, kunstige fyllmasser eller en kombinasjon av disse (Highland & Bobrowsky 2008). Skred utgjør en stor fare for menneskeliv og infrastruktur, og i løpet av de siste 150 årene har mer enn 2000 mennesker mistet livet i ulike skredulykker i Norge (Jaedicke et al. 2008).

Jord- og flomskred faller inn under kategorien løsmasseskred, og blir ofte utløst av nedbør og/eller snøsmelting (Wieczorek 1996). I tillegg kan vegetasjon, geologi, løsmasser, geomorfologi og menneskelig aktivitet virke destabiliserende på skråninger. Klimamodeller spår at nedbørsmengdene i fremtiden i Norge vil øke, og at det blir flere hendelser med ekstrem nedbør. Disse endringene kan føre til en økning i frekvensen av skred og at flere områder blir skredutsatt. For eksempel er det forventet en økning i antall jordskred fra Trøndelag og nordover (GeoExtreme 2008).

Skredet som blir omtalt i denne oppgaven er lokalisert på Stentrøa i det 65 km lange dalføret mellom Støren og Hessdalen i Sør-Trøndelag, se Figur 1.1. Dalføret består hovedsakelig av bratte, skogkledde skråninger med vekslende tynne og tykke moreneavsetninger. Dette gjør at potensialet for løsmasseskred er tilstede, og spesielt fra Kotsøy til Stentrøa er de fleste registrerte skredhendelsene uspesifiserte løsmasseskred (Skrednett 2015). De mange skredene i dalføret gjør at lokalbefolkningen ikke føler seg trygge, og at Rørosbanen og fylkesvei 30 i flere tilfeller stenges. For å få en bedre oversikt over skredutsatte områder og hvilke skredsikringstiltak som må gjøres, utførte Statens vegvesen Region midt en skredfarekartlegging av den aktuelle strekningen i 2014. Denne masteroppgaven har imidlertid vært en del av NVEs skredundersøkelser i forbindelse med moreneprosjektet til PhD.-stipendiat Øystein Lid Opsal.

1. Innledning

Det omtalte skredet ble utløst etter en nedbørsperiode 22. juni 2014. I oppgaven forsøkes det gjennom feltarbeid, analyse av nedbørsdata og GIS-analyser å finne årsaken til skredhendelsen. I tillegg er det utført et litteraturstudium hvor utløsningsmekanismer for grunne jordskred og flomskred, og destabiliserende faktorer blir belyst.



Figur 1.1: Oversiktskart over dalføret mellom Støren og Hessdalen. Det omtalte skredet er lokalisert på Stentrøa, angitt med rød sirkel (Statens kartverk 2015).

Kapittel 2 Teori

Forestående kapittel inneholder teori som bidrar til å få økt kunnskap innen skredteori og skredproblematikk. Kapittelet gir først en kort innføring i skredklassifisering, løsmasser og hydrogeologi. Deretter rettes fokuset mot jord- og flomskred, deres utløsende mekanismer og faktorer som påvirker skråningsstabilitet. Avslutningsvis kommer et delkapittel om klima som belyser klimaendringer, og en eventuell sammenheng mellom skred og klima.

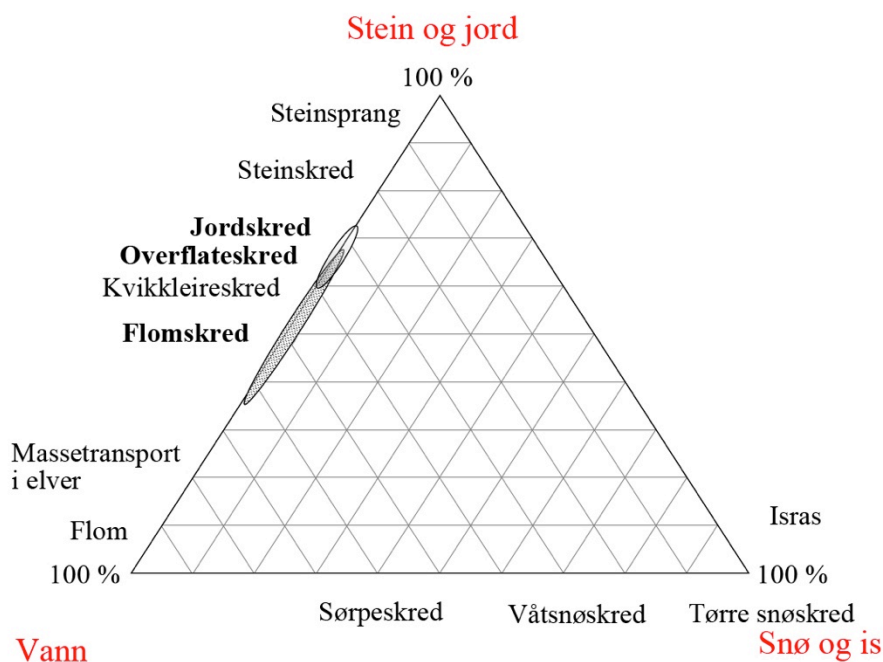
2.1 Definerende begrep om skred og klassifisering

Innen fagfeltet skred er det et stort spekter av definisjoner og beskrivelser. Denne diversiteten gjenspeiler at naturen er meget kompleks, og at det ikke finnes noen enkel måte å klassifisere skred på. Skred kan likevel defineres og beskrives som en nedadgående massebevegelse av stein, snø, jord eller vegetasjon under påvirkning av tyngdekraften (Highland & Bobrowsky 2008). Dette er en meget vid definisjon og en videre kategorisering er utviklet. Det mest kjente klassifiseringssystemet er utarbeidet av Varnes (1978, som sitert av Cruden & Varnes 1996) som skiller skredene ut ifra materialtype og bevegelse, Tabell 2.1. Tabellen deler materialtyper inn i fjell (*bedrock*) og jord (*soils*) (Cruden & Varnes 1996). Sistnevnte grupperes som enten grove (*debris* < 80 % sand eller mindre fraksjonsstørrelse) eller fine løsmasser (*earth* > 80 % sand eller mindre fraksjonsstørrelse) (Hungr et al. 2001). Mens skredbevegelser klassifiseres som enten: utfall (*falls*), velting (*topples*), utglidning (*slides*), spredning (*spreads*) eller flomskred (*flows*) (Cruden & Varnes 1996).

Tabell 2.1: Klassifisering av skråningsbevegelser (modifisert etter Cruden & Varnes 1996).

TYPE OF MOVEMENT	MATERIAL		
	BEDROCK	ENGINEERING SOILS	
		COARSE	FINE
Fall	Rock fall	Debris fall	Earth fall
Topple	Rock topple	Debris topple	Earth topple
Slide	Rock slide	Debris slide	Earth slide
Spread	Rock spread	Debris spread	Earth spread
Flow	Rock flow	Debris flow	Earth flow

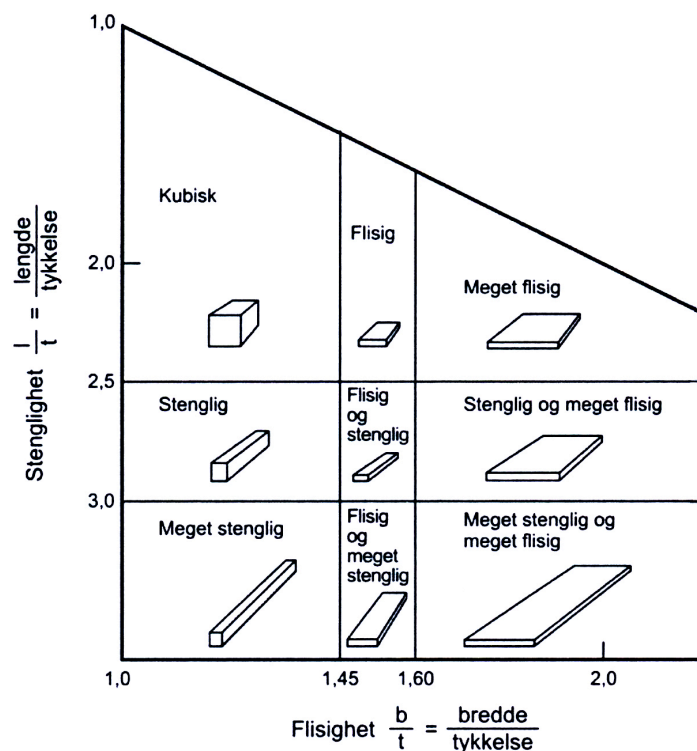
Tabell 2.1 viser en skjematisk oversikt over skråningsbevegelser, men tar ikke hensyn til vann og snø. Siden skred kan inneholde disse materialene, er det laget et trekantdiagram som inkluderer alle materialtypene, se Figur 2.1. Diagrammet har tre hovedkomponenter: vann, snø og is, og stein og jord. Hvert hjørne representerer 100 %, mens mellomliggende skredtyper er variasjoner av hovedkomponentene (Norem & Sandersen 2014).



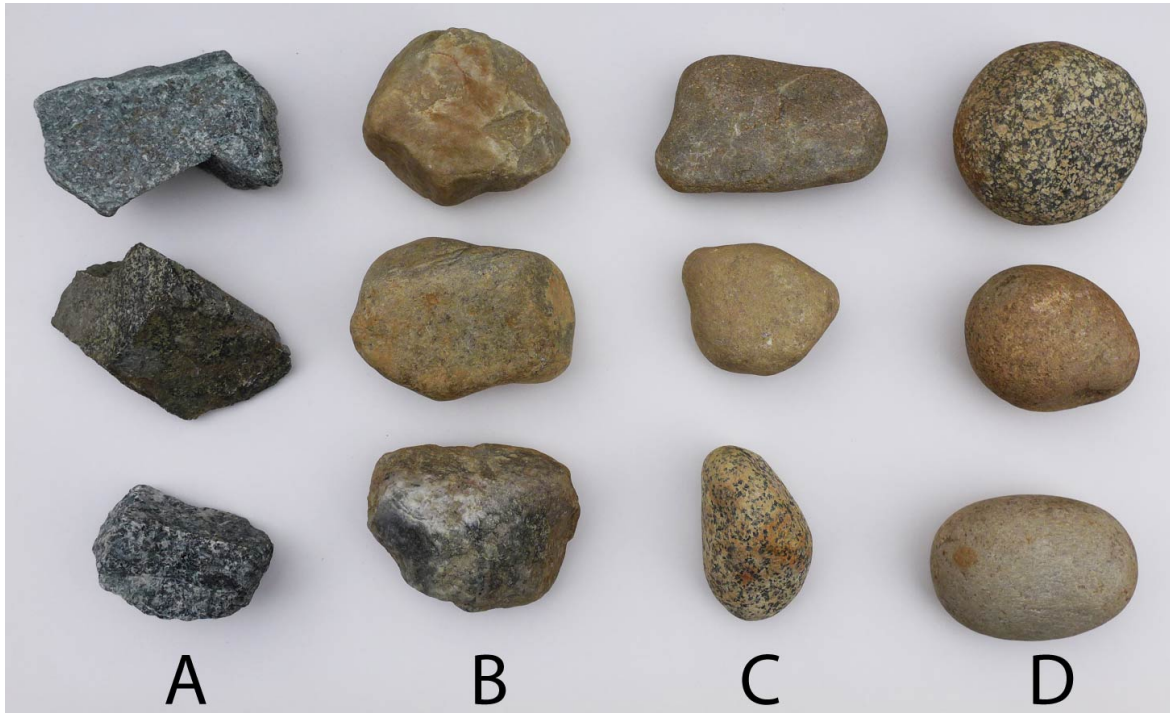
Figur 2.1 Klassifisering av skred basert på materialinnhold (modifisert etter Norem & Sandersen 2014).

2.2 Kvantærgeologi og løsmasser

Isbreer som er i bevegelse har en eroderende effekt på underlaget fordi de påfører underlaget så store trykk at det plukkes og rives løs bruddstykker fra berggrunnen. Fragmentene transporteres videre enten under eller i breen, hvor de knuses og males ned til fine korn (Thoresen 2009). I denne prosessen fjernes det meste av forvitret fjell og det blir et tydelig skille mellom den faste berggrunnen og løsmassene (Sandersen 2014). Løsmassene sies å være umodne og mineralogien primær, med unntak av det øverste laget i jordartsprofilen. Korttransporterte løsmasser, slik som morene, er ofte preget av underliggende berggrunn selv om det kan ha skjedd en viss innblanding av andre bergarter under istransporten. Det betyr at løsmassene vil ha lignende mineralogi som berggrunnen. Petrografien bestemmer også i stor grad materialets kornform. Et flisig og stenglig material, se Figur 2.2, stammer mest sannsynlig fra glimmerholdige bergarter som skifer og fyllitt, mens mer likesidete korn har opphav fra kvarts- og feltspatholdige bergarter som granitt og gneis. Kornfragmenter større enn 0,06 mm, fra sand og oppover, klassifiseres som enten kantet, avrundet eller en mellomting, se Figur 2.3. Kornformen er en viktig faktor fordi den påvirker jordens skjærstyrke, der kantede korn gir størst stabilitet. (Brattli 2014).

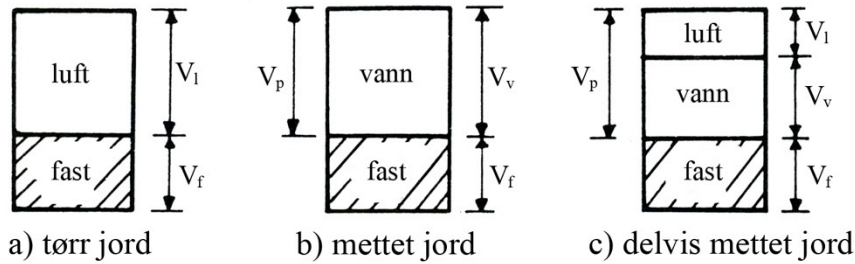


Figur 2.2: Klassifikasjonsskjema for flisighet og stenglighet (Brattli 2014).

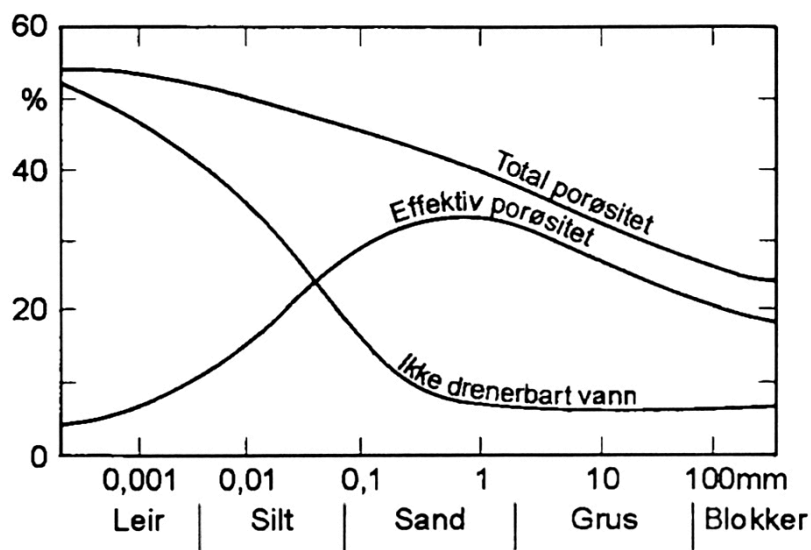


Figur 2.3: Visuell inndeling av rundingsgrad av steiner (60-100 mm) i fire klasser: a) kantet, b) kantrundet, c) rundet og d) godt rundet (Foto Terje H. Bargel).

I tillegg til faste partikler består løsmasser av porer som enten er fylt med vann, luft eller begge deler, og poreinnholdet avgjør om de er tørr, mettet eller delvis mettet, se Figur 2.4 (Smith & Smith 1998). Hvor stor andel porene utgjør av enhetsvolumet benevnes som porøsitet, og er avhengig av sorteringsgrad, kornstørrelse, kornform, pakningsgrad samt orientering av kornene. Dette er en total porøsitet, dvs. den omfatter alle porer. I virkeligheten kan noen porer være avstengt og være lite gjennomtrengelige for væsker. Noe av vannet vil også være bundet til partiklene og dermed ikke drenerbart. Derfor skilles det mellom total porøsitet og effektiv porøsitet, som er definert som volmet av de drenerbare porene. Figur 2.5 viser sammenhengen mellom ikke-drenerbart vann, total- og effektiv porøsitet (Brattli 2009).



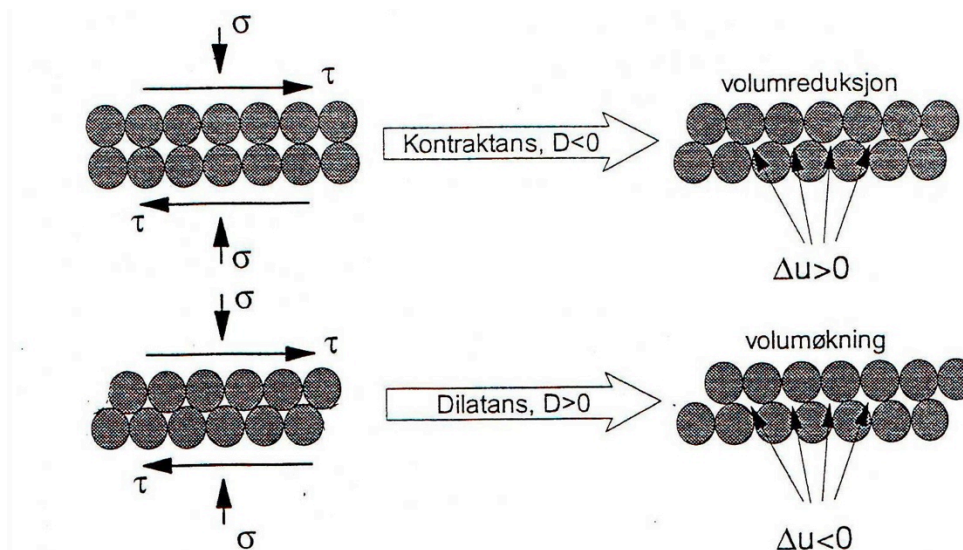
Figur 2.4: Jord som et trefaset material, a) tørr jord, b) mettet jord og c) delvis mettet jord (modifisert etter Smith & Smith 1998).



Figur 2.5: Sammenheng mellom kornstørrelse og vannlagringssegenskaper i sedimenter. Fine kornfraksjoner (silt og leir) har høy total porøsitet, men lav effektiv porøsitet fordi vann er bundet til partiklene og ikke drenerbart. Sand har høyest effektiv porøsitet fordi vann dreneres lett bort (Brattli 2009).

Løsmasser har ulik pakningsgrad og har enten en fast eller løs lagring. Pakningsgraden avgjør i stor grad hvordan materialet deformeres ved påførte skjærspenninger. Et material med en løs lagring vil ved påførte skjærspenninger gli over hverandre og få en tettere pakning. Denne bevegelsen fører til at kornskjelettet faller delvis sammen, og punktlastene som virker mellom kornene avtar. På grunn av dette avtar effektivspenningen, σ' . Totalspenningen, σ , er den samme, og derfor må poretrykket, μ , øke for at totalspenningen skal opprettholdes. Dette fenomenet kalles kontraktans. En motsatt situasjon oppstår hvis kornene i et material har en fast lagring. Da vil materialkornene prøve å "klatre" over hverandre, noe som resulterer i en volumøkning. Følgelig skjer det en reduksjon i

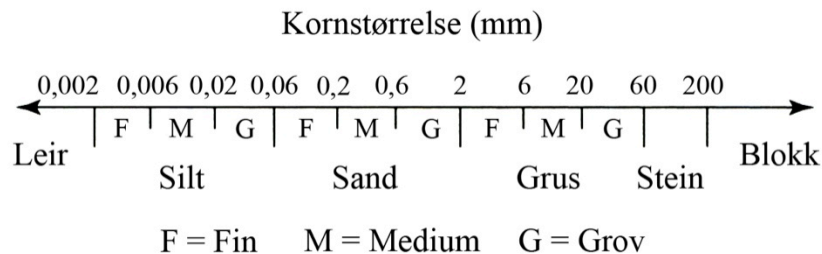
porevannstrykket og materialet sies å ha en dilatant oppførsel. De to forholdene er vist i Figur 2.6 (Emdal 2014).



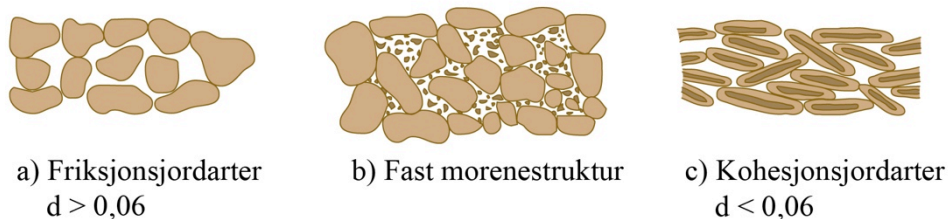
Figur 2.6: Volumendringer i jordarter ved skjærpåkjenning: a) et løst material får volumreduksjon og mindre porerom, b) et material med fastere pakningsgrad får volumøkning og mer porerom (Emdal 2014).

Jordarter klassifiseres på forskjellige måter. For ingeniørmessige formål deles jordarter inn etter kornfordeling, se Figur 2.7. Partiklene navngis enten som blokk, stein, grus, sand, silt eller leir, hvor de fire sistnevnte også har en fininndeling i enten grov, middels eller fin (Brattli 2014). Med tanke på praktiske formål er det derimot lagt vekt på jordartenes dannelse og deres karakteristiske trekk. Jordartene skilles da ut ifra kornstørrelse, sortering, porøsitet, permeabilitet og pakningsgrad. Jordarter basert på genetisk opprinnelse er for eksempel morene, fluviale- og glasifluviale avsetninger, hav- og fjordavsetninger og skredmateriale (Thoresen 2009). En annen metode er å klassifisere jordartene ut ifra fysiokjemiske egenskaper, dvs. hvor godt jordartens kornstruktur henger sammen. Denne metoden gir en inndeling i friksjonsjordarter og kohesjonsjordarter, se Figur 2.8. Friksjonsjordarter består av korn med diameter større enn 0,06 mm (sand og større fraksjoner) og har store porerom hvor vann lett sirkulerer. Ved påførte spenninger og deformasjoner, overføres kreftene direkte mellom kornene som friksjon (Brattli 2014). Dette gjør at partiklene pakkes tettere sammen ved økende normalspenninger, og de vil derfor tåle en større skjærspenning før glidninger mellom partiklene skjer (Powrie 2004). Kohesjonsjordarter består av mineralske fragmenter med diameter mindre enn 0,06 mm,

dvs. silt og leir. Partiklene holdes sammen av elektrostatiske krefter og av vannhinner på overflaten til mineralene. På grunn av disse to ulike egenskapene er jordartenes skjærstyrke vidt forskjellige, og friksjonsjordarter er i hovedsak sterkere (Brattli 2014).



Figur 2.7: Klassifisering av jordarter basert på kornstørrelse (modifisert etter Powrie 2004)

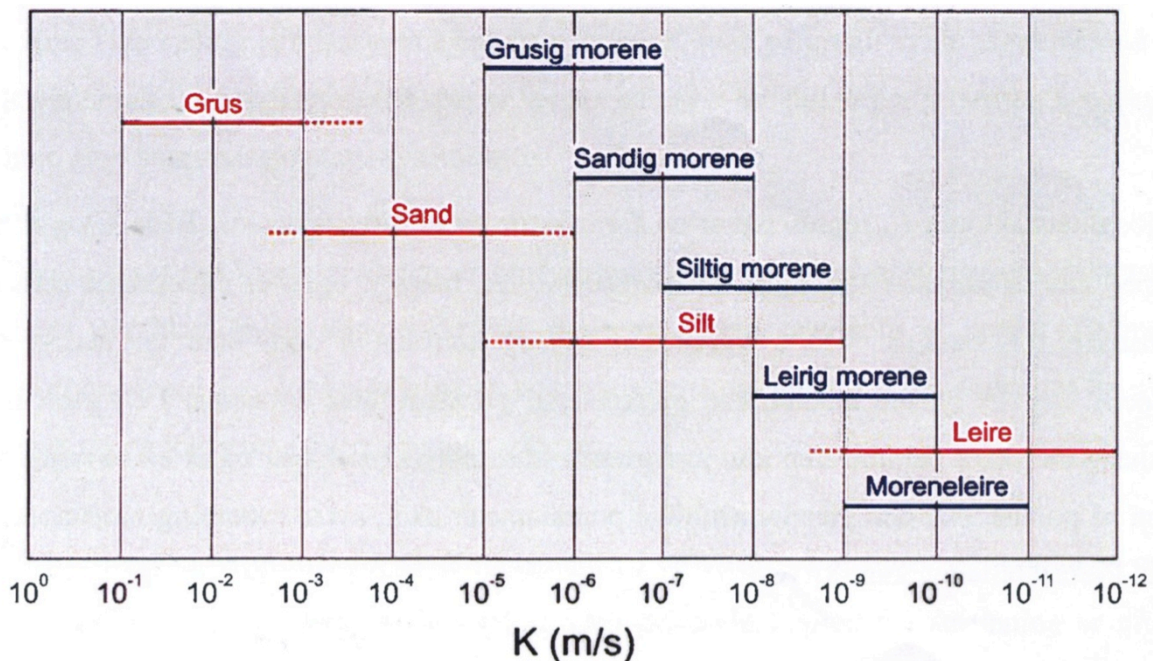


Figur 2.8: Klassifisering av jordarter ut ifra fysiokjemiske egenskaper: a) friksjonsjordart, b) fast morenestruktur og c) kohesjonsjordart (modifisert etter Anleggsteknikk (u.å.)).

Nesten alle løsmassene i Norge knyttes til istidene i Kvartær for ca. 2,7 millioner-11 500 år siden. Denne perioden var preget av klimasvingninger og vekslet mellom istider og mellomistider. Imidlertid fantes det for det meste av tiden relativt små isdekker. For omtrent 900 000 år siden skjedde det derimot en endring, og isdekkene ble større. Innlandsisen som lå over Skandinavia vokste og bredte seg sørover på kontinentet (Vorren & Mangerud 2007). Den siste store istiden kalles Weichsel, og inntraff for 115 000-120 000 år siden (Thoresen 2009). Innad i Weichsel var det også istider og mellomistider. Iskappen rykket kraftig frem for 27000-25000 år siden, før den deretter trakk seg tilbake for 20000-18500 år siden (Olsen et al. 2013). Etter dette startet nedsmeltingen og det antas at de siste restene av breen var borte for ca. 8500 år siden (Prestvik et al. 1995).

2.3 Hydrogeologi

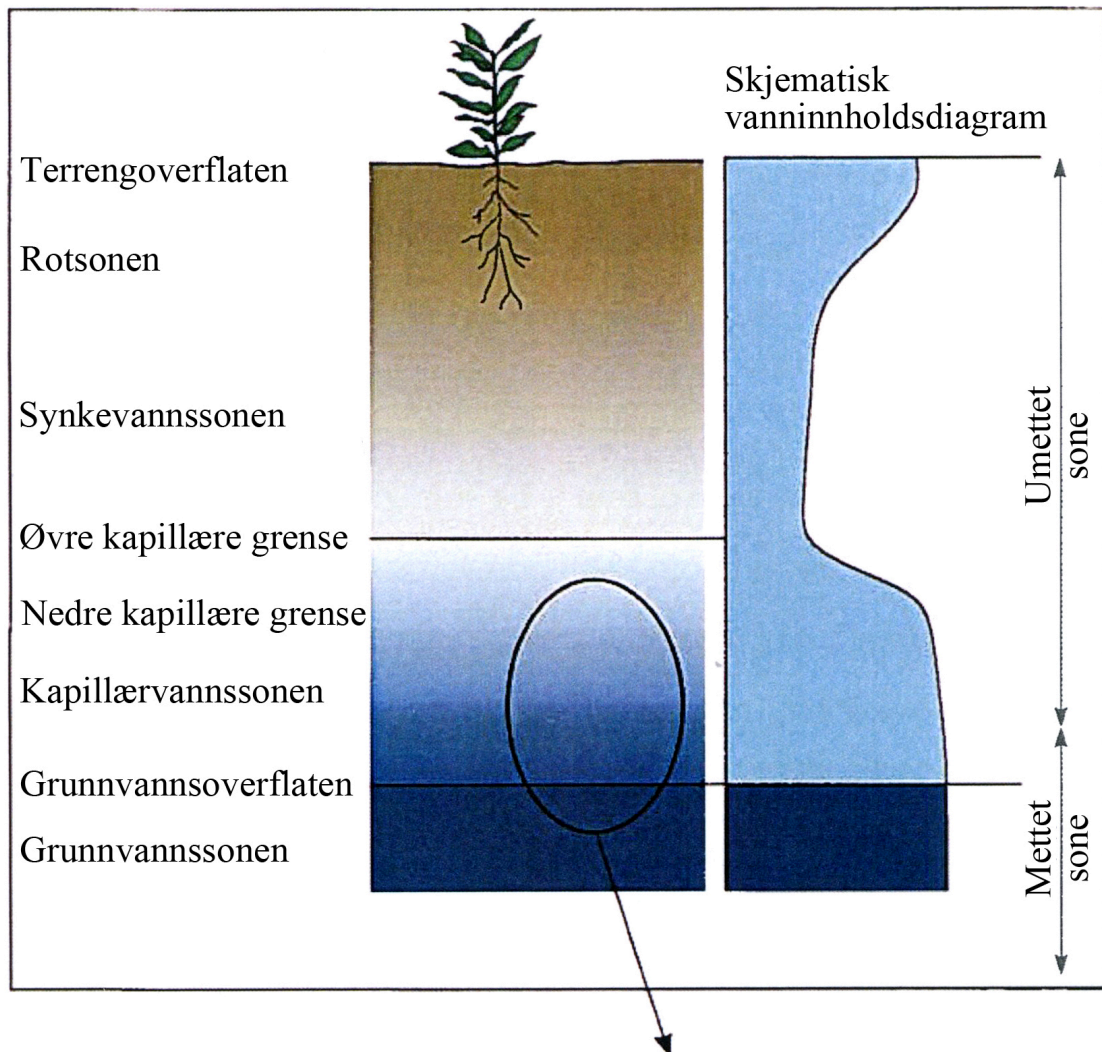
Hydrogeologi omhandler forholdet mellom geologiske materialer og prosesser med vann (Fetter 2001). Vann som opptrer i grunnen fordeles i det geologiske materialet ved å strømme fra pore til pore. Hvor lett væsken strømmer beskrives av den hydrauliske konduktiviteten, K , og høy hydraulisk konduktivitet tilsier at væsken strømmer lettere. Konduktiviteten avhenger av materialets og væskens egenskaper, se Figur 2.9 (Brattli 2009).

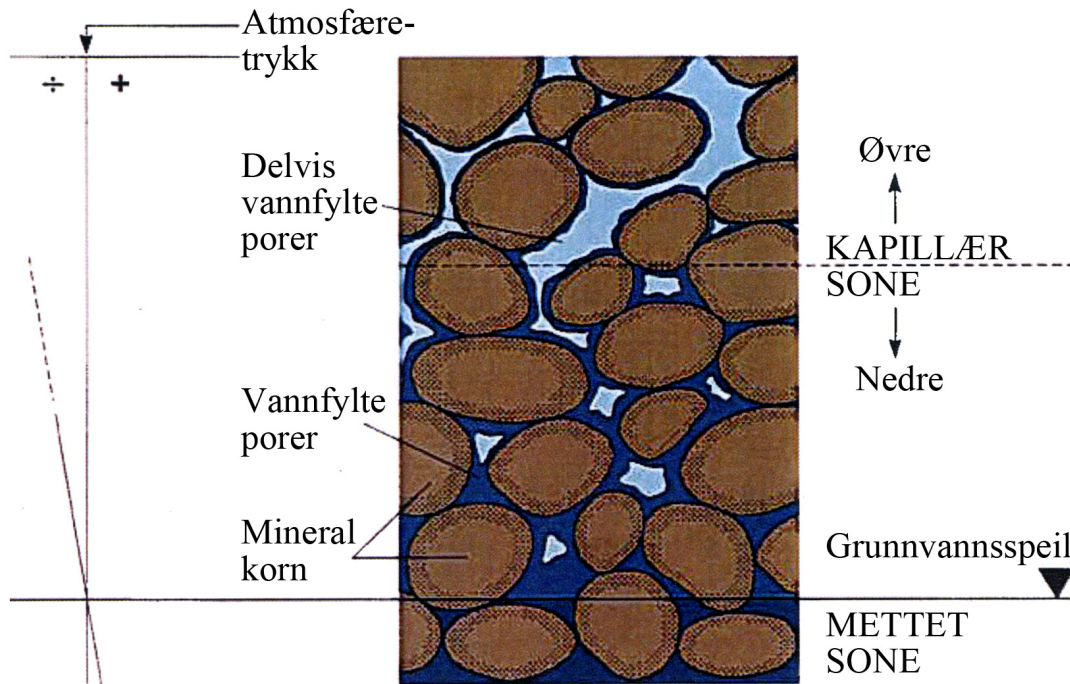


Figur 2.9: Hydraulisk konduktivitet for noen typiske jordarter. Konduktiviteten avhenger av kornstørrelse og avtar med minkende kornfraksjoner (Brattli 2009).

Et typisk jordartsprofil har en inndeling i umettet og mettet sone, se Figur 2.10. Porevolumet i umettet sone består av både vann og luft, og deles inn i rotsone, synkevannssone og kapillærvannssone. Rotsonen er den øverste delen og begrenses av røttenes utstrekning. Vanninnholdet avhenger av røttenes oppsug, noe som avtar nedover i rotsonen. Under rotsonen kommer synkevannssonen. Fuktigheten i denne sonen opptrer i form av vannhinner bundet til mineralpartikler og som vann i mikroporer. Vann som ikke bindes, perkolerer videre ned mot grunnvannsspeilet under påvirkning av tyngdekraften. Gradvis går synkevannssonen over i kapillærvannssonen, som er sonen mellom grunnvannsoverflaten og nivået for vannets høyeste kapillære stigning. Under

kapillærvannssonen kommer grunnvannssonen hvor alle porene er fylt med vann og dermed vannmettet. Det hydrostatiske trykket er større enn atmosfæretrykket i den mettede sone, mens vanntrykket i den umettede er mindre. Dette skaper en trykkforskjell, og vann vil stige fra mettet til umettet sone (Brattli 2009).





Figur 2.10: Øverst: skjematisk soneinndeling av vann under terrengoverflaten i umettet og mettet sone. Nederst: nærbilde av kapillærvannssonen. Vanninnholdet og porevannstrykket er størst i den nedre kapillærsone og avtar oppover i profilet (modifisert etter Brattli 2009).

2.3.1 Infiltrasjon av nedbør

Det antas at 8-35 % av den totale årlige nedbøren ikke når bakken, fordi den fanges opp av vegetasjon og fordampes (intersepsjon). Det resterende vannet faller ned på bakken, hvor det videre infiltreres ned i jordsmonnet eller renner av som overflateavrenning. Forholdet mellom overflateavrenning og infiltrasjonen avhenger av jordens infiltrasjonskapasitet og markfuktighet. Infiltrasjonskapasiteten er størst i jordarter bestående av løs jord, grov kornstørrelse, lav markfuktighet og et porøst topplag (Brattli 2009).

Mengden regnvann som infiltreres beskrives ved følgende ligning (Horton, 1933, 1940, som sitert av Brattli 2009):

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad 2.1$$

der

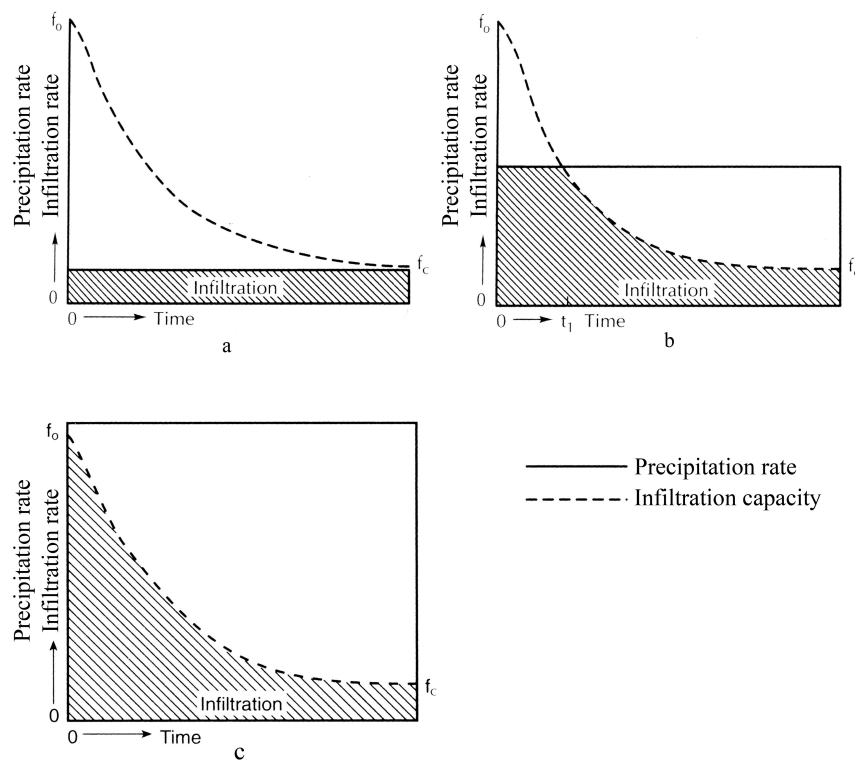
f_p = infiltrasjonskapasiteten ved et gitt tidspunkt (m/s)

f_c = infiltrasjonskapasiteten ved likevekt (m/s)

f_0 = begynnende infiltrasjonskapasitet (m/s)

k = konstant, som beskriver hvor raskt infiltrasjonskapasiteten avtar (1/s)

Ligning 2.1 viser at hvis nedbørsmengden pr. tidsenhet er lavere enn f_c , infiltreres all nedbør. Hvis nedbørsmengden er større enn f_c , men mindre enn f_0 , infiltreres nedbøren i begynnelsen av nedbørsperioden, mens nedbøren etter hvert renner av som overflateavrenning. Er derimot nedbørsmengden større enn f_0 , dannes det overflateavrenning helt fra starten av, se Figur 2.11 (Fetter 2001).

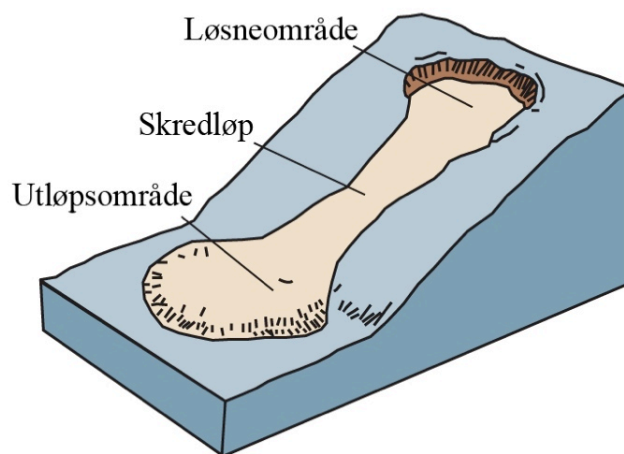


Figur 2.11: Sammenheng mellom infiltrasjonskapasitet og nedbørsrate: a) nedbørsraten er mindre enn infiltrasjonskapasiteten ved likevekt, og all nedbør infiltreres, b) nedbørsraten er større enn infiltrasjonskapasiteten ved likevekt, og gjør at bare nedbøren i starten infiltreres, c) nedbørsraten er større enn opprinnelig infiltrasjonskapasitet og overflateavrenning dannes umiddelbart (modifisert etter Fetter 2001).

2.4 Løsmasseskred og skredbane

Skred som utløses i løsmasser kalles løsmasseskred, og det skilles mellom fire typer: *jordskred*, *flomskred*, *leirskred* og *kvikkeleireskred*. Hvilket type skred som utløses avhenger av terrengform, kornstørrelse og vanninnhold. Hver skredtype avspeiler ulike løseforhold, utløsningsmekanisme, bevegelse, utløpsdistanse og avsetningsform (NVE 2013). Med hensyn til oppgavens problemstilling, og at det ikke er leire i studieområdet fordi det ligger over marin grense, er det videre kun valgt å fokusere på jord- og flomskred.

En skredbane deles normalt inn i tre områder, se Figur 2.12. Stedet der skredmassene løsner kalles utløsningsområdet og ligger øverst i skredbanen. Det neste området kalles skredløpet, og står i hovedsak for transporten av skredmaterialet. Skredmassene øker ofte i volum langs skredløpet fordi nytt material eroderes. Etter hvert som terrenghelningen og energien avtar, bremses skredmassene opp. Dette fører til at skredmassene sedimenteres og avsettes i utløpsområdet (Norem & Sandersen 2014).



Figur 2.12: Inndeling av skredbane i løsneområde, skredløp og utløpsområde (modifisert etter Highland & Bobrowsky 2008).

2.5 Flomskred

Ifølge NVE (2013) tilsvarer de engelske uttrykkene *debris flows* og *debris floods* det norske ordet flomskred. Flomskred defineres som ”en rask nedadgående massebevegelse av løse jordmasser, stein og luft med et høyt vanninnhold som opptrer i bratte elve- og bekkeløp (25-45°), med eller uten permanent vannføring” (NVE 2013, s. 3). Utløsende mekanismer kan være intens nedbør og/eller rask snøsmelting (Wieczorek 1996). Flomskred er som regel resultatet av likvifisering, en prosess hvor jorden plutselig mister store deler av sin skjærstyrke, og får en flytende form som følge av forhøyede porevannstrykk (Wang & Sassa 2001). Det høye vanninnholdet gjør at skredmassen eroderer store mengder løsmasser, steinblokker, trær og annen løsrevet vegetasjon (NVE 2013). Dette gjør flomskred spesielt farlige fordi de får en rask bevegelse, lang utløpsdistanse og de opptrer uventet (Wang & Sassa 2003).

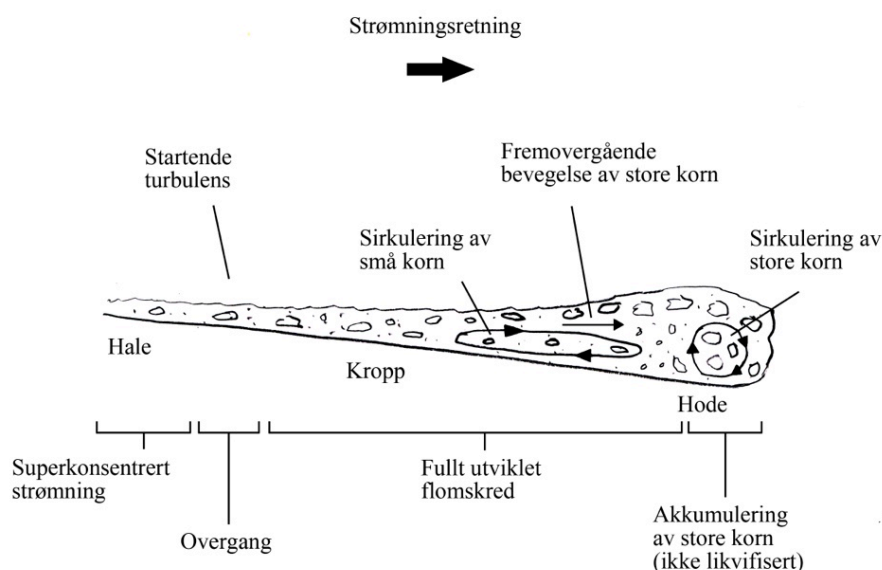
2.5.1 Sammensetning og kornstørrelse

Materialet i flomskred er normalt løst, usortert og har lav plastisitet. Et slikt material oppstår som et resultat av massebevegelser, forvitring, glacial transport, menneskelig aktivitet eller eksplosiv vulkanisme (Hung et al. 2001). Sistnevnte faktor er ikke relevant for Norge. Som vist i Figur 2.1 varierer partikkelinnholdet i flomskred mellom 40-70 %, mens resten er vann. Siden flomskred består av en granulær og en flytende del, styres skredmassen av to ulike prosesser: en masse-strømsprosess hvor tyngdekraften dominerer, og en fluvial prosess hvor kreftene fra vannmassene dominerer (NVE 2013). Forholdet mellom partikkel- og vanninnholdet kalles volumetrisk tetthet, C_v , og avgjør skredets mobilitet. Ifølge Norem og Sandersen (2014) skilles det mellom *turbulente* og *fullt utviklede flomskred*. I førstnevnte er partikkelinnholdet begrenset i forhold til vannmengdene og vannet er den drivende kraften. Skredet har da en lav volumetrisk tetthet, som sjeldent er større enn 30 %. I tillegg er 75 % av partiklene mindre enn 1 mm og disse inngår som suspendert material (Takahashi 2007, som sitert av Norem & Sandersen 2014). Denne sammensetningen av partikler og vann gjør at skredmassen blir turbulent og får egenskaper som ligner en ren væske. Derimot kalles skred med høy volumetrisk tetthet for *fullt utviklede flomskred*. I slike skred er avstanden mellom partiklene liten og partiklene beveger seg mindre i forhold til hverandre. Derfor reduseres

både turbulensen og mobiliteten til skredmassen, og disse skredene får gjerne et strømningsmønster som opptrer i bølger (Norem & Sandersen 2014).

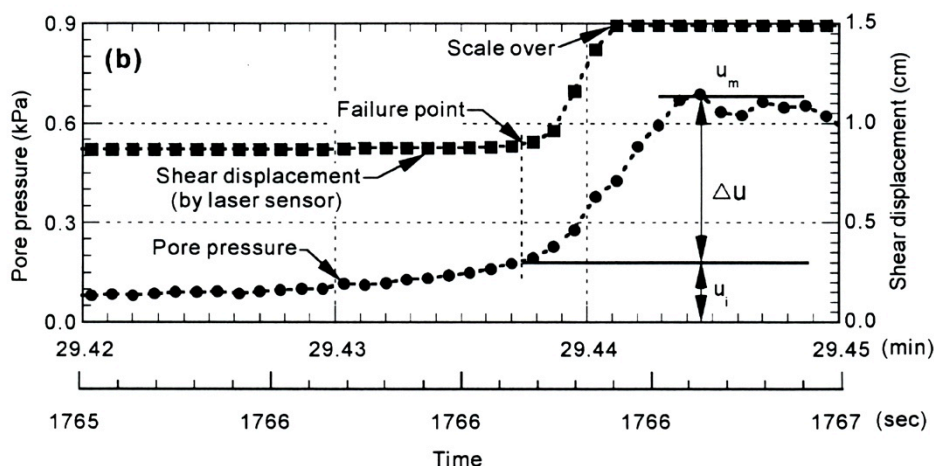
2.5.2 Pulsbølge og porevannstrykk

Flomskred utvikler ofte en karakteristisk bølge med inndeling i hale, kropp og hode, se Figur 2.13. Når skredmassene er i bevegelse, skjer det en omsortering av større blokker fra bunnen til overflaten av strømmen (invers gradering) og en utvikling av bølger (*surges*) (NVE 2013). Invers gradering kan forklares ut ifra to ulike perspektiver. Savage og Lun (1988) mener at fenomenet oppstår på grunn av kinetisk sikting. Korn som ligger lagvis, parallelt med bevegelsesretningen og som er i relativ bevegelse i forhold til hverandre, påvirkes av kaotiske fluktuasjoner i massestrømmen. Dette fører til at korn som ligger øverst i laget har muligheten til å falle gjennom hulrommene i laget under, siden sannsynligheten for at små korn faller gjennom hulrommene er større enn at grovere korn gjør det. Dermed oppstår det en invers gradering hvor grove korn samles på toppen og finere korn samles på bunnen. En annen årsak til den inverse graderingen forklares ved at kornene i bunnlaget utsettes for høyere skjærhastigheter og flere intense kollisjoner enn topplaget. Som et resultat skjer det en oppadgående bevegelse av grove korn. Uavhengig av teori, vil de grove kornene få en raskere bevegelse og transporteres mot skredets front (Lorenzini & Mazza 2004). Massestrømmens fremste del danner derfor et kuleformet hode med grove korn og høy permeabilitet. Den høye permeabiliteten fører til at porevannstrykket er nært null i skredhodet, og likvifisering skjer ikke (Iverson 2003). Noen ganger konsolideres skredhodet, og skredkanalen blokkeres. Når blokkeringen løsner, kommer dette som en bølge og en ny segregeringssyklus starter (Lorenzini & Mazza 2004). Etterfulgt av hodet kommer en kileformet skredkropp. Skredmassen i denne delen er mer finkornet og er likvifisert, slik at skredet får en flytende form (Iverson 2003). Til slutt kommer halen som har enda lavere konsentrasjon av faste partikler, og den vil derfor fortsette å strømme lenge etter at en bølge har passert (Lorenzini & Mazza 2004).



Figur 2.13: Inndeling av bølge i hale, kropp og hode. Skredhodet består av grove korn og er ikke likvifisert, i skredkroppen skjer det en sirkulering av små korn og denne delen er likvifisert. Til slutt kommer halen som består av enda mindre kornfraksjoner (illustrasjon modifisert etter Hungr 2005; Iverson 2005).

Porevannstrykk spiller en viktig rolle i utløsning av skred. Laboratorieforsøk utført av Wang og Sassa (2003) viser at porevannstrykket, μ_i , øker gradvis før brudd. Denne økningen skjer sannsynligvis på grunn av stigningen av vannoverflaten når jordprøvene mettes med vann. Etter brudd øker porevannstrykket raskt, som følge av overflødig porevannstrykk (*excess pore pressure*), se Figur 2.14. Deretter synker porevannstrykket igjen, noe som trolig skyldes skredmassens avtagende høyde ettersom skredmassen får bevegelse nedover. Denne oppførselen er generell, men oppbyggingen av porevannstrykket etter brudd avhenger av kornstørrelsen på prøven. Undersøkelsene viser at oppbyggingen er størst i fin sand (0,06-0,2 mm) og minst i grov sand (0,6-2 mm). Denne sammenhengen skyldes trolig at grov sand har større permeabilitet, slik at vann drenerer raskere. I tillegg ble det observert retrograderende brudd i den grove sanden, og flytende raske brudd i den fine sanden. Permeabiliteten avgjør også her, og den flytende skredstrømmen er sannsynligvis forårsaket av den lave permeabiliteten i de fine jordartsprøvene og det faktum at fine korn har lettere for å flyte under bevegelse (Wang & Sassa 2003).



Figur 2.14: Tidsserie av porevannstrykk (pore pressure) og glideavstand (shear displacement) rett før og etter brudd. Porevannstrykket øker gradvis før brudd, men størst økning skjer rett etter brudd (Wang & Sassa 2001).

2.5.3 Skredbane

For at flomskred skal utløses, må terrenghelningen normalt være større enn 15° . Da får vannet tilstrekkelig hastighet og vil kunne erodere underlaget. Overflaten i en skredbane er blottlagt av fast berggrunn eller løsmasser. Skred med bevegelse nedover skredbaner av løsmasser, kan øke i volum fordi løsmasser eroderes. I tillegg kan overflateutglidninger fra sideskrånninger tilføre masser. Skredbaner langs fast berggrunn regnes derimot som mer stabile fordi løsmasser ikke tilføres (Norem & Sandersen 2014). Etter hvert som skråningshelningen og kanaliseringen avtar, avsettes skredmassene (Hungr 2005). Material avsettes på to måter, enten i form av *levèer* eller i en *alluvial vifte*. Levèer beskrives som en langsgående skulder i bevegelsesretningen og dannes når den flytende strømningskroppen kommer bakfra og presser grovere fragmentene ut til siden. Vannet dreneres da ut av skulderen og bevegelsen reduseres ytterligere. Denne oppbyggingen begrenser den påfølgende strømmens laterale spredning og forlenger avsetningsområdet (Iverson 2003). Selv om material avsettes i skredløpet i form av levèer, avsettes mesteparten i en alluvial vifte. En avtagende terrenghelning fører til oppbremsing av det grove skredhodet og det dannes løber (Ancy 2010). De groveste massene avsettes ved viftas fot, mens finere masser deponeres gradvis utover i vifta (NVE 2013). En oppsummering er gitt i Tabell 2.2.

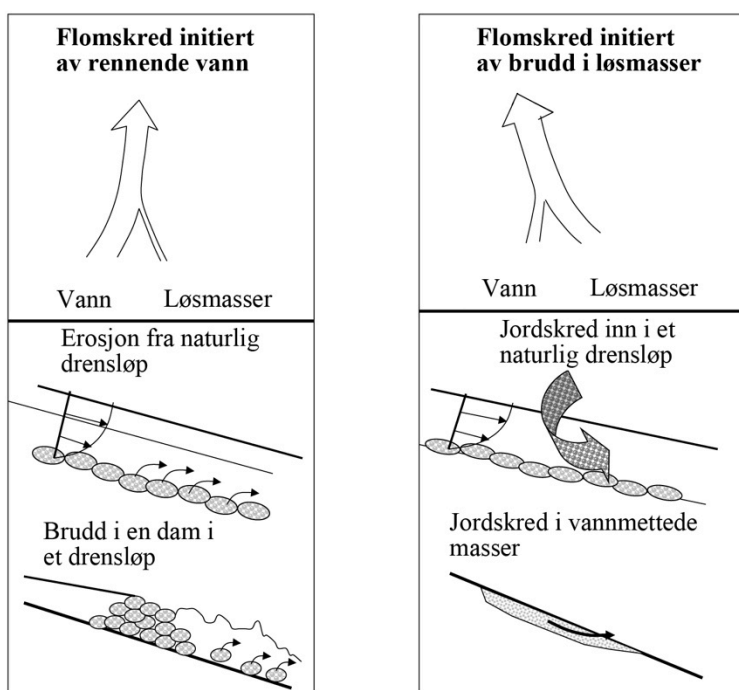
Tabell 2.2: Karakteristiske trekk for flomskred i løsneområde, skredløp og utløpsområde (modifisert etter Bargel et al. 2011; Norem & Sandersen 2014).

Løsneområde	Skredløp	Utløpsområde
Langs elve- og bekkeløp	Gjerne langs elve- og bekkeløp	Sedimentasjonen starter ved 15-20°
Helning 25-45° (ned mot 15° ved ekstrem nedbør)	Bølge av vann, sedimenter og organisk material	Tunger (løber) avsettes i fronten
Høyt vanninnhold	Skredet kan vokse i størrelse ved å erodere løsmasser	Ved gjentatte hendelser og over tid dannes en avsetningsvifte
	Stor hastighet, tetthet og rekkevidde	De groveste massene avsettes først, ved viftas fot. Finere masser avsettes utover
	Levèer avsettes langs sidene	
	Stort volum	

2.6 Betingelser for flomskred

Flomskred starter i et kildeområde med løsmasser som mobiliseres av overflatevann eller grunnvann (Iverson 2003). Ifølge Takahashi (2007) er det tre mekaniske årsaker til flomskred. Den første er overflatevannets eroderende effekt, den andre at jordskred går over til flomskred, og den siste dambrudd etter oppdemming av skredmasser. I henhold til Norem og Sandersen (2014) slås første og siste årsaken sammen. De to hovedårsakene blir da rennende vann og brudd i løsmasser, som vist i Figur 2.15. Overflatevann eroderer underlaget ved at krefter overføres. Hvis kreftene overstiger erosjonsmotstanden til underlaget, settes partikler i bevegelse. Mengden partikler som eroderes og plukkes opp av vannstrømmen avhenger av erosjonshastigheten og transportkapasiteten til vannet. Hvis denne er stor, vil innholdet av masser øke og flomskred kan utvikles. Bekker som er naturlige i nedbørsfelt innrettes etter de klimatiske forholdene på stedet, og utvikler med tiden erosjonshud eller et relativt sterkt bunnsjikt som stabiliserer underlaget. Skred kan likevel oppstå hvis likevekten forstyrres (Norem & Sandersen 2014). Som nevnt er den andre årsaken til flomskred at en jordmasse går i brudd og glir ut som jordskred. Det finnes

to typer jordskred, dype rotasjonsskred og grunne translasjonsskred (Cruden & Varnes 1996). En situasjon hvor jordskred utvikles til flomskred er mest aktuell for grunne jordskred, ettersom store mengder nedbør fører til rask metning av løsmassene. Vannet fører til økt porevannstrykk og reduksjon i løsmassenes skjærstyrke, se delkapittel 2.9.2. Det høye vanninnholdet, ca. 30 % som vist i Figur 2.1, gjør at jordskred utvikles til flomskred nesten umiddelbart etter utglidning (Takahashi 2007). De mest utsatte områdene for slike forhold er bratte nedbørsfelt med tynne løsmassedekker. Det er dermed ikke vannets effekt på overflaten som er den kritiske faktoren for stabilitet, men porevannstrykket i løsmassene (Norem & Sandersen 2014).



Figur 2.15: Hovedårsaker til utløsning av flomskred. Venstre: rennende vann som eroderer underlaget. Høyre: brudd i løsmasser som følge av økt porevannstrykk (Norem & Sandersen 2014).

2.7 Jordskred

Ifølge NVE tilsvarer jordskred de engelske uttrykkene *debris slides* og *debris avalanches*. Jordskred beskrives som en nedadgående bevegelse av vannmettede løsmasser som oppstår langs glideplan i et punkt eller som en bruddsone i bratte skråninger, utenfor definerte vannveier (NVE 2013). Bevegelsen langs glideplanet skjer ikke samtidig og volumet av den fortrenge massen øker nedover skredbanen samtidig som den bres utover. Videre skilles det mellom rotasjonsskred og translasjonsskred (Cruden & Varnes 1996).

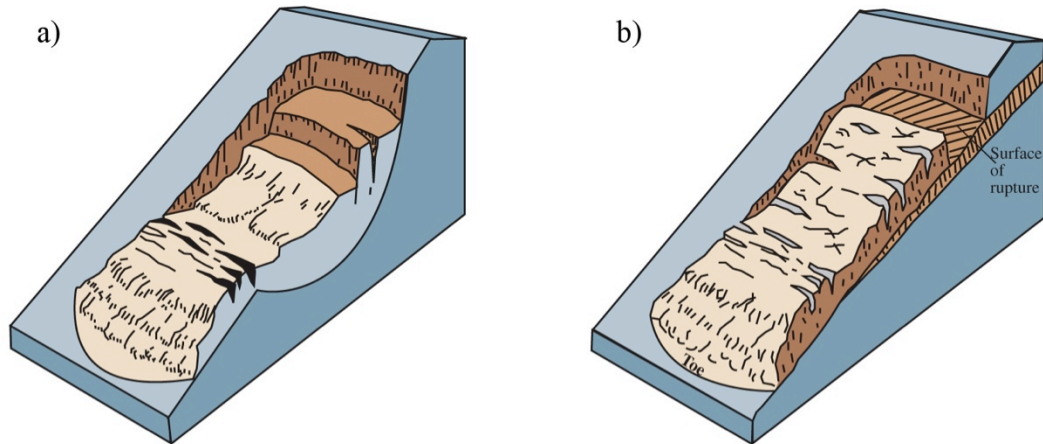
2.7.1 Rotasjonsskred

Rotasjonsskred utløses langs en kurvet og konkav bruddflate og etterlater en halvsirkelformet bruddkant. I tillegg roteres bevegelsen til skredet om en imaginær akse som ligger parallelt med profilet til skråningen (Highland & Bobrowsky 2008). Hvis bruddflaten er sykloidal eller har et sirkulært profil, vil bevegelsen av skredmassen nedover skredbanen skje med liten indre deformasjon. Skredhodet forflyttes da nærmest vertikalt nedover, mens den øverste delen av skredmassen vippes bakover, se Figur 2.16a. Skråningen som kommer til syne rett under bruddkanten er tilnærmet vertikal og støttes ikke opp, og videre bevegelse kan føre til retrograsjon. Rotasjonsskred forekommer hyppigere i homogene materialer, der fyllmasser er spesielt utsatt (Cruden & Varnes 1996).

2.7.2 Translasjonsskred

Skredmassen i translasjonsskred forskyves langs et plant eller undulerende glideplan, uten rotasjon eller helning bakover (Cruden & Varnes 1996), som vist i Figur 2.16b. Skredene er ca. 0,5-3,0 m dype (Bargel et al. 2011), og skredmaterialet varierer fra løs ukonsolidert jord til større steinblokker, eller begge deler (Highland & Bobrowsky 2008). Translasjonsskred er en av de mest forekommende skredtypene og forekommer i alle klimasoner (Van Asch et al. 1999). Utglidninger starter vanligvis langs geologiske diskontinuiteter, slik som forkastninger, sprekker, lagdelinger, eller langs kontakten mellom berggrunnen og løsmassene. Disse skredene har lengre utløpsområder og er grunnere enn rotasjonsskred (Highland & Bobrowsky 2008). I motsetning til rotasjonsskred, brytes skredmassen opp når skredets hastighet og vanninnhold øker.

Skredmassen vil da kunne få en flytende strømning, slik at flomskred oppstår (Cruden & Varnes 1996).



Figur 2.16: To typer jordskred: a) rotasjonsskred, utløses langs en kurvet bruddflate og etterlater en halvsirkelformet bruddkant, b) translasjonsskred, glir ut langs et plant eller undulerende glideplan og er grunnere enn rotasjonsskred (Highland & Bobrowsky 2008).

2.8 Betingelser for jordskred

For at jordskred skal utløses, er det i hovedsak fire overordnede betingelser som må oppfylles: 1) Det må være bratt nok, 2) løsmasser må være tilstede, 3) løsmassene må ha begrenset stabilitet og 4) det må være en utløsende faktor (Bargel et al. 2011).

2.8.1 Skråningshelning

Erfaringer viser at jordskred normalt sett forekommer i skråninger med helninger over 30° , men ulike forhold kan føre til reduksjon av denne gradienten ned til ca. $20\text{-}25^\circ$ (Avanzi et al. 2004). Dette skjer i områder der tynne løsmassedecker ligger over fjelloverflater med lav ruhet, i vegetasjonsløse områder eller hvor menneskelige inngrep reduserer stabiliteten (Bargel et al. 2011).

2.8.2 Tilstedeværelse av løsmasser

For at løsmasseskred skal utløses, må det være løsmasser til stede. De fleste dalsider i Norge er dekket av morene og er dermed skredutsatt. Løsmasseskred forekommer også i tidligere avsatte skredmasser, marin leire og forvittringsmaterialer (Bargel et al. 2011).

2.8.3 Stabilitet i løsmasser

Løsmassene må ha begrenset stabilitet. Avhengig av kornstørrelse, har løsmasser ulike materialeegenskaper. I permeable friksjonsjordarter, som grov sand og grus, bygges det vanligvis ikke opp vanntrykk, og skråninger bestående av denne jordarten er normalt stabile opp til 37°. I tillegg til friksjon kan jordarter av mindre kornfraksjoner, slik som silt og leir, ha kohesive krefter mellom jordpartiklene. En ekstra kohesjon påføres også fra kapillære krefter, som er med på å binde kornskjellettet. Sammen vil denne kohesjonen påføre jordarten ekstra styrke, men de kohesive kapillære kreftene elimineres ved full uttørking eller vannmetning. Dette gjør at skredpotensialet likevel er tilstede (Sandersen 2014).

2.8.4 Utløsende faktorer

Den siste faktoren som må være oppfylt for at skred utløses, er en parameter som aktiverer et potensielt skred. Dette kan være vann, eksempelvis bekke- og elveerosjon, andre naturlige ytre påvirkninger, eller menneskelige påvirkninger (Sandersen 2014).

Vann

For de fleste løsmasseskred er den utløsende faktoren vann i form av nedbør eller i kombinasjon med snøsmelting (Bargel et al. 2011). Som nevnt i avsnitt 2.9.2, fører infiltrasjon av vann til svekket stabilitet fordi porevannstrykket øker og skjærstyrken reduseres. I henhold til klassiske modeller for skråningsstabilitet, er det det relative porevannstrykket (forholdet mellom porevannstrykket og den totale normalspenningen på glideplanet) som bestemmer stabiliteten (Van Asch et al. 1999). Derfor skjer porevannstrykkoppbyggingen raskere i translasjonsskred enn rotasjonsskred. Dette fordi løsmassedekket er tynnere og reagerer raskere på vanntilførselen. Utfallet blir at grunne

translasjonsskred skjer i relativ kort tidsrom etter nedbørstoppen, mens rotasjonsskred skjer på et senere tidspunkt etter at grunnvannsnivået har hatt tid til å stige (Takahashi 2007).

Bekke- og elveerosjon

Til enhver tid foregår det en viss masseføring i elve- og bekkeløp, men under normale forhold er masseføringen inn og ut av løpene i likevekt (Fergus et al. 2011). Økende vannføringer fører derimot til større eroderende krefter og tiltagende sedimenttransport. Hvis bunnmaterialer også settes i bevegelse, tiltar erosjonen ytterligere og det oppstår situasjoner hvor erosjon fører til undergraving av skråningsføtter eller elveløpet. Dette har en destabiliserende effekt og faren for skredutløsning øker (Sandersen 2014).

Påvirkning fra ytre naturlige faktorer

Ved steinsprang eller steinskred, kan belastningen av slagene mot løsmassene være så stor at skred utløses. For at dette skal kunne skje må antageligvis løsmassene være mettet på vann, fordi poretrykket da er høyt og stabiliteten redusert. Andre naturlige ytre påvirkninger er jordskjelv, men dette er svært sjeldent i Norge (Sandersen 2014).

Menneskelig påvirkning

Ved veiutbygging graves det ofte i skråninger. I slike tilfeller gjøres skråningen brattere eller høyere, den naturlige laterale eller underliggende støtten fjernes, relieffet endres, eller den øverste delen av skråningen påføres en ekstern last (Alexander 1992). Andre menneskelige inngrep i naturen er anleggelse av skogsbilveier og hogstflater (Sandersen 2014), se delkapittel 2.9.6.

2.9 Skråningsstabilitet og destabiliserende faktorer

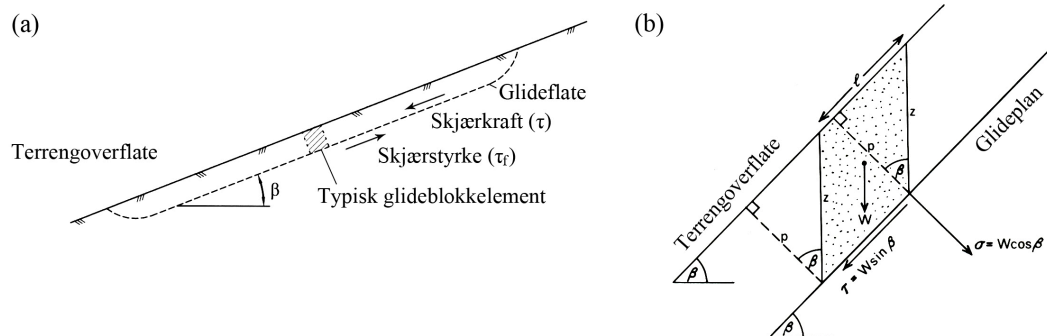
Tidvis er det forhold som gjør at likevekten i en skråning forstyrres, slik at skråningen går til brudd. Følgende delkapittelet omhandler generell skråningsstabilitet og forhold som påvirker stabiliteten. Det er i hovedsak lagt vekt på destabiliserende faktorer.

2.9.1 Generell skråningsstabilitet

Stabiliteten til skråninger kan uttrykkes i form av en sikkerhetsfaktor. Denne faktoren styres av forholdet mellom stabiliserende krefter og drivende krefter, se ligning 2.2. En skråning sies å være stabil hvis dette forholdet er større enn 1, mens et brudd skjer hvis drivende krefter overgår stabiliserende krefter fordi forholdet blir mindre enn 1 (Selby & Hodder 1993).

$$F = \frac{\text{Stabiliserende krefter}}{\text{Drivende krefter}} \quad 2.2$$

For å finne skråningens sikkerhetsfaktor må det først defineres et potensielt glideplan, og glideplanet avgjør hvordan analysen utføres videre (Duncan 1996). Som nevnt i delkapittel 2.7 om jordskred, finnes det to typer: translasjonsskred og rotasjonsskred. Dybden ned til bruddplanet hos translasjonsskred er svært liten i forhold til skredets lengde. Derfor antas det at skråningen er "uendelig" lang, og det tas ikke hensyn til avviket ved skredets topp og fot. For å finne sikkerhetsfaktoren deles glideelementet inn i blokkelementer, hvor hvert element utsettes for de samme stabiliserende og destabiliserende kreftene, se Figur 2.17. Derfor vil beregningene for en typisk blokk gjelde hele skråningen, og sikkerhetsfaktoren for hele skråningen er funnet. Selv om denne situasjonen er idealisert, er den meget relevant for granulære løsmasser uten kohesjon, og for løsmasser med friksjon og kohesjon som ligger nærmest parallelt med skråningens overflate (Høeg 2014).



Figur 2.17: Likevektsvurdering for translasjonsskred: a) i beregningsanalyser deles glideelementet inn i blokker og det tenkes at skråningen er "uendelig" lang, b) likevektsvurdering av typisk glideblokkelement (modifisert etter Selby & Hodder 1993; Høeg 2014)

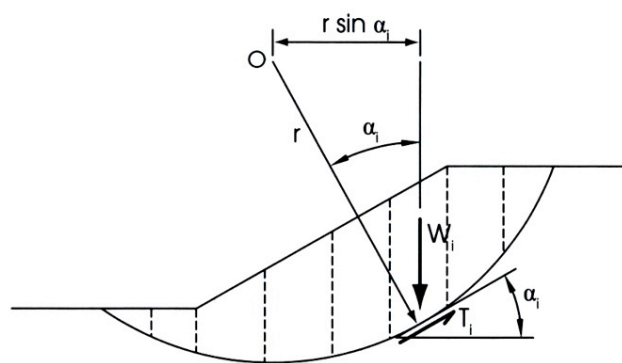
I Figur 2.17 er skjærkraften, (τ), en drivende kraft og skjærstyrken, (τ_f), en stabiliserende kraft (Selby & Hodder 1993; Høeg 2014). De matematiske uttrykkende for skjærkraften, (τ), og skjærstyrken, (τ_f), er vist i ligning 2.3 og 2.4. Uttrykket for skjærstyrken i ligning 2.4 kalles Coulombs ligning, som er den maksimale skjærspenningen langs glideplanet. Dette er en meget viktig faktor fordi den påvirkes av ytre påkjenninger som for eksempel nedbør, avlastning og lasting av skråningen (Høeg 2014).

$$\tau = W \sin \beta \quad 2.3$$

$$\tau_f = c + \sigma_n \tan \varphi \quad 2.4$$

der β er skråningshelningen, σ_n er normalspenningen på glideplanet uttrykt som $W \cos \beta$, c er kohesjon og $\tan \varphi$ er friksjonskoeffisienten.

Rotasjonsskred forekommer ofte i skråninger med leire og leirrike jordarter med skjærstyrkeparametere c' og φ' (Selby & Hodder 1993). I slike analyser er det vanlig å dele glidelegemet inn i vertikale lameller, se Figur 2.18. Det foretas en beregning på hver lamelle og disse summeres opp til slutt. Det finnes flere ulike fremgangsmåter for denne analysen, men den mest kjente og brukte ble formulert av Bishop (1955, som sitert av Høeg 2014). Denne analysen er mer avansert enn den "uendelige" metoden og beskrives ikke nærmere.



Figur 2.18: Illustrasjon for likevektsvurdering av rotasjonsskred (Høeg 2014).

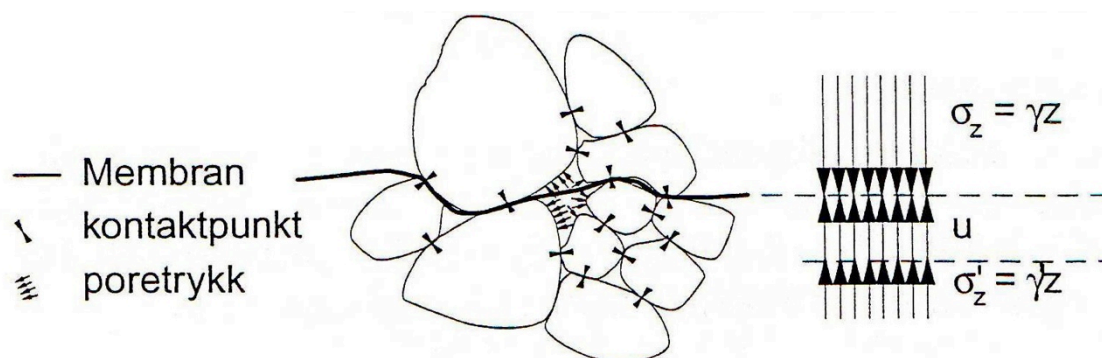
2.9.2 Hydrologiske faktorer

Hydrologien i skråninger er en meget viktig kontrollerende faktor for utløsning av jord- eller flomskred, og de mest betydningsfulle prosessene er nedbør og snøsmelting (Swantson 1985).

Spenninger og porevannstrykk

Ethvert plan i jorden har initialspenninger, det vil si spenninger som er tilstede i jorden før belastning eller menneskelige inngrep. Opphavet til spenningsene kommer enten fra jordens egen tyngde (mineraler, luft og vann), og/eller fra en eksisterende belastning på overflaten. Dermed utsettes ethvert plan i en dybde, z , for en total vertikal spenning, σ . Under grunnvannsspeilet er porene vannmettet. Trykk som dannes i en pore påvirker forholdene i andre porer, og stillestående vann innstilles derfor i en hydrostatisk tilstand (Emdal 2014). Poretrykket, μ , inngår i totalspenningene og er den delen av totalspenningen som bæres av vannet i porene. Effektivspenningen, σ' , er den siste spenningen som opptrer i jorden, og defineres som den delen av totalspenningen som bærer kornskjelettet (Smith & Smith 1998). Sammenhengen mellom de ulike spenningsene er vist i Figur 2.19. Fra figuren ses det at totalspenningen har en nedadgående kraft, mens effektivspenningen og vanntrykket har en motsatt rettet kraft. Et matematisk uttrykk er vist i ligning 2.5 (Terzaghi 1936, som sitert av Powrie 2004).

$$\sigma = \sigma' + \mu \quad 2.5$$



Figur 2.19: Effektivspenninger i et jordelement. Venstre: et plan i dybde z (membran) er belastet med et jevnt fordelt poretrykk og en mengde punktlaster mellom mineralkornene. Høyre: spenninger i et jordelement. Totalspenningen, σ , har en nedadgående kraft, mens effektivspenningen, σ' , og porevannstrykket, μ , har en oppadgående kraft (Emdal 2014).

Styrken til jordarter defineres ut ifra deres evne til å motstå skjærkrefter. Stasjonære væsker har ingen evne til å motstå skjær. Denne evnen har derimot jord fordi partikler som er i kontakt med hverandre utsettes for friksjon og får en låsende struktur. Derfor er det nødvendig å skille mellom spenningene som bæres av kornskjellettet og de som bæres av porevannet. Dette er gjort i ligning 2.6, og ligningen viser at økninger i det positive porevannstrykket gir lavere effektivspenninger (Powrie 2004).

$$\sigma' = \sigma - \mu \quad 2.6$$

Effektivspenningen kan settes inn i Coulombs ligning, ligning 2.4, og uttrykket blir som vist i ligning 2.7. Følgelig blir skjærstyrken i løsmassene lavere og skråningsstabilitet reduseres (Powrie 2004).

$$\tau_f = c' + (\sigma_n - \mu) \tan \phi' \quad 2.7$$

2.9.3 Geologiske faktorer

Geologiske faktorer som gjør skråninger mer utsatt for massebevegelser er hovedsakelig svake og myke bergarter, uønskede strukturer og uheldige lagdelinger (Swantson 1985).

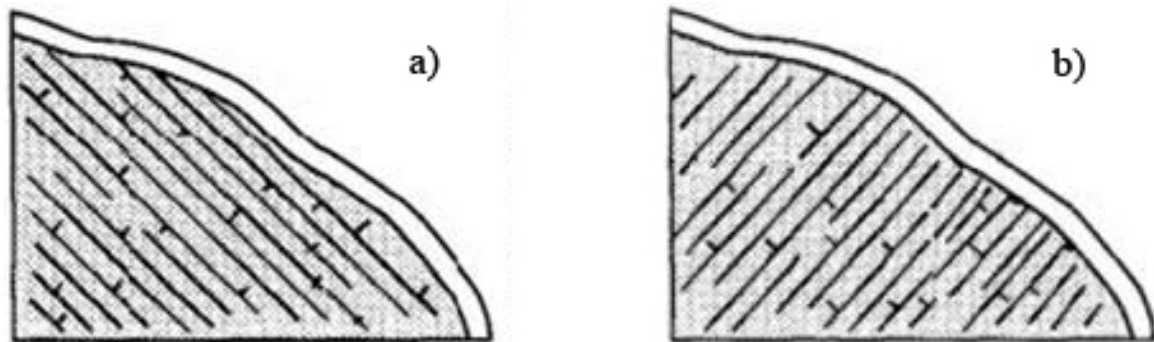
Bergartens egenskaper og forvitring

Regolitter er en betegnelse for alle sorter løsmaterialer som dekker fjellgrunnen (Jackson 1997). I kontakt med infiltrert vann og luft brytes disse ned og danner forvittringsprodukter. Som et resultat endres de mekaniske, mineralogiske og hydrologiske egenskapene (Sidle & Ochiai 2006). Egenskapen på forvittringsprofiler varierer ut ifra bergartstype, og opptredende bergart er derfor en kontrollerende faktor for skråningsstabilitet. Forvitring fører til at bergartens styrke, elastisitet og kornstørrelse reduseres, mens porøsiteten og innholdet av metningsfuktigheten øker. Slike endringer medfører at skjærstyrken minker og sannsynligheten for skred blir større. For bergarter i Himalaya i Nepal, er det for eksempel funnet at fyllitter er mest følsomme ovenfor skred, etterfulgt av skifer (*shale*), glimmerskifer (*schist*), dårlig sementert sandstein, gneis, granitt og kvartsitt (Gerrard 1994). Lignende forhold er også sett i Toscana, Italia, hvor grunne jordskred har en

tendens til å utløses i terrengsøkk som er underlagt impermeable metamorfe bergarter som metasandstein og fyllitt med nedadgående fall (Avanzi et al. 2004).

Bergartens struktur

I tillegg til den mineralogiske oppbyggingen består bergarter ofte av litologiske strukturer, slik som forkastninger, folder, lagdelinger, sprekker, skjærsoner eller eksfolieringer. Strukturer kan bidra til utløsning ved at de danner svake plan som er ekstra utsatt for utglidning, plan hvor oppsuging av grunnvann inn i overliggende løsmasser forenkles, eller ved at forvitring favoriseres langs strukturen og destabiliserer regolitten (Sidle & Ochiai 2006). Lagdelingen i skråninger kan i hovedsak ha to orienteringer: parallell eller vinkelrett med skråningen, se Figur 2.20. En situasjon hvor lagdelingen går parallelt med skråningen er minst stabil fordi vann lettere beveger seg under terrengoverflaten, mellom lag som har ulik sammensetning eller permeabilitet. Denne typen lagdelinger vil kunne inneholde soner med forhøyet porevannstrykk, og lagdelingen blir en potensiell bruddflate (Chatwin et al. 1994). I tillegg utøver slike lagdelinger liten støtte på overliggende løsmasser (Avanzi et al. 2004). Derimot vil lagdelinger med fall inn mot skråningen være mer stabile fordi de gir naturlig støtte til skråningen (Chatwin et al. 1994).

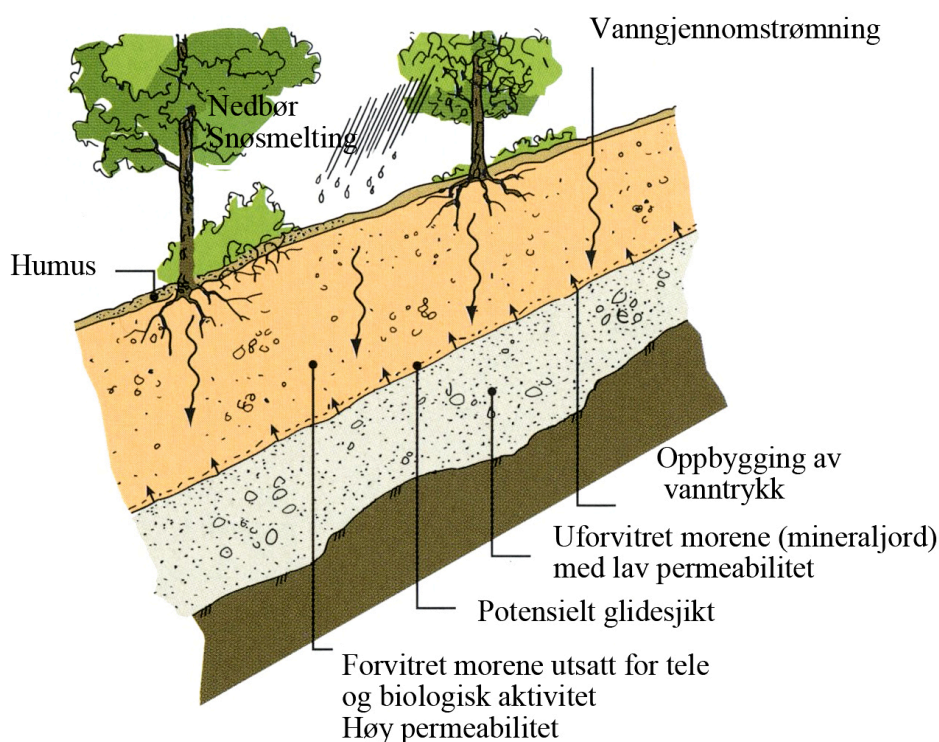


Figur 2.20: Orientering av bergartslagdeling i en skråning: a) en lagdeling parallelt med skråningen er minst stabil og b) lagdelingen er vinkelrett på skråning og gir derfor bedre stabilitet (Chatwin et al. 1994).

Ustabile lagdelinger

Tynne løsmassedekker som ligger over impermeable bergarter i bratte skråninger, eller lagdelinger med ulik permeabilitet, er en situasjon som ofte fører til jord- og flomskred. Impermeable bergarter er krystallinske, vulkanske eller metamorfe, og løsmasser som ligger oppå slike kan ha vanskeligere med å få feste (Swantson 1985). I tillegg reduseres

ofte infiltrasjonen av regnvann ved denne kontakten fordi permeabiliteten er ulik, noe som tilrettelegger for porevannstrykkoppbygging (Fuchu et al. 1999; Avanzi et al. 2004). Det impermeable laget trenger ikke å være grunnfjell, men kan være et mer komprimert jordlag (Montgomery et al. 1997). Sistnevnte forhold er ofte funnet i morener i Norge, og studier av jordprofiler viser at det skjer en kontinuerlig endring av sammensetningen. Som et resultat av fryse- og tineprosesser, uttørring, rotsprengning og biologisk aktivitet, blir strukturen i det øvre jordlaget mer porøst med tiden. Porøsiteten gir oksygenrik jord med stor vanngjennomtrengelighet. Dette fører til utvasking i det øvre laget, mens i det underliggende laget hvor oksygennivået er lavere, vil det skje utfellinger, se Figur 2.21. Utfellingene resulterer i et mindre permeabelt lag hvor positive porevannstrykk kan genereres. Overgangen mellom de to lagene knyttes normalt opp mot teledybden (ca. 0,5-1,0 m), og fungerer som et potensielt glideplan (Sandersen 2014).



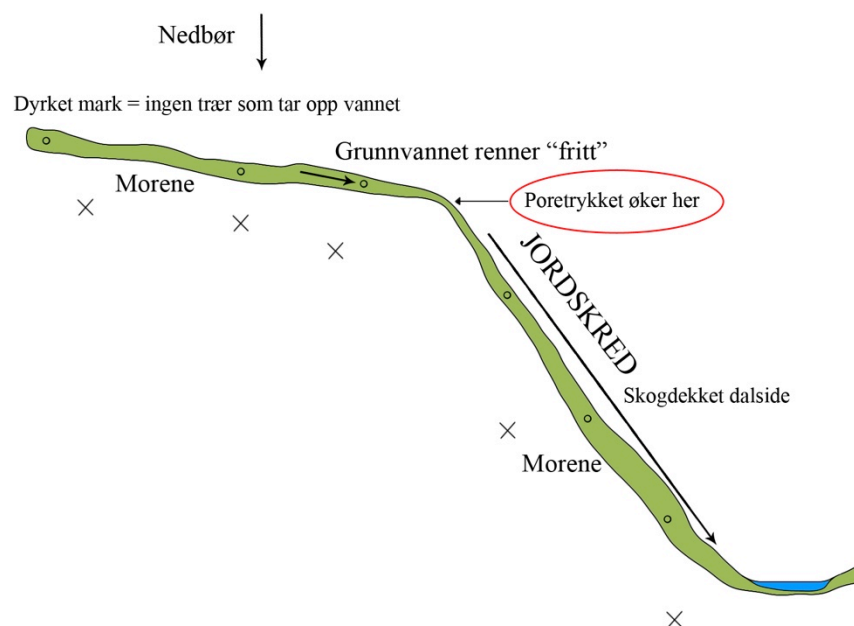
Figur 2.21: Typisk lagdeling i en norsk morene. Det øverste jordlaget er porøst og gir oksygenrik jord med stor vanngjennomtrengelighet. Lengre ned er oksygennivået lavere og det skjer en utfelling av de utvaskede mineralene fra det øverste laget. Jordlagene får ulik permeabilitet og overgangen mellom de to kan være et potensielt glideplan (modifisert etter Sandersen 2014).

2.9.4 Geomorfologiske faktorer

Skråningshelning

Utløsningen av jord- og flomskred avhenger av skråningshelningen. I henhold til Avanzi et al. (2004) er skredaktiviteten størst i intervallet 30–40°. Ved 45° eller mer skjer skred sjeldnere fordi materialet som dekker disse skråningene vanligvis består av forvitret berg. Forvittringsmaterialet har en beskjeden mektighet og er ikke like følsom ovenfor nedbør som løsmassene (Fuchu et al. 1999).

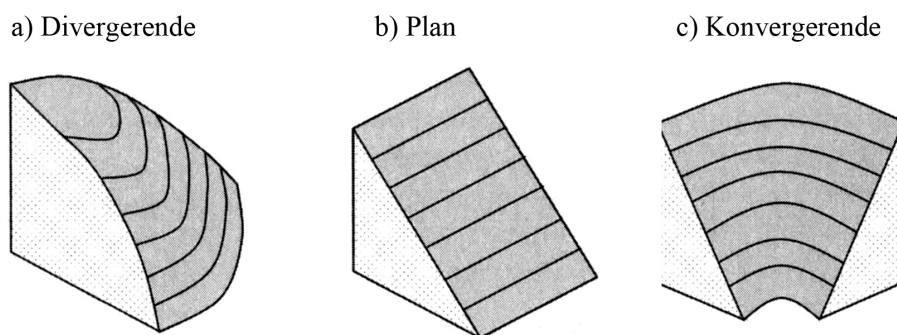
En situasjon som ofte fører til jordskred er når skråningen går fra slakere til brattere. Det dannes da en terskel som vist i Figur 2.22. Hvis det regner, og den øverste delen av skråningen er dyrket mark, bebyggelse eller annen infrastruktur med dårlig drenering, renner grunnvannet fritt helt til skråningen skifter helning og blir brattere. Ved dette punktet bremses grunnvannsstrømningen opp og trykket i porene øker. Dette kan føre til skred i underkant av terskelen (Bargel 2014).



Figur 2.22: Porevannstrykkoppbygging ved endring i skråningshelning (Bargel 2014).

Skråningsform

Vann som infiltreres i en skråning får på grunn av tyngdekraften bevegelse nedover, men skråningsformen bestemmer hvordan. Det skilles mellom tre ulike former: *divergerende*, *plan* og *konvergerende*, se Figur 2.23. Så lenge andre områdeparametere holdes konstant, regnes divergerende landformer for å være mest stabile i bratt terreng fordi infiltrert vann spres. Derfor dannes det sjeldent noe hengende grunnvannsspeil og poretrykket er vesentlig lavere. I motsetning er konvergerende landformer minst stabile fordi grunnvannet konsentreres i lokale områder. Dette kan føre til økt porevannstrykk under kraftig nedbør eller snøsmelting. En plan terrengform har en stabilitet som ligger mellom divergerende og konvergerende terrengformer (Sidle & Ochiai 2006).



Figur 2.23: Tre typer skråningsformer: a) divergerende, mest stabil fordi infiltrert vann spres, b) plan og c) konvergerende, minst stabil fordi grunnvann konsentreres i små områder (modifisert etter Sidle & Ochiai 2006).

2.9.5 Vegetasjonens påvirkning

Tilstedeværelse av skog forsterker skråningsstabiliteten enten gjennom hydrologiske eller mekaniske mekanismer (Sidle 2005).

Påvirkning fra hydrologiske faktorer innebærer evaporasjon og transpirasjon. Dette er henholdsvis fordampning av vann fra bakkeoverflaten, og adsorpsjon av vann via planterøtter fra fuktig jord som deretter fordamper gjennom porer i plantene (Fetter 2001). Disse to begrepene slås sammen og benevnes som evapotranspirasjon (Sidle 2005). Evapotranspirasjonen modifierer fuktigheten i jorda ned til en viss dybde og er med på å opprettholde et grunt grunnvannsspeil (O'loughlin 1974). Effekten er størst i

vekstsesongen når røtter bidrar til at mindre av nedbøren går med til oppbygging av porevannstrykk (Norem & Sandersen 2014). Til tross for dette anses evapotranspirasjon som en ubetydelig prosess i tempererte strøk fordi evapotranspirasjonen er lav om høsten når flest skred skjer (Sidle 2005).

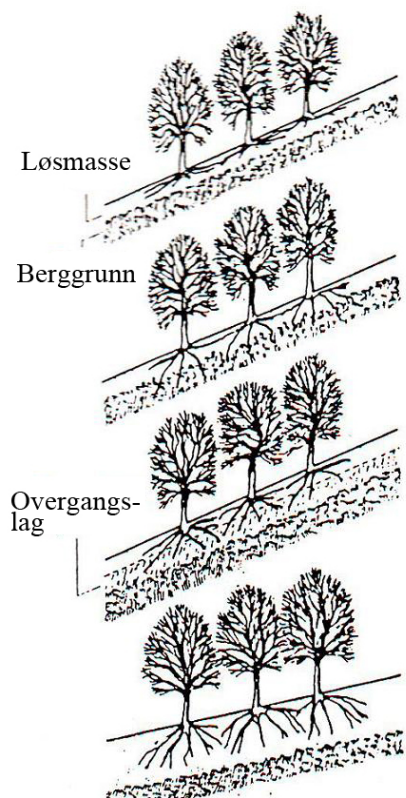
En langt viktigere faktor for skråningsstabiliteten er røttenes mekaniske påvirkning. Røtter virker enten destabiliserende eller stabiliserende på en skråning. Redusert stabilitet forekommer når røtter utvider sprekker i berggrunnen og skape løse blokker (Styczen & Morgan 1995), eller når trær faller over ende ved store vindstyrker (O'loughlin 1974). Årsaken til røttenes stabiliserende effekt kommer av at røttene tilfører en tilleggskohesjon, ΔC , som binder jordlagene og øker skjærstyrken, se ligning 2.8 (Sidle & Ochiai 2006). I tillegg fungerer røtter som pæler som forhindrer jordmassene i å bevege seg nedover, men denne effekten avhenger av tykkelsen på jordlaget, se Figur 2.24 (Styczen & Morgan 1995).

$$\tau_f = (c' + \Delta C) + (\sigma - \mu) \tan \phi' \quad 2.8$$

der c' er effektiv kohesjon, σ' er normalspenning, μ er porevannstrykk og ϕ' er effektive friksjonsvinkel.

I tillegg avhenger skråningsstabiliteten av røttenes struktur. Røtter har enten pålerot, hjerterot eller flatrot, se Figur 2.25. En flatrot karakteriseres av store laterale røtter og et lite antall vertikale røtter, en hjerterot av mange horisontale og vertikale røtter, mens pålerøtter har en stor sentral rot som stikker dypt, samt flere mindre horisontale røtter (Stokes 2002). I tynne løsmassedecker er trær med vertikale røtter mest fordelaktig fordi røttene penetrerer gjennom hele jordlaget og forankrer jordmassene til et mer stabilt underlag (O'loughlin 1974; Sidle 2005). Skråningsstabiliteten avhenger også av røttenes antall, størrelse, strekkstyrke og bøyestivhet. Spesielt viktig er strekkstyrken, som øker med minkende diameter på rota. Derfor forankrer et høyt antall tynne røtter jorda mer enn et lite antall tykke røtter. En annen fordel er at tynne røtter knekker av under skråningsbrudd og forblir i sin posisjon relativt til nærliggende jordpartikler. I motsetning vil tykke røtter røskes ut og bli en del av skredmassen. Selv om disse argumentene

favoriserer tilstedeværelsen av tynne røtter, binder de bare jordmassene et par titalls cm fordi røttene ikke har dypere utstrekning. Av den grunn oppnås den mest fordelaktige skråningsstabiliteten ved en kombinasjon av tynne røtter som stabiliserer det øverste jordlaget og tykke røtter som penetrerer dypere (Reubens et al. 2007).



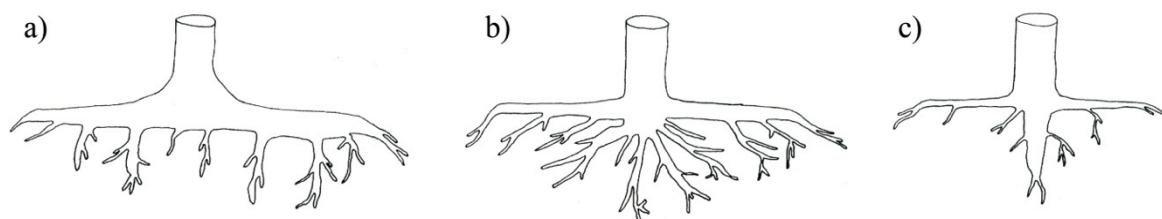
A) Tynt løsmassedekke underlagt av massiv berggrunn. Røttene stikker ned i løsmassene, men får ikke feste i berggrunnen. Røttene har liten stabiliserende effekt fordi løsmassene er svake, og det dannes et potensielt glideplan i overgangen mellom berggrunnen og løsmassene.

B) Lik situasjon som i A, men berggrunnen har diskontinuiteter hvor røttene kan feste seg. Dette gir løsmassene god stabilitet.

C) Løsmasselaget er tykkere og inneholder et overgangslag, der jordlagstettheten og skjærstyrken øker med dypet. Røtter som penetrerer overgangslaget gir en betydelig stabiliserende effekt.

D) Løsmassedekket er tykt. Røttene får ikke feste i berggrunnen og bidrar lite på skråningsstabiliteten.

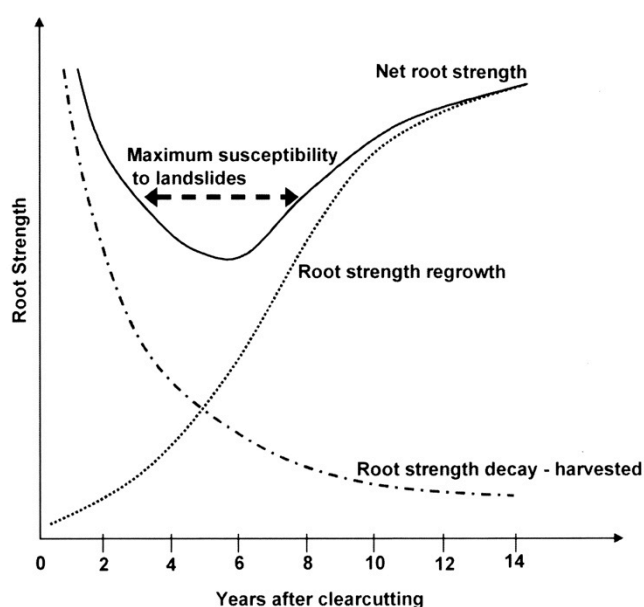
Figur 2.24: Sammenheng mellom jordlagets tykkelse og røtters innflytelse på skråningsstabilitet (modifisert etter Styczen & Morgan 1995).



Figur 2.25: Rotsystemer: a) flatrot, karakteriseres av store laterale røtter og et lite antall vertikale, b) hjerterot, har mange laterale og horisontale røtter og c) pålerot har en stor rot som stikker dypt og flere mindre horisontale. Denne roten gir best skråningsstabilitet fordi den har evnen til å forankre løsmassene til et mer stabilt underlag (modifisert etter Stokes 2002).

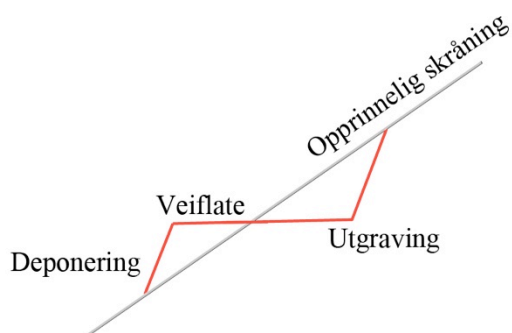
2.9.6 Menneskelig påvirkning på stabilitet

Skråningsstabiliteten i skogsterreng påvirkes spesielt av skogbruk på grunn av anleggelse av skogsbilveier og endringer i skråningens dreneringsveier. Et direkte utfall av tømmerhogst er at røtter brytes ned. Nedbrytningen fører til lavere skjærstyrke fordi røttenes tilleggskohesjon reduseres. Så lenge ny skog ikke plantes, vil styrken fra røttene fortsette å avta. Dersom ny skog plantes, øker imidlertid stabiliteten igjen, slik som vist i Figur 2.26. Et område er mest utsatt for skred i en periode på 3-15 år etter tømmerhoggingen (Sidle 2005). I tillegg etterlater røttene hulrom i løsmassene hvor porevannstrykk kan bygges opp (Norem & Sandersen 2014).



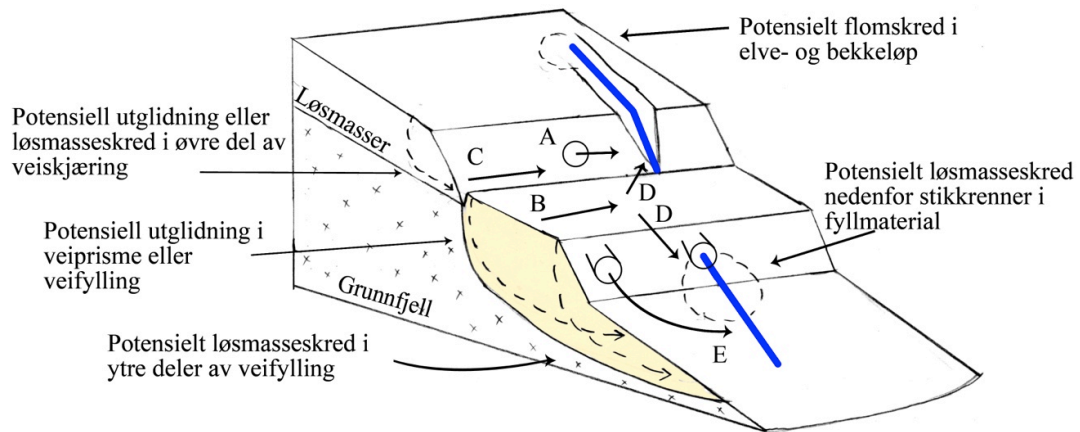
Figur 2.26: Endring i røttenes bidrag på stabilitet antall år etter tømmerhogst. Faren for skred er størst 3-15 år etter hogst (Sidle 2005).

Veier som etableres i forbindelse med skogbruk medfører at skråningshelningen endres, fordi det må lages en plan flate. For å få plane flater blir masser gravd ut i overkant og plassert på nedsiden, se Figur 2.27 (Sidle & Ochiai 2006). Et slikt inngrep påvirker skråningsstabiliteten ved at de naturlige hydrologiske dreneringsveiene endres, ustabile skråninger undergraves, gjøres brattere eller overlastes (Sidle 2005).



Figur 2.27: Endring av skråningshelning og massefordeling som følge av veiutbygging (modifisert etter Sidle & Ochiai 2006).

I forbindelse med veibygging graves det ut grøfter i overkant av veien som samler opp grunnvannssig og overflatevann, og leder den akkumulerte avrenningen til stikkrenner eller andre lokaliteter (Montgomery 1994). De største utfordringene med stikkrenner er rett plassering, dimensjonering og vedlikehold. Hvis stikkrenner plasseres på punkt hvor det ikke finnes naturlige dreneringsveier, kan skråningen nedenfor endre sitt opprinnelige dreneringsmønster og få økt skredfare. I tillegg er det særlig lett for at vedlikeholdsarbeid blir forsømt, noe som muligens utgjør den største faren (Fergus et al. 2011). I perioder med tørt vær og lite nedbør, klarer grøfter og stikkrenner å ta unna dimensjonert avrenning og dermed hindre ustabilitet i skogsfeltet. Problemene oppstår derimot hvis nedbørintensiteten øker. Da kan kvister, løv, sedimenter og annet løst materiale tette igjen innløpet til stikkrennene, og vannet hindres en fri passasje. Vannet i bekkeløpet vil kunne demmes opp og finne en ny passasje som det ikke er tilrettelagt for. En slik situasjonen, med ukontrollerbart vann, kan utgjøre en fare for utløsning av skred (Sandersen 2014). I tillegg vil oppdemminger kunne føre til økt porevannstrykk og forårsake utglidninger på grunn av reduserte effektivspenninger (Sidle & Ochiai 2006). Det er også verdt å legge merke til at veier har et mer impermeabelt underlag enn resten av skråningen, og kan derfor fungere som en ”korridor” for overflatevann. Overflatevannet ledes enten til grøfter, eller det vil strømme ukontrollert ned skråningen, se Figur 2.28 (Jones et al. 2000).



Figur 2.28: Fem ulike interaksjoner mellom vann og skogsbilveier i en skråning: A) grunnvannssig samles i grøfter, B) overflateavrenning på veiplate, C) grøftevann ledes til nærmeste stikkrenne, D) vannstrømning langs veiplate til nærmeste elv og E) vannføring fra stikkrenne til elv eller bekk. Figuren viser også potensielle utløsningsområder for løsmasseskred (illustrasjon modifisert etter Jones et al. 2000; Sidle & Ochiai 2006).

2.10 Klima

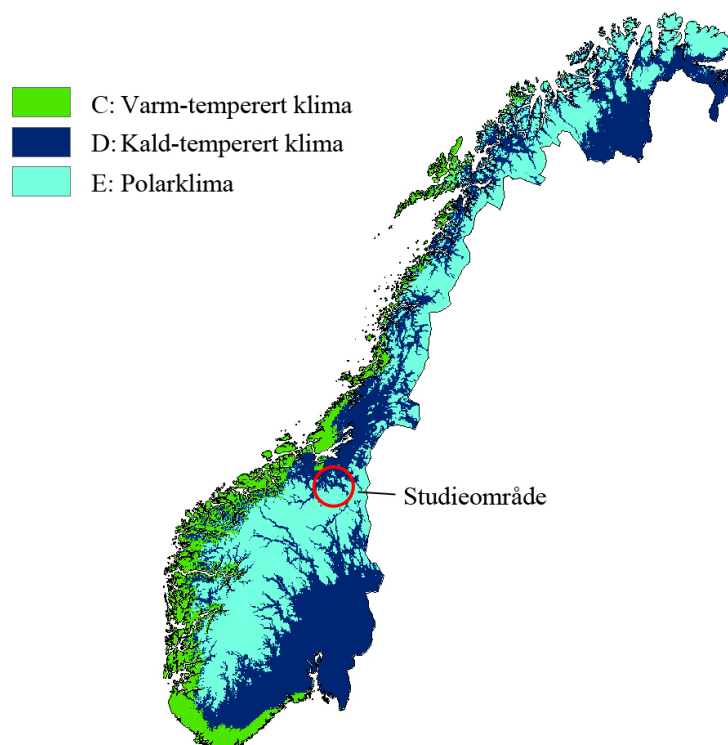
Ordet klima er et begrep som har fått økt oppmerksomhet i forbindelse med såkalte ekstreme værhendelser de siste årene. Klima defineres som det gjennomsnittlige været i et område, og klimaendringer er når det skjer endringer i ”gjennomsnittsværet” (Meteorologisk institutt 2009).

2.10.1 Klima i Norge

Med utgangspunkt i vegetasjon, temperatur- og nedbørnormaler, deles jordkloden inn i ulike klimasoner (Klemsdal 1980). Systemet kalles Köppens klassifiseringssystem, der den gjeldene inndelingen er vist i Tabell 2.3. Ved å benytte denne tabellen deles Norge inn i klimasonene varm-temperert, kald-temperert og polar, se også Figur 2.29 (Meteorologisk institutt 2010).

Tabell 2.3 Köppens klimasoner (Meteorologisk institutt 2010).

Gruppe	Klimasone	Beskrivelse
A	Tropisk	Middeltemperatur > 18 °C i alle årets måneder
B	Tørt	Et område med temperatur- og nedbørsforhold iht. en av de kriterene: - $R < 2T$ hvis minst 70 % av nedbøren kommer i vinterhalvåret - $R < 2T + 14$ hvis nedbøren er jevnt fordelt mellom sommer og vinter - $R < 2T + 28$ hvis minst 70 % av R kommer i sommerhalvåret (R = årsnedbør (cm) T= årsmiddeltemp. (°C))
C	Varm-temperert	Temperaturen i årets kaldeste måned er mellom +18 og -3 °C. Nedbørsmengden ligger over grensene for tørt klima.
D	Kald-temperert	Temperaturen i årets kaldeste måned er lavere enn -3 °C, i den varmeste over +10 °C.
E	Polar	Middeltemperaturen er lavere enn +10 °C i årets varmeste måned.

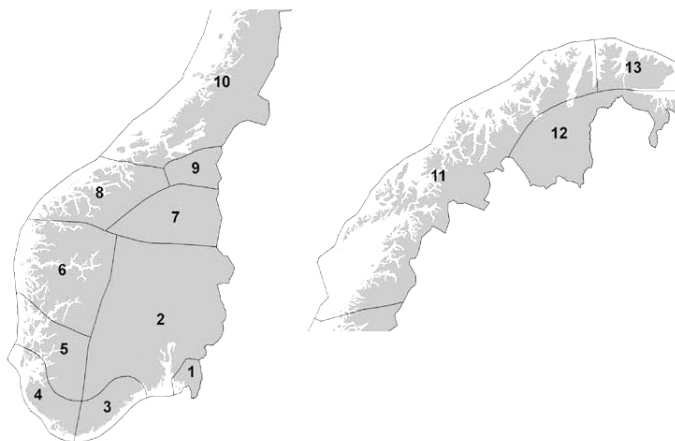


Figur 2.29: Geografisk fremstilling av klimasoner i Norge. Dalføret i oppgavens studieområde (rød sirkel) har et kald-temperert klima (modifisert etter Meteorologisk institutt 2010).

2.10.2 Klimaendringer

Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC 2007) viser i sin rapport at det globalt har skjedd en økning i gjennomsnittlige luft- og havtemperaturer, snø og is har smeltet og havnivået har steget i det 20 århundret. På fastlands-Norge har årsmiddeltemperaturen økt med ca. 0,08 °C per tiår de siste 100 år, der størst økning har forekommet i Trøndelag og Nordland/Troms. Felles for hele landet er at oppvarmingen har vært størst om våren, og i de fleste regionene minst om vinteren (Hanssen-Bauer et al. 2009). Fra 1900 til 2005 har det vært en signifikant økning av nedbør i Nord-Europa, og for øvrig i østlige deler av Nord- og Sør-Amerika, samt i nordlige og sentrale deler av Asia (IPCC 2007). Dette ser også ut å gjelde for Norge, ut ifra de studier Hanssen-Bauer og Førland har utført (1998, som sitert av Hanssen-Bauer et al. 2009). De delte Norge inn i 13 regioner basert på likheter i langtidsutviklingen av årsnedbør, se Figur 2.30. Arbeidet viste at årsnedbøren for fastlands-Norge har økt med nesten 20 % siden 1900. Økningen varierer gjennom året. I region 1-5 er det høstnedbøren som har økt mest, i regionene 6-8 vårnedbøren, i regionene 9-12 vinternedbøren og i region 13 er det tendens til minkende nedbør både vår og vinter

(Hanssen-Bauer et al. 2009). I tillegg ventes det flere dager med ekstremnedbør (GeoExtreme 2008).



Figur 2.30: Inndeling av Sør- og Nord-Norge i 13 ulike regioner som har likheter i årsnedbør (modifisert av etter Hanssen-Bauer og Førland 1998, som sitert av Hanssen-Bauer et al. 2009).

2.10.3 Sammenheng mellom skred og klima

Skred er den største geofaren i Norge, og skredhendelser har tatt livet av mer enn 2000 mennesker de siste 150 årene. I tillegg har menneskenes bruk av naturen endret seg, samt at det har skjedd en utvikling av infrastruktur i øde områder. På den måten har samfunnet blitt mer utsatt for skredhendelser (Jaedicke et al. 2008). Nedbør er en svært viktig utløsningsårsak til skred. Skredpotensialet er derimot avhengig av den totale nedbørsmengden i en gitt periode, hvor raskt tilførselen av vann skjer, den forutgående nedbørsmengden og i hvilken grad jorden er vannmettet på forhånd (Swantson 1985). Hvis klimaprognoene stemmer, kan det bli økt skredaktivitet. Den første som studerte sammenhengen mellom nedbørsintensitet, varigheten på nedbørsperioden og skredaktiviteten var Caine (1980). Han samlet inn nedbørsdata fra hele verden for å prøve å finne en nedre nedbørsgrense, hvor nedbørmengder over denne kunne føre til skred. Sammenhengen Caine fant er vist i ligning 2.9. Ligningen gjelder for nedbørsperioder som varer mellom ti minutter og ti dager, og brukes i prinsippet til å vurdere sannsynligheten for grunne jord- og flomskred ved å sammenligne gjennomsnittlige nedbørsintensiteter med grenseverdien, I , (Caine 1980).

$$I = 14,82D^{-0,39} \quad 2.9$$

der I er nedbørsintensitet (mm/time), D er nedbørsvarighet (timer), $14,82$ er lik en α -parameter som angir en kritisk terskelverdi som er avhengig av mengden nedbør som kommer i starten av et uvær, og $-0,39$ er lik en β -parameter som gjengir varigheten på nedbørsperioden (Sandersen 2014).

Siden denne formelen er utledet ved å se på nedbørsdata fra hele verden, er den lite anvendelig for norske forhold. I realiteten har skråninger som regel tilpasset seg et nedbørsregime og kritisk nedbørsintensitet må derfor relateres til normalnedbøren i området. Ved å se på 30 skredtilfeller i Norge er det utviklet en egen ligning for norske forhold, se ligning 2.10 (Sandersen et al. 1996). Denne ligningen uttrykker kritisk nedbørsmengde over en gitt tid som en prosentandel av årsnedbøren. Derfor må et område med store nedbørsmengder tilføres større nedbørsintensiteter enn tørrere områder for å utløse skred (Norem & Sandersen 2014). Ligningen viser eksempelvis at i løpet av 12 timer må summen av nedbør og snøsmelting være minst 5,33 % av årsnedbøren for at flomskred skal utløses (Sandersen et al. 1996).

$$P = 1,2 D^{0,6} \quad 2.10$$

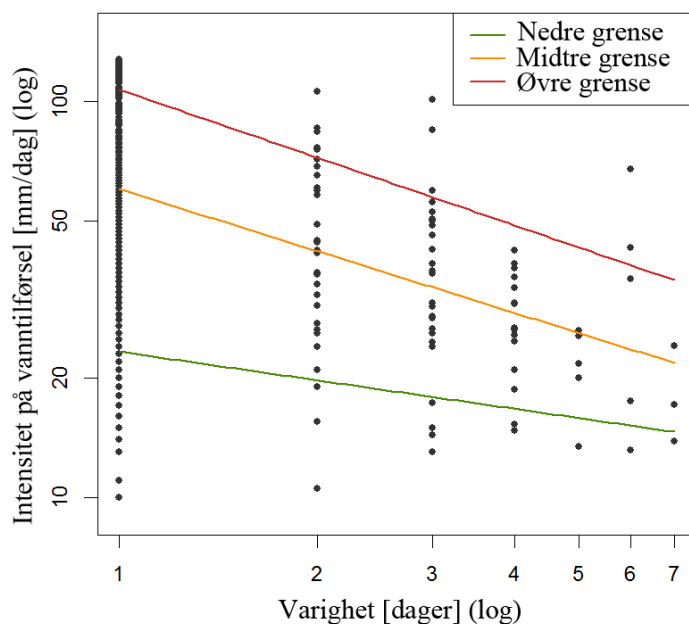
der P er nedbør oppgitt i prosent og D er et tidsintervall oppgitt i timer.

Nyere og mer detaljerte studier er gjort av Meyer et al. (2012). Ved å bruke et datagrunnlag på 648 dokumenterte flomskredhendelser i perioden 1976-2008, er det funnet en nedre (I_{MIN}), midtre (I_{MED}) og øvre (I_{MAX}) grense for nedbørsintensitet (mm/dag) i et gitt tidsrom med en varighet (D , dag). Dette er grenser som må krysses for å utløse flomskred, se ligninger 2.11-2.13 og Figur 2.31.

$$I_{MIN} = 23,3 * D_{dag}^{-0,24} \quad 2.11$$

$$I_{MED} = 60,1 * D_{dag}^{-0,52} \quad 2.12$$

$$I_{MAX} = 107,2 * D_{dag}^{-0,57} \quad 2.13$$



Figur 2.31: Sammenheng mellom intensitet på vanntilførsel og varighet. I_{MIN} (grønn linje) er den nedre grensen av vanntilførsel som må til for at flomskred skal kunne utløses, I_{MED} (gul linje) er den intermediære grensen for når flomskred blir svært sannsynlig og I_{MAX} (rød linje) er den øvre grensen som tilsier at nedbørmengder over denne nesten garantert vil føre til skredaktivitet (modifisert etter Meyer et al. 2012).

En eventuell sammenheng er også undersøkt i prosjektet GeoExtreme (Jaedicke et al. 2008). Skredregistreringene i Norge er svært ufullstendige og det er derfor vanskelig å si noe om utviklingen av skredfaren. Likevel kan endringene undersøkes ved å studere værobservasjoner. I Figur 2.32a er det gjort en sammenligning av ekstremnedbør i 30-års periodene 1949-1978 og 1979-2008. Kartet viser prosent endring i antall dager med ekstremnedbør, og det observeres at det har skjedd en økning for hele landet. Et gjennomgående trekk er at den kraftige nedbøren som faller i løpet av 24 timer har økt, spesielt på Vestlandet. Derfor forventes det en økning av jordskred fra Trøndelag og nordover, se Figur 2.32b (GeoExtreme 2008).

2.10.4 Returperioder for ekstremverdier

Meteorologisk institutt (2015) bruker to ulike statistiske metoder for analyse av ekstremverdier med gjentaksintervall. Den ene metoden benytter Gumbel-fordelingen, som baseres på middelerverdier og standardavvik for et utvalg av årlige maksimumsverdier. Den andre fremgangsmåten som benyttes er NERC-metoden (National Environment Research

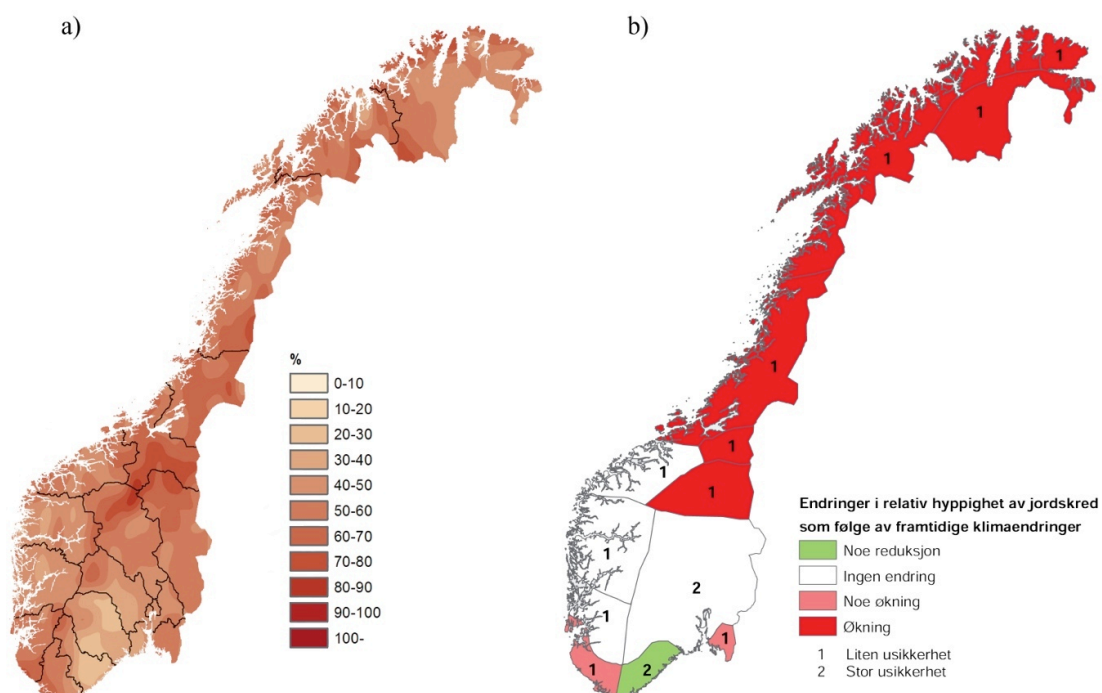
Council) som er utviklet i Storbritannia, men som har blitt justert for norske forhold. Overensstemmelsen mellom de påregnelige ekstremverdiene er best ved lave gjentaksintervall, hvor NERC-metoden stort sett gir et litt høyere estimat enn Gumbelfordelingen (Førland 1987). Flomfare vurderes separat for ulike årstider fordi temperaturene, nedbørsverdiene og akkumuleringen varierer gjennom året. I standardberegninger utført av Meteorologisk institutt benyttes følgende årstidsinndeling (Førland 1992):

Vinter: januar, februar, mars

Vår: april, mai

Sommer: juni, juli, august

Høst: september, oktober, november, desember



Figur 2.32: Endring i ekstremnedbør og skredaktivitet: a) Kart som viser prosent endring i antall dager med ekstremnedbør fra de siste 30 år (1979-2008) til foregående 30 år (1949-1978), b) estimert endring i skredhyppighet av jordskred for Norge i perioden 2008-2058. Det er tatt hensyn til både geologiske forhold og hvordan klimaet vil endres for de ulike årstider/sesonger for ulike skredtyper (GeoExtreme 2008).

Kapittel 3 Metode

For å finne frem til hva som forårsaket skredhendelsen på Stentrøa 22. juni 2014 har det vært nødvendig med feltbefaringer og analyse av hydrologiske data. I tillegg er det utført digitalt etterarbeid i dataprogrammet ArcGIS, samt at det er utført litteraturstudier.

3.1 Litteraturstudier

For å få økt kunnskap om skredtyper, skredprosesser og faktorer som påvirker skred, er det utført et omfattende litteraturstudium. I dette arbeidet er det benyttet fagbøker, artikler, konferanseinnlegg og internettsider. En oversikt over anvendte kilder er gitt i kapittel 9 Referanser.

3.2 Feltbefaringer

Innsamling av data til utarbeidelse av observasjonskart ble utført i perioden 07.07.2014-15.09.2014. Medstudent Mari Helen Riise deltok som assistent på alle feltbefaringene, mens hovedveileder Terje H. Bargel deltok ved behov. Utstyr som ble medbrakt i felt var papirkart fra norgeskart.no, vinkelmåler (Suunto tandem) og en håndholdt GPS (Garmin 60CSx). Papirkartet ble brukt til orientering, vinkelmåleren til å måle terrenghelning, mens feltobservasjoner ble markert med GPS-en. I arbeidet med å avgrense studieområdet, ble det valgt å fokusere på betingende faktorer for utløsning av jordskred. Studier av papirkartet viste skogsbilveier i høyden, bekker øst og vest for skredet, samt reduserende helningsgradienter mot øst, vest og nord. Derfor ble studieområdet avgrenset til å gjelde omtrentlig 350 meter øst og 550 meter vest for skredet. Høydeutstrekning er fra fylkesvei 30 ved 175 moh., og opp til omtrent 375 moh., se Figur 4.3.

De første dagene gikk med til undersøkelser av skredbanen og vannveier i nærheten. Deretter ble resten av området undersøkt. Med utgangspunkt i alle stiene og skogsbilveiene i området, ble det valgt å fokusere på disse og tilhørende inngrep. Det vil si at stikkrenner, hogstfelt og skogsbilveier ble tegnet inn i papirkartet og markert med GPS-enheten. I

tillegg ble det observert et stort antall bekker som ikke var tegnet inn i papirkartet fra norgeskart.no. Disse ble markert i kartet.

3.3 Nedbørsdata

Nedbørsdata og klimastatistikk er hentet fra internettsiden eklima.met.no, som gir tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata. Fra målestasjonen 67560 på Kotsøy er det hentet inn døgnnedbør for juni 2014 og timesnedbør for 21.-23. juni 2014. Denne informasjonen er brukt til å sammenligne observerte nedbørsmengder opp mot kritiske terskelverdier. Fra målestasjon 67540 Røsbjørgen er det samlet inn informasjon om påregnelige maksimale nedbørsverdier og returperioder. Rådataene er vedlagt i vedlegg A.

3.4 Analyser utført i ArcGIS

For å utføre analyser er det i denne oppgaven benyttet ArcGIS. I dette arbeidet var internettsiden resources.arcgis.com (2015) et nyttig hjelpemiddel. ArcGIS er et geografisk informasjonssystem (GIS) som blir brukt i fremstilling av geografisk informasjon og kart. Programmet er utviklet av ESRI (*Environmental Systems Research Institute*) og deles i hovedtrekk inn i programgruppene: *Desktop GIS*, *Server GIS* og *Mobile GIS*. Desktop GIS har flere funksjoner for visualisering, administrasjon, oppretting, analyse og redigering av geografiske data. I masteroppgaven er tilleggsapplikasjonene *ArcMap 10.2* og *ArcCatalog 10.2* benyttet. Selve fremstillingen av kartet og analysene foregår i ArcMap mens dataene lagres i ArcCatalog. For å utføre analyser i ArcGIS, må data hentes inn. I denne oppgaven er det benyttet laserdata fra 2008 som har en punkttetthet på 2 m, og topografisk kartdata fra Statens kartverk (2014). Disse ble brukt til å se nærmere på terrengformer, terrenghelninger og hydrologiske egenskaper.

3.4.1 Observasjonskart

Observasjonskartet viser observasjoner gjort i felt. Punktene fra GPS-enheten ble overført til ArcMap ved hjelp av applikasjonen DNRGPS (*Department of Natural Resources Global Positioning System*). Deretter ble verktøyet *Create Feature Class* brukt til å tegne inn nye lag i kartet.

3.4.2 Digital terrengmodell

En digital terrengmodell er en tredimensjonal fremstilling av terrengoverflaten uten objekter som vegetasjon, hus, veier o.l. Modellen lages ut ifra laserfiler som gjøres om til rasterlag. Deretter anvendes verktøyet *Hillshade*. Denne funksjonen gjør at terrengformer som forsenkninger, rygger og elve- og bekkeløp blir svært synlige. Kartet er et meget nyttig hjelpemiddel i terrengvisualisering.

3.4.3 Helningskart

Et helningskart er et kart som viser skråninghelninger i ønskede intervaller, og fremstilles ved hjelp av funksjonen *Slope*. I denne oppgaven er det valgt å dele inn etter grader, og det er laget 7 klasser fra 0-89°, se helningskart Figur B.2 i vedlegg B. Jord- og flomskred løsner normalt ved 20-30° (NVE 2013), og gjeldene intervall er derfor delt inn i flere klasser for å prøve å finne hvilken helningsgradient skredet er utløst i.

3.4.4 Kart som viser akkumulasjon av vann

Dette er et kart som viser hvor i terrenget vann akkumuleres. Først må eventuelle områder med forsenkninger fjernes, det vil si områder uten drenering. For å gjøre dette brukes funksjonen *Fill*. Nå har alle celler en nabocelle med lavere verdi, og verktøyet *Flow Direction* benyttes. Dette verktøyet bestemmer retningen på strømminger, basert på om verdiene i nabocellene er mindre eller høyere. Til slutt anvendes verktøyet *Flow Accumulation* som gir modellerte strømminger av vann.

Kapittel 4 Områdebeskrivelse

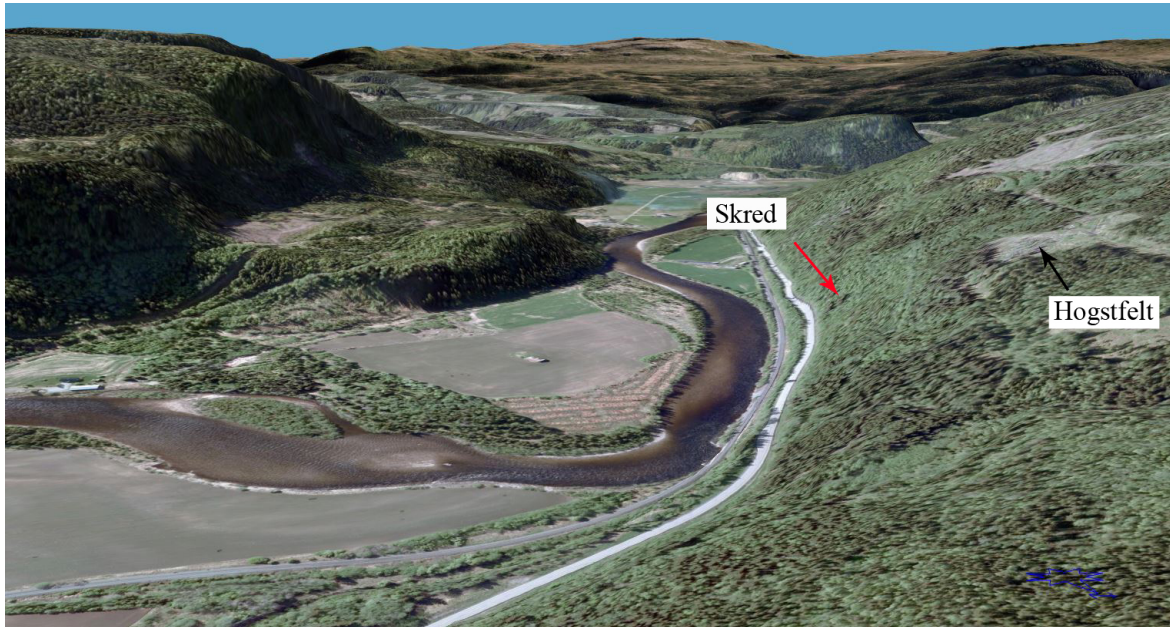
Stentrøa ligger mellom Singsås og Fjeset i Midtre Gauldal, en innlandskommune i Sør-Trøndelag. Fra Støren har dalføret en utstrekning i nordvest-sørøstlig retning mot Ålen, før det dreier sørlig i retning Røros, se Figur 4.1. I bunnen av dalføret går fylkesvei 30 parallelt med elven Gaula.



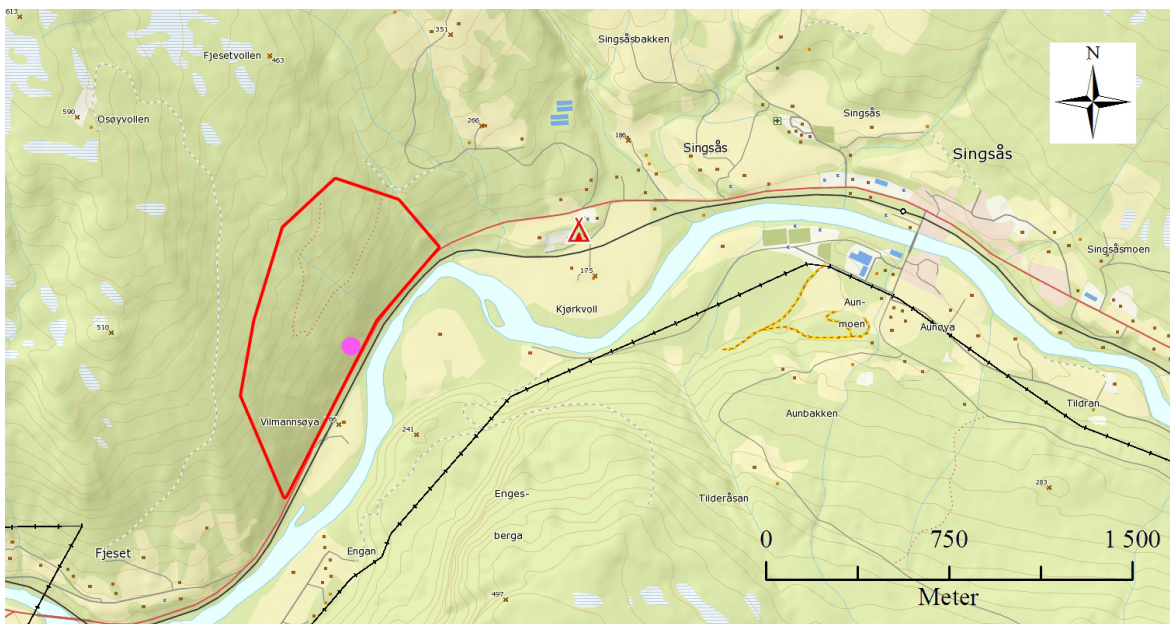
Figur 4.1: Kartutsnitt med lokalisering av studieområde (rød sirkel) for masteroppgaven (Statens kartverk 2015).

Figur 4.2 viser et oversiktsbilde over dalføret ved Stentrøa som er hentet fra Norge i 3D (2015). Bildet gir en god fremstilling av terrenget og topografien i studieområdet. Det viser at området har lite bebyggelse, men at skråningen ovenfor skredet er preget av menneskelig aktivitet i form av hogstfelt. Ved å lage et skyggerelieff er også skogsbilveier avdekket, se Figur B.1 i vedlegg B. Fra 250 moh. og ned mot fylkesvei 30 er skråningen hovedsakelig mellom 30-39°, med unntak av små områder som har en gradient høyere enn 40°, se helningskart Figur B.2 i vedlegg B. Figur 4.3 viser studieområdets avgrensning.

4. Områdebeskrivelse



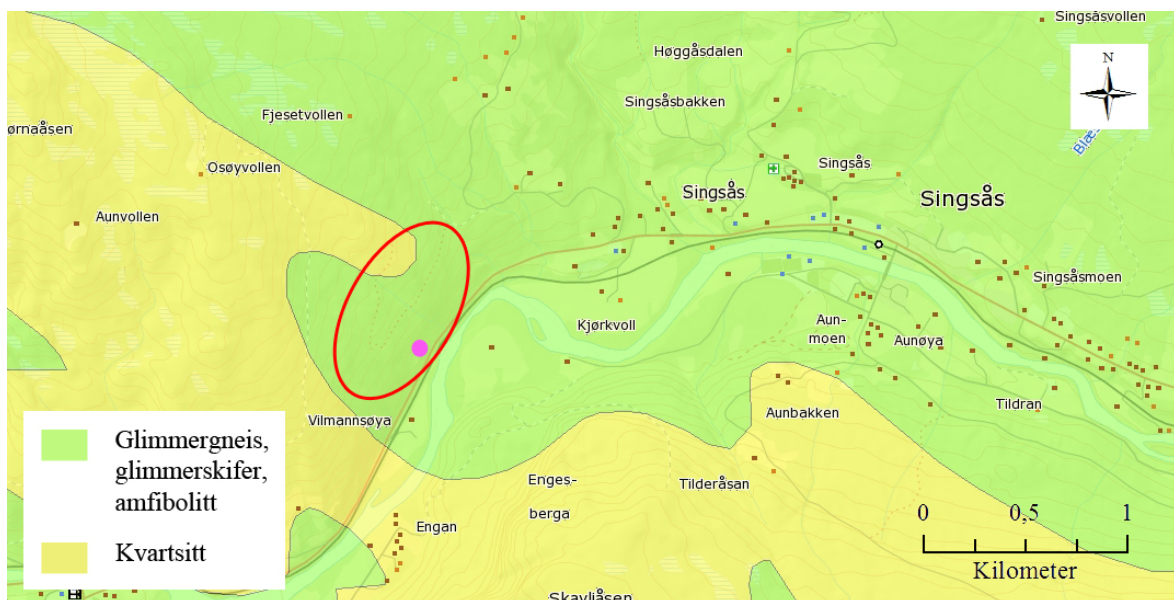
Figur 4.2: Bilde mot sørvest over dalføret ved Stentrøa. Omtrentlig posisjon for skredet er vist med svart pil. Hogstfeltene ses som grå områder uten vegetasjon (Norge i 3D 2015).



Figur 4.3: Kartutsnitt som viser studieområdets avgrensning i rød ramme. Skredets posisjon er indikert med rosa (Statens kartverk 2015).

4.1 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i Midtre Gauldal tilhører den kaledonske fjellkjeden og domineres av metamorfe og magmatiske bergarter. Disse bergartene ble dannet da havet mellom Baltika og Laurentia lukket seg gjennom Silur, og deretter kolliderte mot slutten av Silur for rundt 425 millioner år siden (Fossen et al. 2007). Under sammenstøtet ble de magmatiske og sedimentære bergartene, som var avsatt på havbunnen før kollisjonen, skjøvet inn over land samtidig som de ble foldet og metamorfisert (Prestvik et al. 1995). Berggrunnskartet fra Norges geologiske undersøkelse (NGU), Figur 4.4, viser at feltområdet hovedsakelig består av glimmerskifer, glimmergneis, amfibolitt, men også noe kvartsitt. Kartleggingen til NGU ble verifisert på feltbefaringer, se delkapittel 5.3.

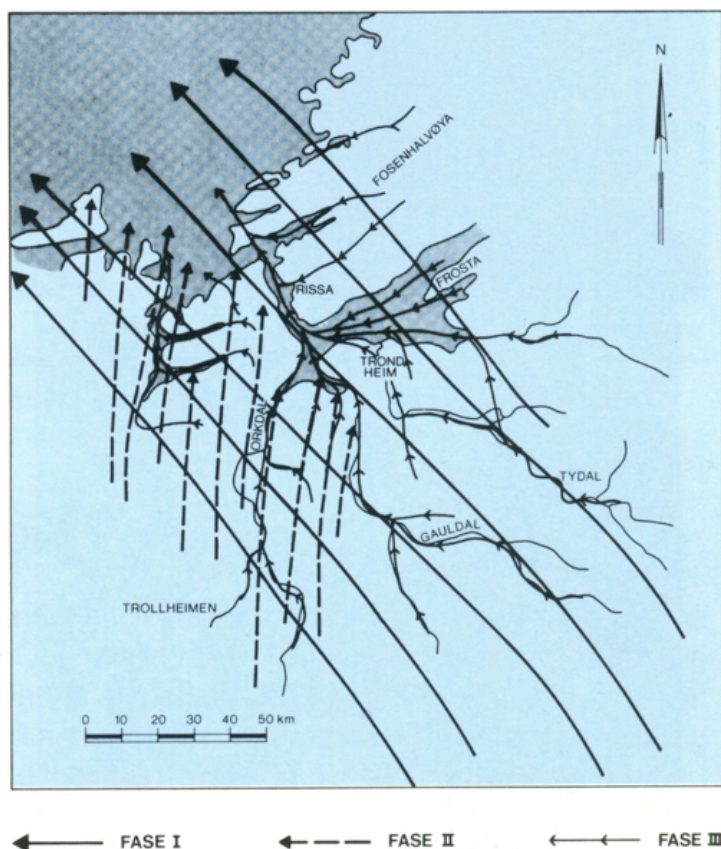


Figur 4.4: Bergartene i studieområdet (rød ring) består hovedsakelig av glimmergneis, glimmerskifer og amfibolitt. Skredet er markert med rosa (NGU 2015).

4.2 Kvartærgeologi

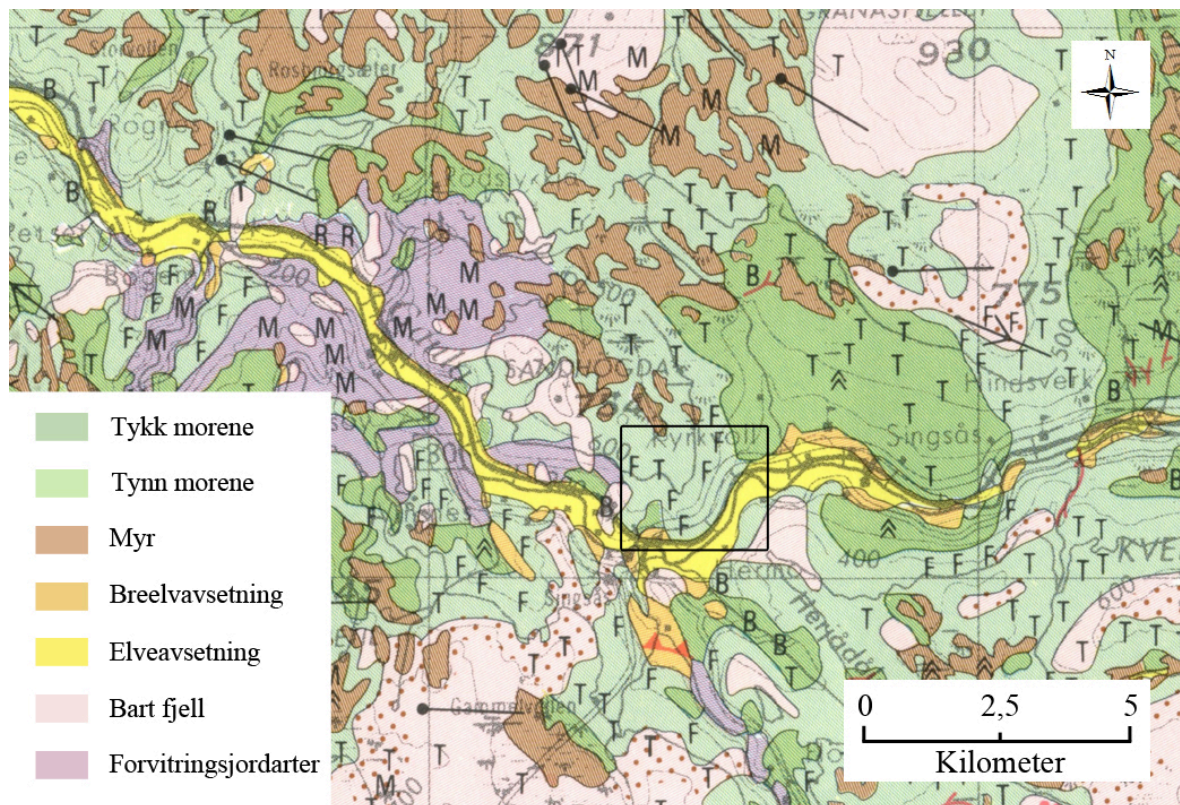
Ved å observere og tolke skuringsstriper, drumliner og rillete moreneoverflater har (Reite 1990) foretatt en rekonstruksjon av isbevegelsene i slutten av siste istid og etteristiden for Sør-Trøndelag, se Figur 4.5. De tolkede bevegelsene deles inn i tre ulike faser som alle viser et eget utviklingstrinn av isdekket. Fase 1 illustrerer innlandsisens hovedbevegelsesretning, som er nordvest. Skuringsstripene i fase 2 har en mer nordlig

retning, og har trolig oppstått fra en egen brekappe over Trollheimen. Etter hvert som bretrykkelsen avtok ble isbevegelsen betinget av topografien, og fase 3 følger derfor dalfører ut mot Trondheimsfjorden i en nordvestlig retning (Reite 1990). Avsmeltingen førte til at havnivået steg, fordi isbreene holdt på store mengder vann. Samtidig avtok istrykket mot jordskorpen og landet hevet seg isostatisk (Thoresen 2009). Likevel skjedde den isostatisk hevingen i et større tempo enn havstigningen, der resultatet ble en regresjon (Prestvik et al. 1995). Dvs. at det skjer en tilbaketrekning av havet fra landområder (Jackson 1997). På grunn av regresjonen ligger marine avsetninger høyt over dagens havnivå og inn i innlandet. I Trøndelag er netto landheving 100-200 moh., og foregår fortsatt med et årlig tempo på tre mm (Prestvik et al. 1995). I tiden etter isavsmeltingen har geologiske prosesser som landheving, erosjon, og transport av løsmasser vært aktive. Dette har ført til at elver og bekker har gravd i løsmassene og dannet dagens terreng i Gauldalen (Thoresen 2009).



Figur 4.5: Rekonstruksjon av brebevegelsesfaser: Fase I: isbevegelser under siste istids maksimum. Fase 2: under deglasiasjonen forskjøv issenteret i Trollheimen seg mot vest. Fase 3: isstrømmene kom fra grensetraktene mot Sverige og fulgte topografien (Reite 1990).

Terrengets relieff og de ulike løsmassene er et resultatet av de glisiale og geologiske prosessene i siste istid og frem til i dag. Løsmassene som dominerer i dalføret er vist i Figur 4.6. Dalbunnen består av elveavsetninger, mens skråningene hovedsakelig er dekket av tykke og tynne moreneavsetninger med lokale forvittringsjordarter, blotninger av bart fjell, og myr. I selve studieområdet består løsmassene av tynne moreneavsetninger samt spredte forvittringsprofiler.



Figur 4.6: Løsmassekart for studiområdet (svart ramme). Studiemrådet består hovedsakelig av tynn morene og spredte forvittringsprofiler markert med F (modifisert etter Reite 1990).

4.3 Meteorologiske målestasjoner

I nærheten av skredet er det to meteorologiske målestasjoner: Kotsøy og Røsbjørgen, henholdsvis 9 km og 22 km i avstand fra skredet. Stasjonen 67540 på Røsbjørgen måler kun nedbør og ble tatt ut av drift i 2010. Ved målestasjon 67560 på Kotsøy måles både temperaturer og nedbør. Denne stasjonen er nyere og har vært i drift siden november 2007. Målestasjonenes lokaliteter er vist i Figur 4.7.



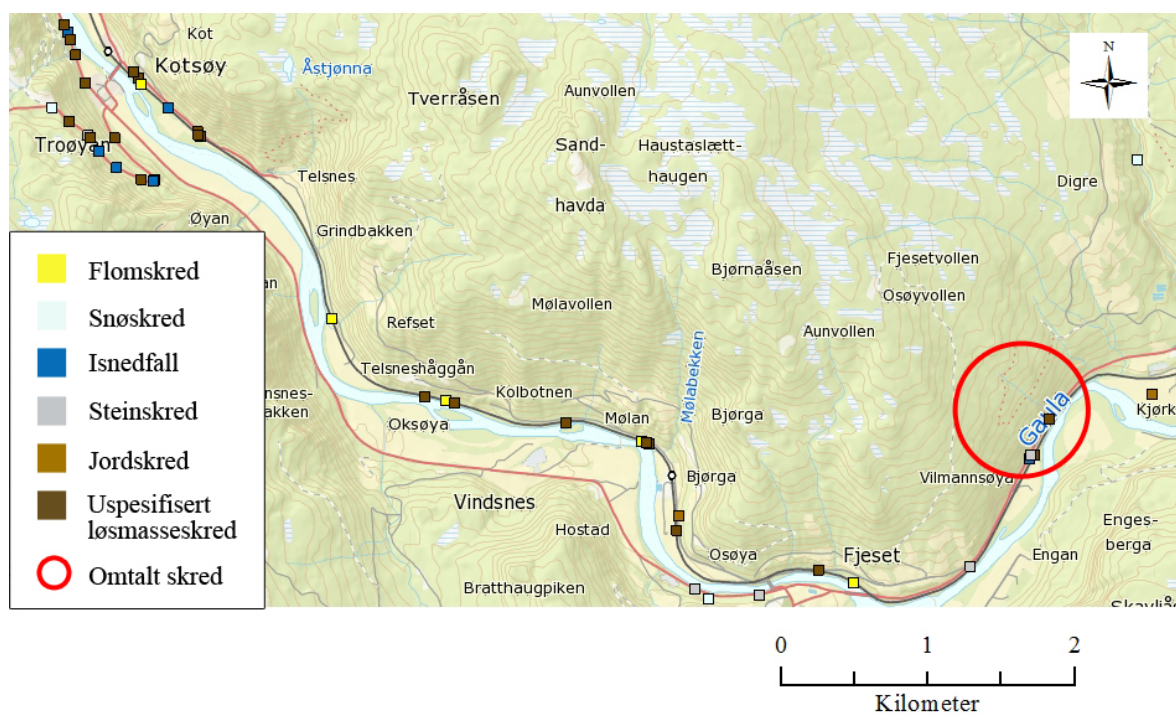
Figur 4.7: Meteorologiske målestasjoner (blå prikker) i nærheten av studieområdet, rød sirkel (Statens kartverk 2015).

4.4 Tidligere skredhendelser

Figur 4.8 viser et kartutsnitt med oversikt over registrerte skredhendelser mellom Kotsøy og Stentrøa, og en opptelling av de ulike skredtypene er vist i Tabell 4.1. I studieområdet lokaliseres det, i tillegg til det omtalte skredet, isnedfall, steinskred og et uspesifisert løsmasseskred (Skrednett 2015).

Tabell 4.1: Antall skredhendelser innenfor hver skredtype (Skrednett 2015).

Skredtype	Uspes. løsmasseskred	Jordskred	Flomskred	Steinskred	Snøskred	Isnedfall
Antall	22	2	5	4	2	7



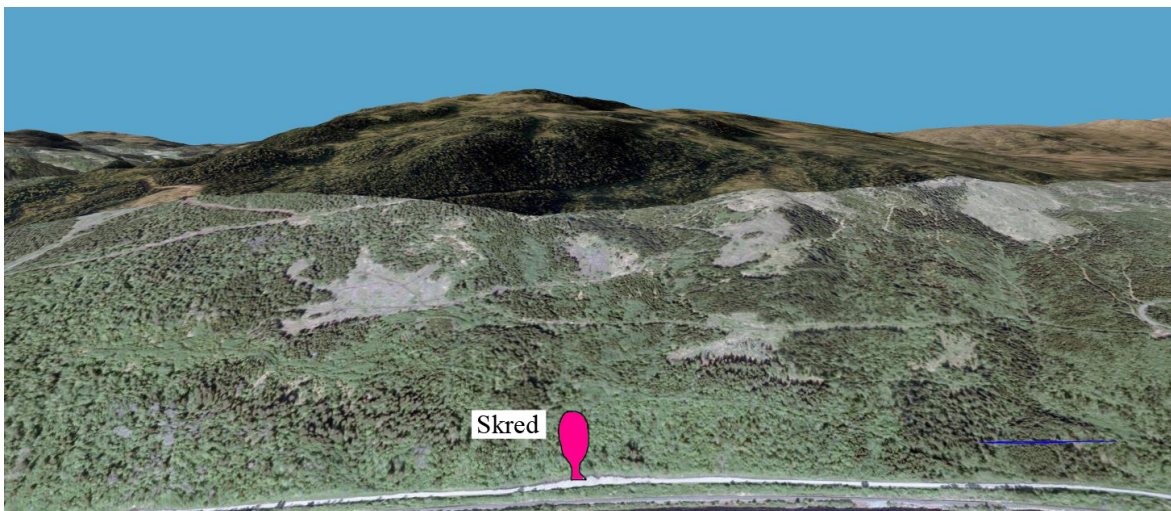
Figur 4.8: Tidligere skredhendelser mellom Kotsøy og Stentrøa (angitt med rød sirkel). Strekningen domineres av løsmasseskred (Skrednett 2015).

Kapittel 5 Resultater

I forestående kapittel er det gitt en beskrivelse av forhold som ble observert i felt sommeren 2014. Innledningsvis er det to korte avsnitt om vegetasjonen og menneskelige inngrep i studieområdet. Deretter kommer en lengre beskrivelse av skredets løsneområde, skredløp og utløpsområde, samt området ovenfor skredet. Helt til slutt kommer et avsnitt med nedbørshistorikk.

5.1 Vegetasjon

De bratte åssidene på Stentrøa består av en blanding mellom løvskog, plantet granskog og åpne hogstfelt, se Figur 5.1. Oppover i høyden avtar mengden trær og terrengdekket endres til våtmarksområder. I hogstfeltene varierer vegetasjonen i henhold til tiden siden avskogingen. De eldste hogstfeltene gjenkjennes ved at gjenstående stubber har begynt forråtnelsesprosesser og ny skog er i vekst. I hogstfeltene som ikke er fullt så gamle, er trestubbene mer intakte og fjellsiden er dekket med bringebærbusker og gress, som vist i Figur 5.2.



Figur 5.1: Bilde mot nordvest som viser vegetasjonen i studieområdet. Grå områder uten vegetasjon er hogstfelt. Skredet er markert med rosa (Norge i 3D 2015).



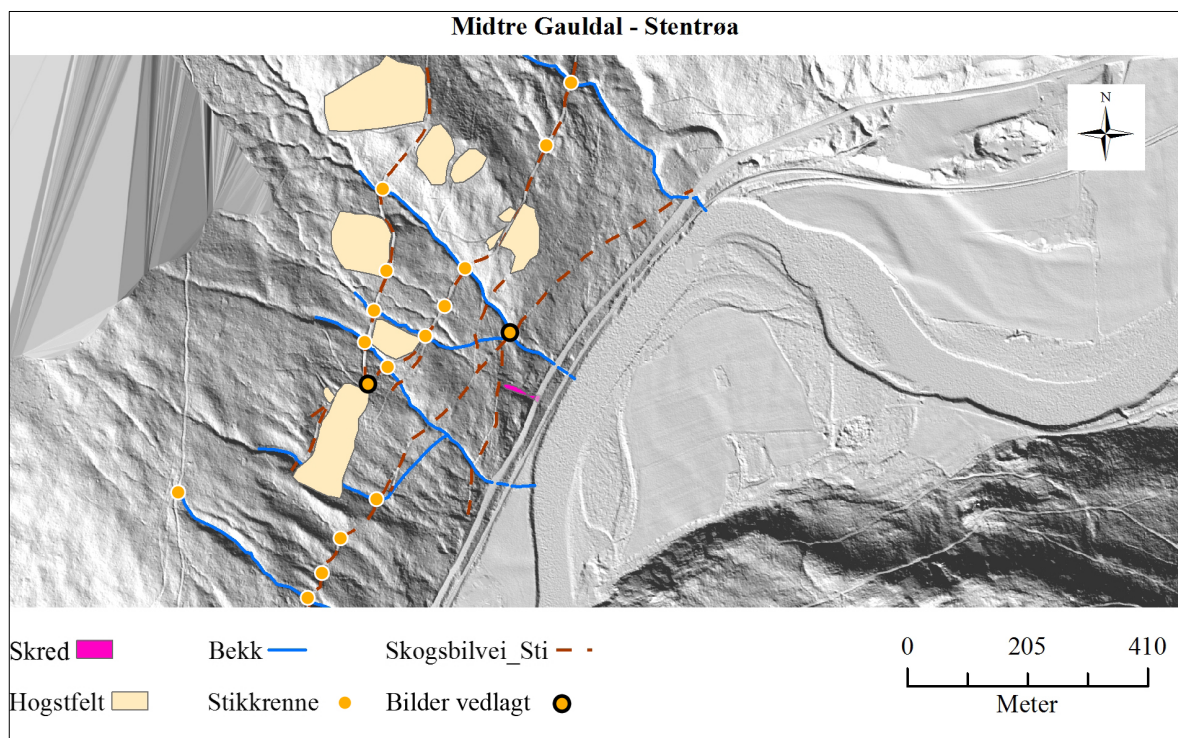
Figur 5.2: Avskoget område med vekster av bringebærbusker og gress. Bildet er tatt mot øst (Foto: Synne Tveiten, 14.07.2014).



Figur 5.3: Spor fra motorisert kjøretøy (Foto: Mari Helen Riise, 16.07.2014).

5.2 Menneskelig aktivitet

Menneskelige inngrep preger naturen i og rundt Stentrøa. Spesielt synlige er skogsbilveiene knyttet opp mot skogbruk, som tydes på skyggerelieffet vist i Figur B.1 i vedlegg B. Et eksempel på hvordan motoriserte kjøretøy lager spor i terrenget er vist i Figur 5.3. I Figur 5.4 er veier, hogstflater, bekker og stikkrenner påtegnet skyggerelieffet. En større versjon av kartet ligger vedlagt som Figur B.4 i vedlegg B. Hogstflatenes utstrekning er bestemt ut ifra flyfoto. De aller fleste stikkrennene i felt var operative, med unntak av et par observasjoner hvor stikkrennene var gjentettet av sedimenter, kvister og løv, se Figur 5.5.



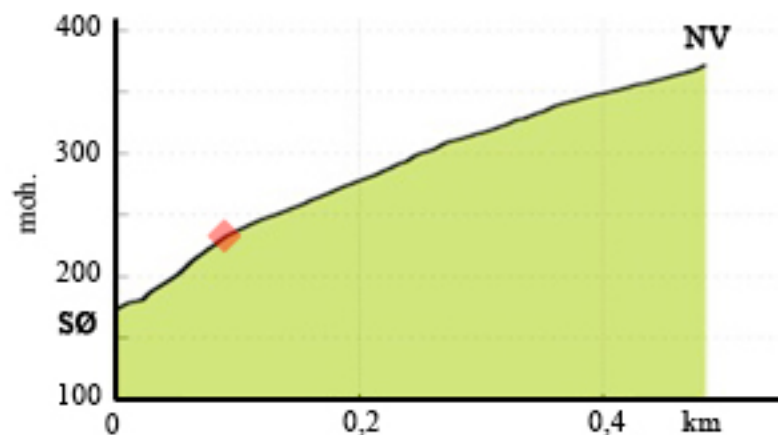
Figur 5.4: Kart med menneskelige inngrep i studieområdet (Produsert av Synne Tveiten, basert på lidardata fra Statens kartverk).



Figur 5.5: Stikkrenner. Øverst: knekt stikkrenne fylt med sedimenter, bilde tatt 22.07.2014. Nederst: stikkrenne med diameter 30 cm, der halve inntaket er fylt med kvister, løv og sedimenter, bilde tatt 24.09.2014. Lengde av gul bok er 17 cm. Boken er brukt som målestokk videre i oppgaven (Foto: Synne Tveiten).

5.3 Beskrivelse av skred

Skredhendelsen inntraff på morgenen den 22. juni 2014 etter en periode med vedvarende nedbør, se delkapittel 5.5.1. Figur 5.6 viser et høydeprofil av skråningen gjennom skredbanen. Profilet starter på fylkesvei 30, 175 moh., og har en utstrekning opp til 365 moh. Skredet løsnet ved ca. 240 moh. ved 35° helning. Dette gir skredbanen en omtrentlig lengde på 113 m.



Figur 5.6: Høydeprofil fra fylkesvei 30 og opp til rundt 365 moh. gjennom skredbanen. Profilets orientering er sørøst-nordvest. Skredets løseområde er markert med rødt (modifisert etter Statens kartverk 2015).

5.3.1 Løsmasser

PhD.-stipendiat Øystein Lid Opsal har i forbindelse med sitt moreneprosjekt for NVE tatt prøver fra skredsåret i Almåskroken. Almåskroken ligger 13 km unna Stentrøa i nordvestlig retning. Den korte avstanden mellom de to skredlokalitetene gjør at de trolig har erfart de samme glasiale og postglasiale forholdene, og prøvene antas derfor som representativ for Stentrøa. I laboratorium har Øystein Lid Opsal separert løsmasseprøvene til kornfraksjoner mindre enn 16 mm, medium grus og finere, og større enn 16 mm, se Figur 5.7. Prøven med størst betydning, med tanke på porevannstrykkoppbygging, er den som inneholder de minste kornfraksjonene. Det er vanskelig å skille fraksjonene ytterligere ut ifra bildet, men under feltbefaringer på Stentrøa ble de minste kornfraksjonene vurdert som fin-medium sand. De større fraksjonene bestod av grus, stein og blokk.

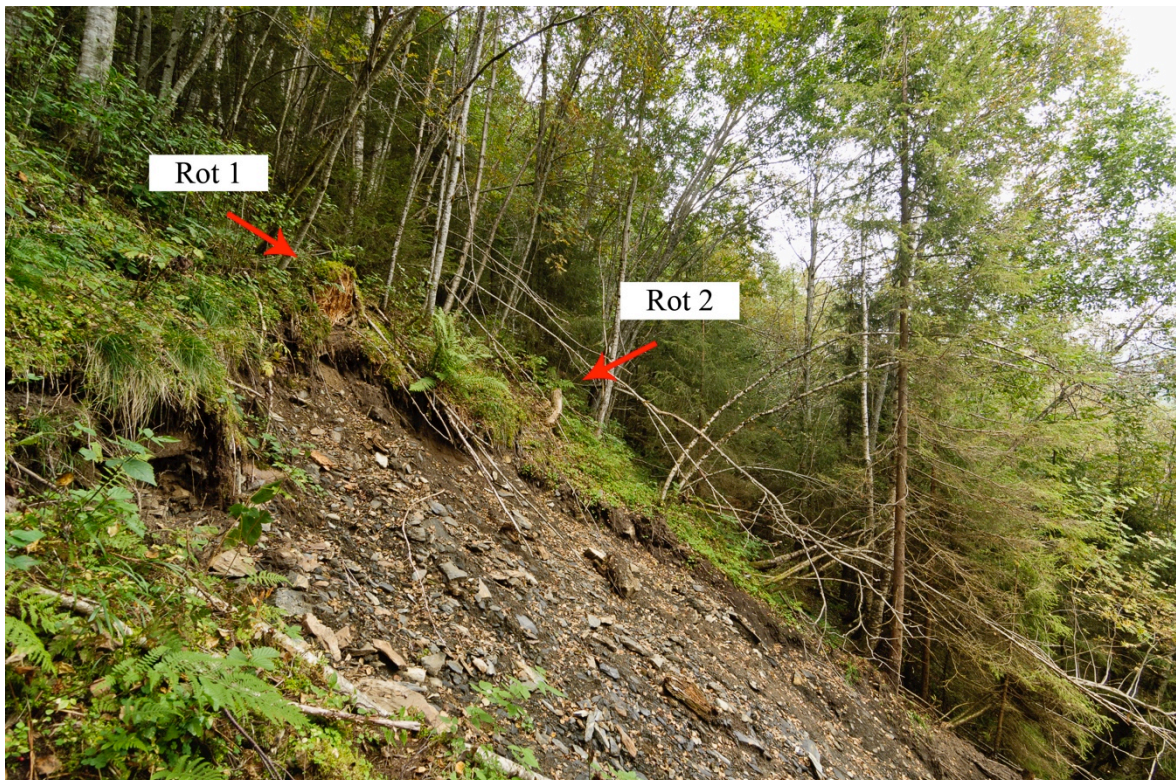


Figur 5.7: Separasjon av løsmasseprøve fra skredsåret i Almåskroken. Øverst: kornfraksjoner mindre enn 16 mm. Nederst: kornfraksjoner større enn 16 mm. Disse fraksjonene kan beskrives som kantet-kantrundet (Foto: Øysten Lid Opsal, 14.04.2015).

5.3.2 Løsneområde

Skredets løsneområde er lokalisert ca. 240 moh. Bredden av utglidningen er målt til omtrent 8 meter, bruddkanten er skjeformet og rundt 50-70 cm høy. Rett i overkant av bruddkanten observeres det et par gamle røtter og en sprekk i løsmassene, se henholdsvis Figur 5.8 og Figur 5.9. Sprekken avgrensner et jordstykke på ca. 1-2 m³ og under løsmassene avdekkes større blokker, se Figur 5.10. Dette skaper et mindre stabilt jordstykke som potensielt kan løsrives fullstendig.

Bergartsfragmentene i løsneområdet er flisige og stenglige, og består hovedsakelig av en mørk bergart. Amfibol er identifisert ved å se på håndstykker fra felt i mikroskop og bergarten kartlegges derfor som en amfibolitt, noe som også stemmer med områdets berggrunnskart. Amfibolitten er skifrig, hvor noen overflater har en rustrød forvitningsfarge som vist i Figur 5.11. Ikke langt nedenfor bruddkanten er det spor etter vannstrømninger som observeres som små kanaler, se Figur 5.12.



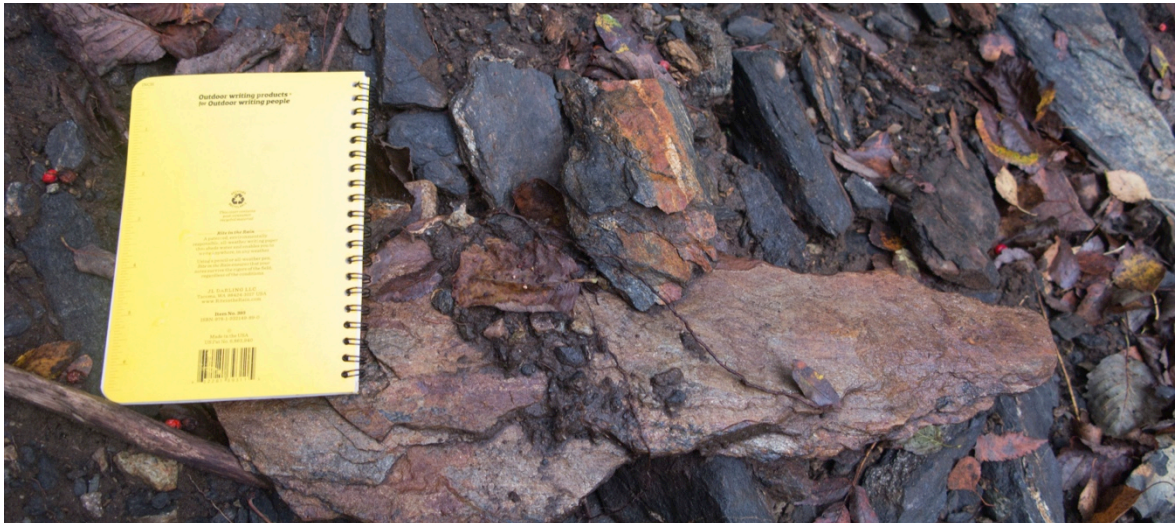
Figur 5.8: Bilde av bruddkant. Eldre røtter står igjen langs den halvsirkelformede bruddkanten. Bildet er tatt mot nordøst (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



Figur 5.9: Sprekk (rødstiplet linje) i løsmassene ovenfor bruddkanten (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



Figur 5.10: Større blokker under overliggende torv. Den ene roten observeres til høyre i bildet (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



Figur 5.11: Amfibolitt med rustrøde forvitningsflater (Foto: Synne Tveiten, 24.09.2014).



Figur 5.12: Blå streker er tolkede spor etter vannstrømninger i løsneområdet. Bildet er tatt i østlig retning ned skredbanen (Foto: Synne Tveiten, 24.09.2014).

5.3.3 Skredløp

Nedenfor løsneområdet går berggrunnen over i glimmergneis og glimmerskifer. Glimmerskiferen er lys og har en lagdeling som går parallelt med skråningen, se Figur 5.13 og Figur 5.17. Observasjoner gjort i mikroskop tyder på at glimmerskiferen består av kvarts, muskovitt og noe biotitt. Glimmerskiferen er stedvis svært skifrig og har rustrøde forvitningsflater, se Figur 5.15. I tillegg observeres det profiler av fullstendig forvitret amfibolitt, se Figur 5.16.



Figur 5.13: Massiv bergart til høyre i bildet er glimmergneis. Øverst til venstre: glimmerskifer med lagdeling ned mot dalbunnen. Bildet er tatt oppover i skredbanen (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



Figur 5.14: Flisige og stenglige blokker av glimmerskifer (Foto: Synne Tveiten, 11.09.2014).



Figur 5.15: Rustet glimmerskifer i skredløpet (Foto: Synne Tveiten, 11.09.2014).



Figur 5.16: Forvittringsprofil av amfibolitt (Foto: Synne Tveiten, 11.09.2014).

Glimmergneis er en hardere bergart enn amfibolitt og dette har muligens ført til at glimmergneisen ikke har blitt revet med av skredstrømmen. I stedet har den dannet en terskel i skredbanen, lokalisert ved personen øverst i Figur 5.17. Videre nedover er det to tydelige kanaler hvor fragmenter av lys glimmerskifer har blitt fraktet nedover og avsatt, en prosess som understreker tilstedeværelsen av vann. Etter noen meter forenes de to kanalene, samtidig som skredets bredde avtar fordi terrenget er svakt konvergerende. Kanalen av glimmerskifer fortsetter i ett løp, men forgrenes igjen til to kanaler lengre ned i skredløpet. En skredkanal svinger ut i østlig retning, dvs. mot høyre sett nedenfra og opp. Kanalen begrenses av forsenkninger og fjellskrenter i terrenget, og ledes inn igjen i hovedkanalen. Mellom disse to kanalene dannes det et felt hvor vegetasjonen er mindre påvirket av kreftene fra skredet. I dette feltet er mange trær fortsatt oppreist eller kun bøyde. Trærne har i tillegg stått som en stopper for nedkommende trær, se Figur 5.18. Skredbanen smalner deretter inn som en trakt, hvor flere opprevne trær har samlet seg. Samtidig øker terrengets helning og tydelige rotsystemer kommer til syne i skredkanalen, se Figur 5.19



Figur 5.17: Skredkanaler av glimmerskiferer til høyre og venstre i bildet, glimmerskiferens lagdeling observeres ovenfor skredkanalen til venstre. Ved personen øverst i bildet er det en terskel av glimmergneis. Bildet er tatt i nordvestlig retning oppover skredløpet (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



Figur 5.18: Område mellom skredkanalene hvor trærne fortsatt står, eller er bøyd. Bildet er tatt oppover i skredløpet og viser at trærne har stått som en stopper for nedkommende trær (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



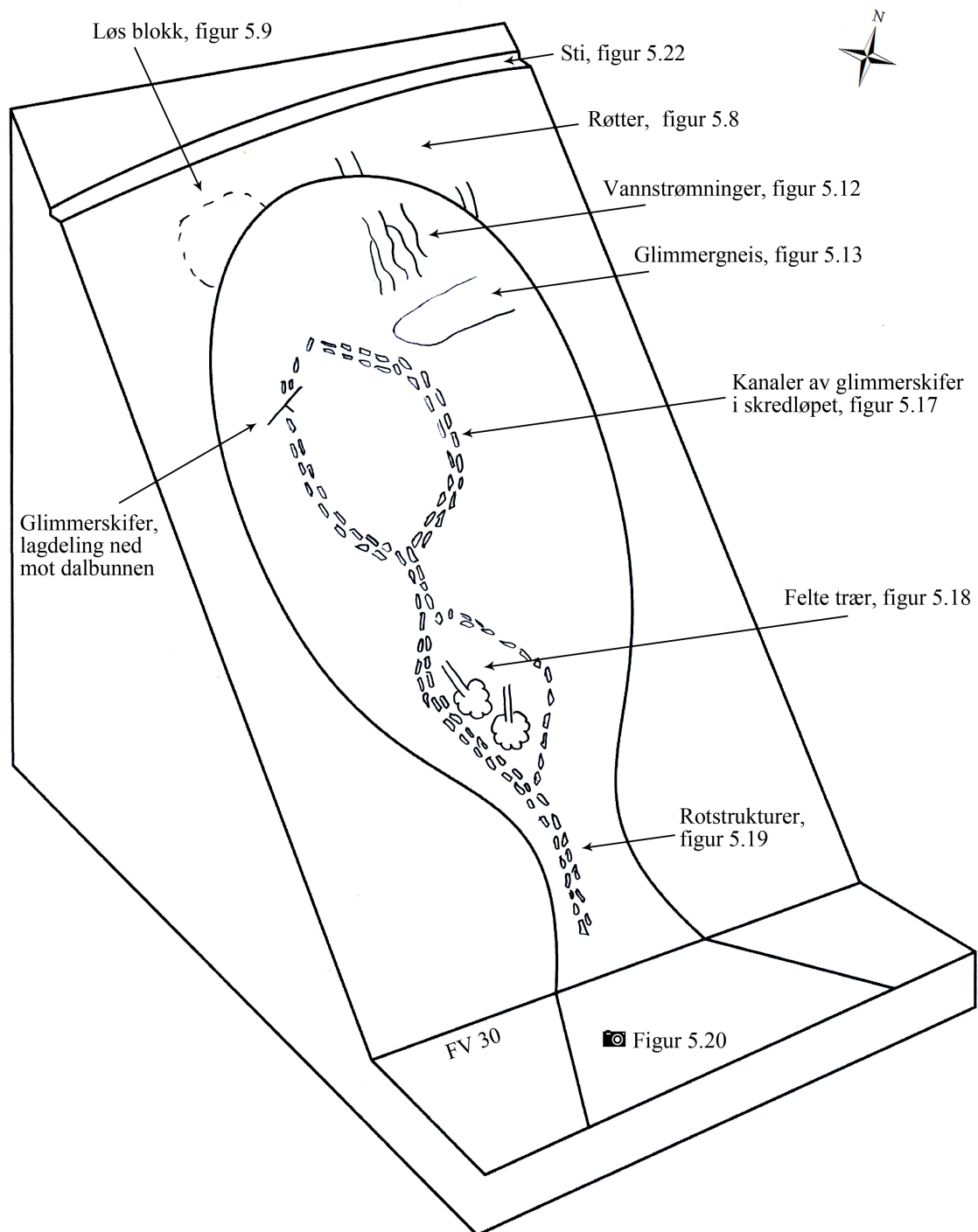
Figur 5.19: Rotsystemer som har blitt synlige ved at skredmassen har erodert det øverste jordlaget. Bildet er tatt i nordvestlig retning fra fylkesvei 30 og oppover (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).

5.3.4 Utløpsområde

Fylkesvei 30 er en horisontal flate og skredmassene har derfor bremsset opp. Avsetningene er dokumentert i et bilde tatt rett etter skredhendelsen, se Figur 5.20. Bildet viser at de største fragmentene er avsatt inn mot skråningen, mens mindre fragmenter og kvister er fraktet lengre ut og avsatt av vannmettede sedimenter.



Figur 5.20: Bilde mot nordøst som viser skredets utløp på fylkesvei 30, 22. juni 2014 (Sundgård 2014).



Figur 5.21: Tegning av skredet som viser omtrentlige forhold i skredbanen og hvor bildene er tatt (Illustrasjon: Synne Tveiten).

5.4 Område ovenfor skredet

Det er tydelig at det har vært mye vann tilstede under skredhendelsen. For å lokalisere hvor vannet har kommet fra, er det hensiktsmessig å undersøke området ovenfor skredet. Like ovenfor skredsåret går det trolig en gammel skogsbilvei. Denne har med tiden grodd igjen og ligner nå en sti, se Figur 5.22. På bildet er stien brun. Dette er løst material i form av barnåler og løv som har blitt fraktet og avsatt av vann. Rundt 20 meter lenger opp på stien kommer et punkt hvor det er spor etter enda større vannmengder, se Figur 5.23. Bildet viser tydelig hvordan vannstrømninger har gravd i stien, før de har svingt ned skråningen øst for skredet. Noen meter videre oppover på stien kommer et punkt hvor hele vegetasjonsdekket er erodert vekk, se Figur 5.24. Skråningen herfra og opp har blitt utsatt for store vannmengder. Vannmengdene har erodert terrenget og det er derfor lett å følge sporene oppover. Ved rundt 280 moh. kartlegges et bekkeløp som, i stedet for å ta korteste vei rett ned, svinger av og skrår bortover i terrenget. Bekkeløpet renner nærmest horisontalt i terrenget, kanaldybden er liten og bunnlaget består av småstein. Ved å følge dette bekkeløpet observeres det at vann har oversvømt løpet på fire lokaliteter, se Figur 5.25, Figur 5.26, Figur 5.27 og Figur 5.28. For oversiktskart se Figur 5.29.



Figur 5.22: Øverste delen av skredet og sti ovenfor i retning nordøst. På stien observeres barnåler og løv som trolig er fraktet med vannstrømninger og avsatt (Foto: Terje H. Bargel, 23.06.2014).



Figur 5.23: Blå strek er antatt vannvei. Vannveien følger sti før den svinger av ned skråningen ca. 20 m øst for skredet (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



Figur 5.24: Tolkede vannveier (blå streker) har erodert skråningen, tar inn på sti og følger den. Bildet er tatt i sørvestlig retning (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



Figur 5.25: Oversvømmelse av bekkeløp som har ført til vann "på ville veier" (vannveien er markert med blå pil og nummert som vannvei 1). Bildet er tatt mot nordøst (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



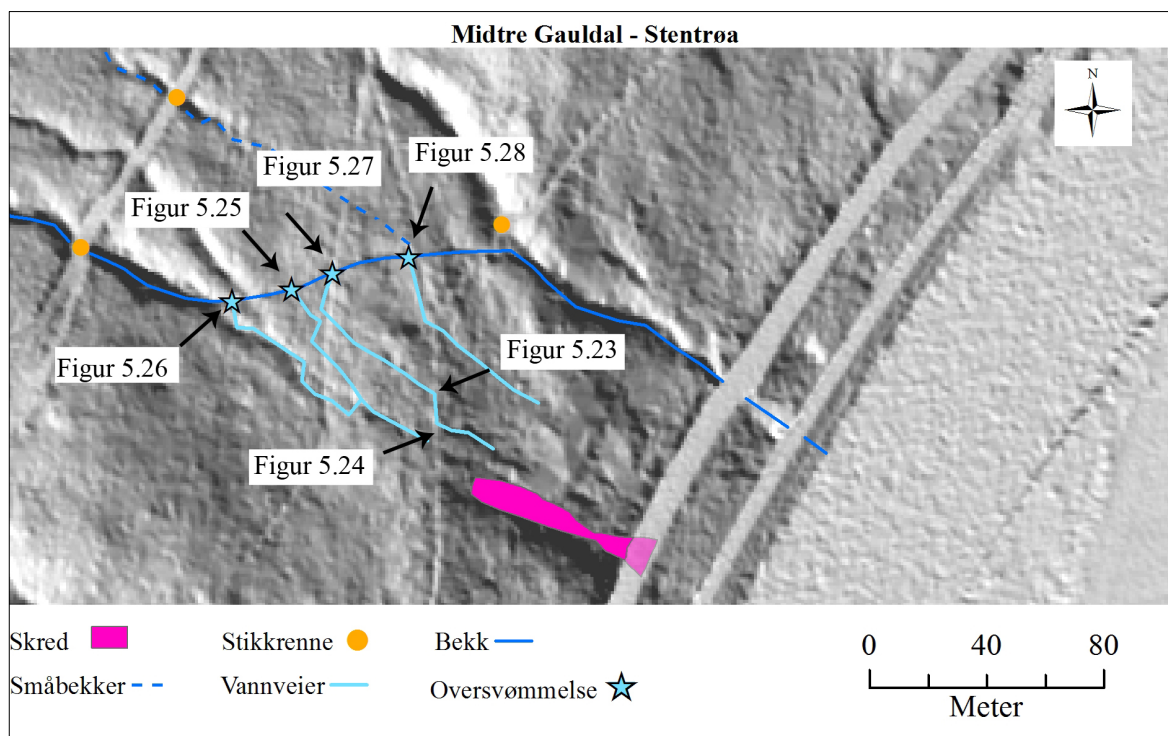
Figur 5.26: Oversvømmelse av bekkeløp er vist med blå pil og nummerert som vannvei 2. Bildet er tatt mot sørøst (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



Figur 5.27: Oversvømmelse av bekkeløp er vist med blå pil og nummerert som vannvei 3. Bildet er tatt mot sør (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).



Figur 5.28: Oversvømmelse av bekkeløp er vist med blå pil og nummerert som vannvei 4. Bildet er tatt mot øst (Foto: Wenzel Prokosch, 11.09.2014).

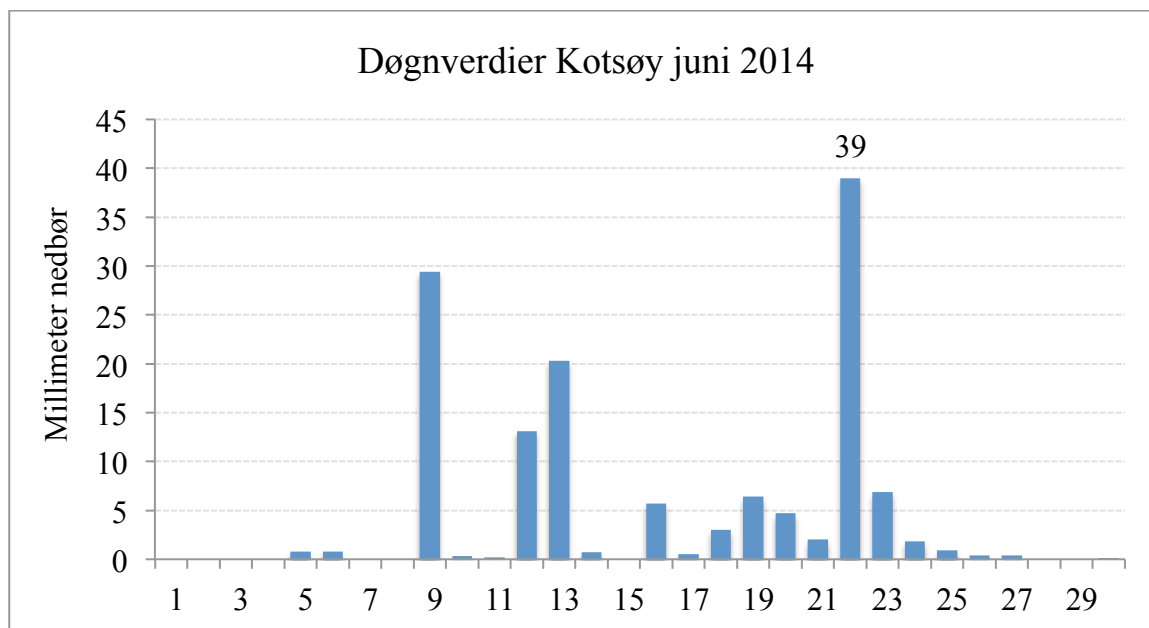


Figur 5.29: Kart som viser bildenes posisjon i terrenget (Produsert av Synne Tveiten, basert på lidardata fra Statens Kartverk).

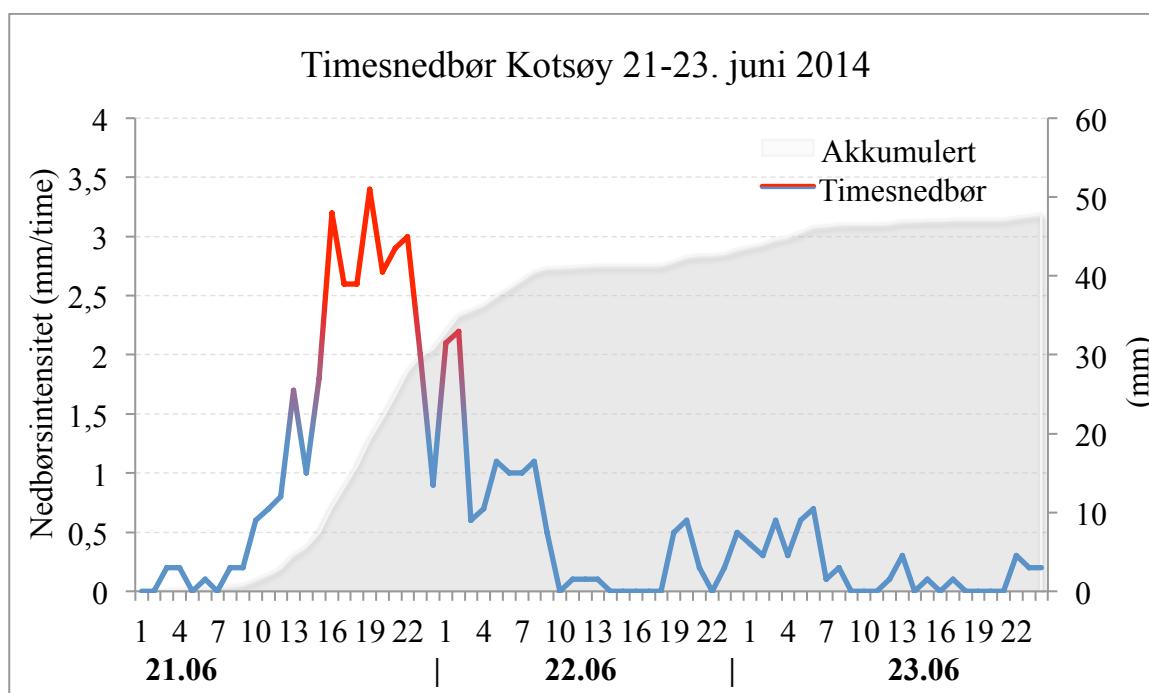
5.5 Klima

5.5.1 Nedbørshistorikk

Siden perioder med kortvarig intens nedbør er en viktig faktor for skred (Wieczorek 1996), er det nødvendig å se nærmere på døgn- og timesverdier. Observasjoner fra et stykke unna skredet kan vise helt andre nedbørsmengder og variasjoner, pga. endringer i landskapsformer og eksposisjon. Det er likevel valgt å bruke døgn- og timesverdier for nedbør fra Kotsøy, fordi denne målestasjonen er nærmest studieområdet. Ved sommertid måles døgnverdier hver morgen klokken 08.00, og oppgitt verdi på en bestemt dag er nedbøren som falt i løpet av de foregående 24 timene. Fordelingen av døgnverdier for juni 2014 studeres i Figur 5.30. Grafen viser en periode med vedvarende nedbør fra 9. juni til 28. juni, med unntak av 15. juni. Den høyeste døgnverdien, 39 mm, ble målt 22. juni. Dette er samme dag som skredet gikk.



Figur 5.30: Døgnverdier for nedbør ved Kotsøy målestasjon. Målingene er fra 1-30. juni 2014. Figuren viser at døgnet nedbøren 22. juni var 39 mm, og at dette var den høyeste verdien for hele måneden (Meteorologisk institutt 2015).



Figur 5.31: Nedbør per time ved målestasjon 67560 på Kotsøy i perioden 21-23. juni 2014. Grafen viser at nedbørsintensiteten var høyest kvelden 21. juni. Høyeste verdi ble målt til 3,4 mm/time rundt kl. 19.00. Deretter avtok nedbørsintensiteten, men tiltok igjen ved midnatt før den igjen sank. Skredet ble utløst morgenen den 22. juni. Figuren viser også akkumulert nedbør over samme tidsrom (Meteorologisk institutt 2015).

Timesnedbøren og akkumulert nedbør er vist i Figur 5.31. Grafen viser at timesnedbøren tiltok på formiddagen den 21. juni. Nedbørsintensiteten var størst mellom kl. 16.00-22.00, hvor den var jevnt over 2,5 mm/time. Deretter avtok nedbøren, men rundt kl. 01.00 økte nedbørintensiteten igjen. Dette regnværet varte bare et par timer før nedbøren omsider avtok. Skredet ble utløst i morgentimene 22. juni. Den akkumulerte nedbøren er addert nedbør for de foregående timene og øker med tiden så lenge det regner.

5.5.2 Terskelverdier for nedbør

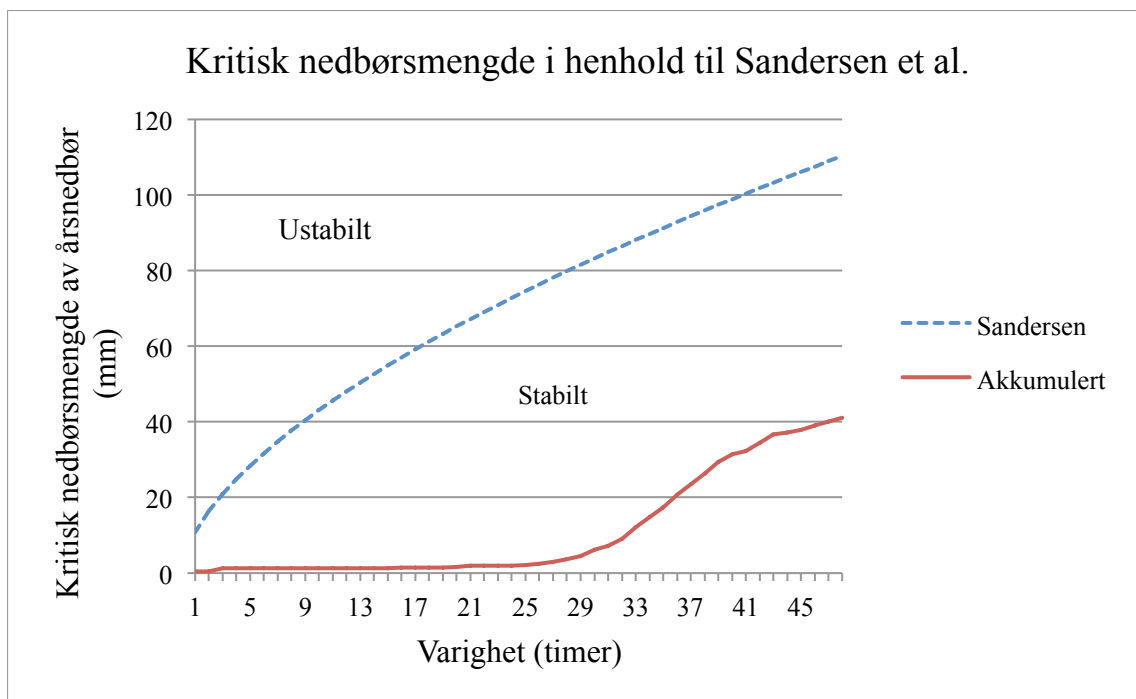
I teorikapitlet er det presentert ulike metoder for estimeringer av terskelverdier for nedbørsintensitet og varighet. Det er valgt å se nærmere på metoden til Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012). Klokkeslettet for skredhendelsen er ikke oppgitt nøyaktig, annet enn at hendelsen inntraff i morgentimene.

Sandersen et al.

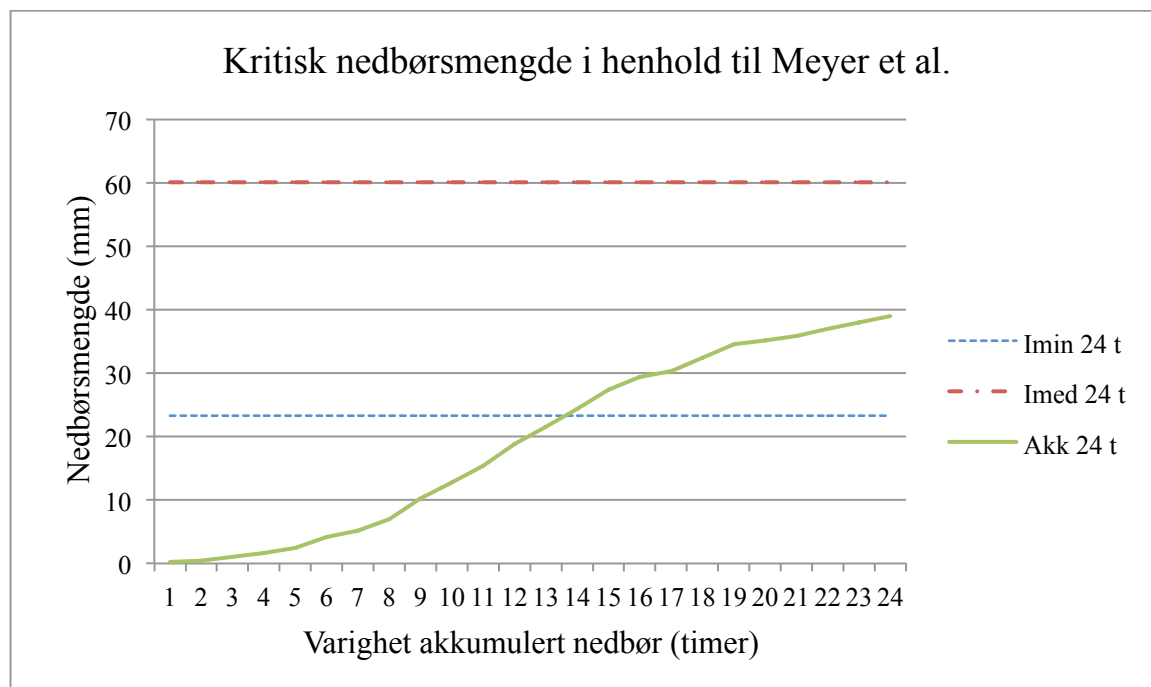
I Figur 5.32 er nedbørsmengden i de 48 forutgående timene før skredhendelsen summert opp, vist som rød linje, mens den blåstiplede linjen er beregnede terskelverdier basert på ligning 2.10 av Sandersen et al. (1996). Ligningen er brukt til å beregne kritiske nedbørsmengder i prosent, som videre er brukt til å angi hvor mye dette utgjør av årsnedbøren, se Tabell 5.1. Årsnedbøren (901 mm) som er brukt er hentet inn fra normalperioden 1961-1990 fra Røsbjorgen, siden datagrunnlaget fra Kotsøy er mindre enn 10 år og gir usikre resultat (Meteorologisk institutt 2015). Figur 5.32 viser at den akkumulerte nedbøren i forkant av skredutløsningen ikke krysser den kritiske terskelverdien av årsnedbøren. I henhold til denne metoden konkluderes det derfor med at nedbørsintensiteten ikke har vært tilstrekkelig for skredutløsning.

Tabell 5.1: Terskelverdier for nedbør basert på prosent av normal årsnedbør for Røsbjorgen (Meteorologisk institutt 2015).

Varighet (timer)	Terskelverdi i %	Terskelverdi av årsnedbør (mm)
12	5,3	48,0
24	8,0	72,8
36	10,1	92,8
48	12,2	110,3



Figur 5.32: Observert akkumulert nedbør fra Kotsøy 20. juni kl. 08.00 til 22. juni kl. 08.00 sammenlignet med kritiske terskelverdier av årsnedbør fra Røsbjörgen. Grafen for akkumulert nedbør krysser ikke terskelverdien til Sandersen, og regnes derfor ikke som tilstrekkelig for skredutløsning. Enden av strekene mot høyre representerer tidspunktet for utløsning.



Figur 5.33: Observasjoner av akkumulert nedbør fra Kotsøy 21. juni kl. 08.00 til 22. juni kl. 08.00 sammenlignet med kritiske terskelverdier basert på nedbørsintensitet og varighet etter Meyer et al. (2012). Akkumulert nedbør krysser I_{MIN} og har derfor skredutløsende potensial. Enden av strekene mot høyre representerer tidspunktet for utløsning.

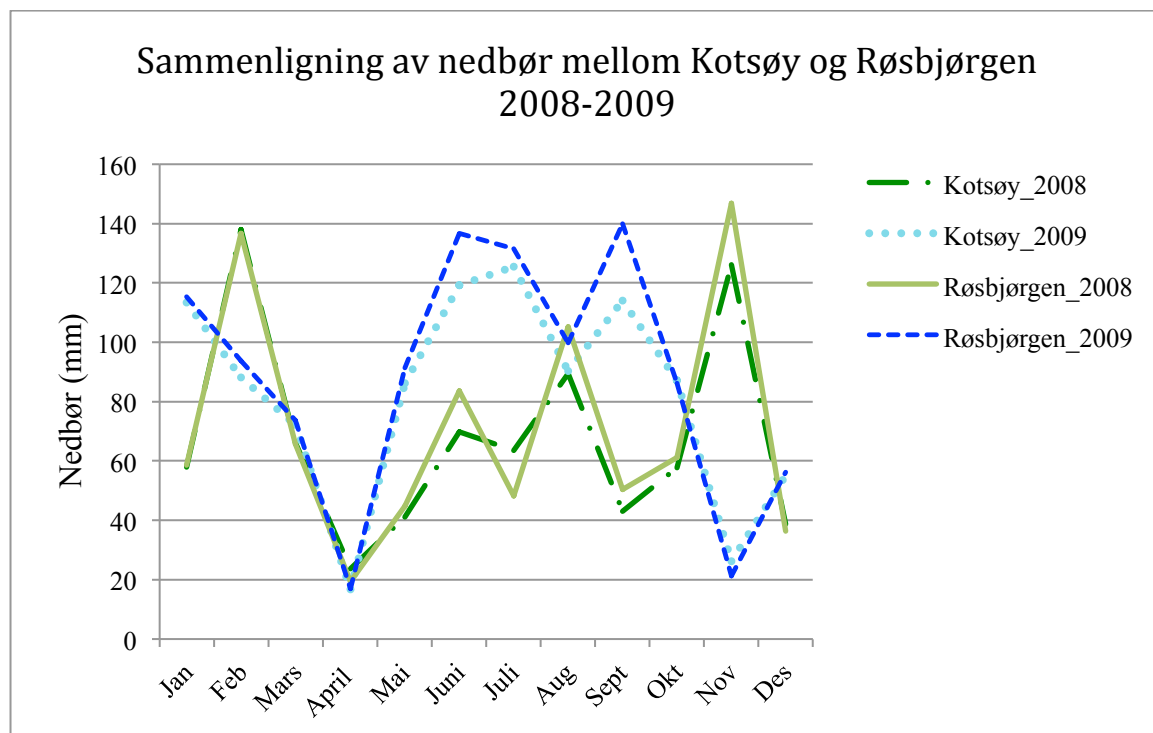
Meyer et al.

Den blåstiplede linjen i Figur 5.33 markerer den nedre terskelverdien, I_{MIN} , for en nedbørsmengde med varighet 24 timer, etter ligning 2.11, mens den rødstiplede er den midtre terskelverdien, I_{MED} , etter ligning 2.12. Akkumulert nedbør for de 24 forutgående timene før skredhendelsen er angitt med grønn linje. Grafen viser at den akkumulerte nedbørsmengden skjærer linjen for den nedre terskelverdien ti timer før skredutløsningen, som vil si at akkumulert nedbør oversteg 23,3 mm. I henhold til Meyer et al. (2012) vurderes derfor døgnedbøren 22. juni 2014 som tilstrekkelig for skredutløsning.

5.5.3 Returperioder for døgnedbør

Målestasjon 67540 på Røsbjørgen har datagrunnlag fra 1960-2010, mens målestasjon 67560 på Kotsøy ble oppreist i slutten av 2007. Stasjonene har en felles driftsperiode i 2008 og 2009, og målinger gjort i denne perioden er sammenlignet i Figur 5.34. Det fremgår i figuren at målingene på Røsbjørgen generelt er noe høyere, men at grafene har samme trend. Det vil si at variasjonene i nedbørsdataene mellom Kotsøy og Røsbjørgen i 2008 og 2009 er like. Dette gir grunnlag til at døgnedbøren på Kotsøy 22. juni 2014 kan sammenlignes med de påregnelige maksimale nedbørsverdiene fra Røsbjørgen.

I henhold til årstidsinndelingen til Førland (1992), regnes juni som en sommermåned. Skredet ble utløst i juni og med hensyn til sesongvariasjonene er det derfor hentet inn påregnelige ekstremverdier for perioden juni-august. For å kunne se på endringer over tid, er ekstremverdier hentet inn for hvert tiår fra 1960 og frem til 2010, se Tabell 5.2 og Tabell 5.3. Tabellene angir henholdsvis verdier beregnet ut ifra Gumbel-fordelingen og NERC-metoden. Det fremgår i tabellene at de påregnelige ekstremverdiene varierer innad hvert tiår, og dette har følgelig betydning for hva som blir returperioden for observert nedbørsmengde. Sammenlignes den observerte nedbørsmengden for skreddagen med påregnelige maksimale nedbørsverdier i perioden 1960-2000, tilsvarer nedbørsmengden 22. juni 2014 en returperiode på 5-10 år. Hvis den observerte nedbørsmengden derimot settes opp mot maksimal nedbørsverdi for perioden 2000-2010, er returperioden mindre enn 5 år. Tabell 5.4 viser gjennomsnittet av påregnelige maksimale nedbørsverdier for perioden 1960-2010. Med utgangspunkt i denne tabellen tilsvarer døgnedbør på 39 mm et gjentaksintervall på 10 år.



Figur 5.34: Sammenligning av månedsnedbør mellom målestasjon 67560 Kotsøy og 67540 Røsbjørgen i perioden 2008-2009. Grafen viser at trenden mellom målestasjonene i de to årene er lik (Meteorologisk institutt 2015).

Tabell 5.2: Metode: Gumbel. Påregnelige maksimale nedbørsverdier (mm) i løpet av nedbørsdøgnet (08-08) i perioden juni-august for ulike returperioder ved Røsbjørgen målestasjon (Meteorologisk institutt 2015).

Returperiode	1960-1970	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2010
5 år	33	35	34	34	39
10 år	39	40	40	39	45
25 år	48	47	47	45	53
50 år	54	52	52	49	59
100 år	60	57	58	54	64
500 år	74	69	71	64	78
1000 år	80	74	76	68	84

Tabell 5.3: Metode: NERC. Påregnelige maksimale nedbørsverdier (mm) i løpet av nedbørsdøgnet (08-08) i perioden juni-august for ulike returperioder ved Røsbjørgen målestasjon (Meteorologisk institutt 2015).

Returperiode	1960-1970	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2010
5 år	33	35	34	34	39
10 år	38	40	39	39	44
25 år	45	48	47	47	53
50 år	52	55	53	53	60
100 år	60	63	61	61	69
500 år	81	85	83	83	93
1000 år	93	97	95	95	106

Tabell 5.4: . Påregnelige maksimale nedbørsverdier (mm) i løpet av nedbørsdøgnet (08-08) i perioden juni-august for ulike returperioder ved Røsbjørgen målestasjon (Meteorologisk institutt 2015).

Returperioder (år)	Nedbør (mm) iht. Gumbel	Nedbør (mm) iht. NERC
5	35	35
10	41	40
25	48	48
50	54	55
100	60	63
500	72	85
1000	78	97

Kapittel 6 Diskusjon

Nedenfor er det diskutert forhold som kan ha påvirket skråningsstabiliteten på Stentrøa i forkant av skredhendelsen. Det legges vekt på de samme faktorene som er beskrevet i teorikapittelet. Til slutt diskuteres klassifiseringen av skredet og tiltak som burde gjøres for å hindre gjentakelse av lignende hendelser.

6.1 Geomorfologiske faktorer

Det er kjent at jord- og flomskred utløses i skråninger med helninger mellom 25-45°, eksempelvis Avanzi et al. (2004). De nedre delene av skråningen, fra fylkesvei 30 og oppover, heller mer enn 30°, se Figur B.2 i vedlegg B. Forfatteren vurderer derfor dette som potensielle utløsningsområder for fremtidige skred. Skred forekommer likevel ved lavere gradienter, i vegetasjonsløse områder eller der menneskelige inngrep har endret stabiliteten (Bargel et al. 2011). Terrenget lengre opp i studieområdet er benyttet innen skogbruk og kan også være potensielle utløsningsområder. Grunnvann har en tendens til å konsentreres i konvergerende skråninger (Sidle & Ochiai 2006). Dette medfører forhøyede porevannstrykk, noe som gjør at effektivspenningen og skjærstyrken reduseres (Powrie 2004). Skyggerelieffet, Figur B.1 i vedlegg B, viser at terrenget stedvis har en konvergerende skråningsmorfologi. Vann akkumuleres i flere av disse forsenkningene, se kart med modellerte bekker i Figur B.3 i vedlegg B. Siden flomskred utløses i elve- og bekkeløp med eller uten permanent vannføring (NVE 2013), vil forsenkningene være potensielle skredbaner for fremtidige flomskred som utløses på grunn av overflateerosjon eller forhøyede porevannstrykk.

En situasjon som ofte fører til jordskred er når skråninger går fra å være slake til å bli brattere (Bargel 2014). Høydeprofilen i Figur 5.6 viser en helningsendring rundt 245 moh., som er ved omtrentlig samme høyde som skredets løsneområde. I helningskartet, Figur B.2 i vedlegg B, kommer det tydelig frem at skråningen går fra en helning mellom 23-29° til å helle mer en 30°. Det foreligger ikke informasjon som avslører om helningsendringen

skyldes naturlige endringer i berggrunnens lagdeling, eller om den skyldes stien i overkant av skredsåret. Uansett årsak, antas det at denne helningsendringen kan ha skapt en terskel hvor grunnvannssig fra skråningen har blitt ansamlet, og ført til at porevannet i løsmassene har bygget seg opp og følgelig redusert skjærstyrken.

6.2 Geologi og løsmasser

Berggrunnen i studieområdet består hovedsakelig av glimmergneis, glimmerskifer og amfibolitt. Glimmerskiferen og amfibolitten har en lagdeling som går parallelt med skråningen. Dette reduserer stabiliteten i området fordi orienteringen gir liten støtte til løsmassene som ligger over, slik som forklart av Chatwin et al. (1994). I skredbanen er det observert forvitningsprofiler av amfibolitt, samt rustrøde forvitningsflater på bergartsfragmenter. Forvitring er et tegn på at bergarten har vært i kontakt med vann og luft (Sidle & Ochiai 2006). Siden grunnvann strømmer lettere i skråninger som har en parallell lagdeling (Avanzi et al. 2004), kan dannelsen av forvitningsprofilene ha blitt fremskyndet av grunnvannstrømningene. Forvitring reduserer bergarters styrke, elastisitet og kornstørrelse, men øker porøsiteten (Gerrard 1994), og det er derfor tenkelig at forvitningsprofilene har ført til lokale profil med forhøyet porevannstrykk.

Sett bort ifra forvitningsmaterialene består løsmassene av et tynt morenedekke. Ifølge Wang og Sassa (2003) er det en sammenheng mellom porevannstrykkoppbygging og kornstørrelse for nedbørsutløste jord- og flomskred. Forsøk de har utført viser at porevannstrykkoppbyggingen er størst i fin sand (0,06–0,2 mm) og minst i grov sand (0,6–2 mm). Dette skyldes trolig at grov sand har større permeabilitet, slik at vannet drenerer raskere. Det er ikke utført kornfordelingsanalyser i denne oppgaven, men ut ifra feltstudier og visuelle vurderinger er det vurdert at løsmassene hovedsakelig inneholder en matriks av fin-medium sand som bærer de større fraksjonene av grus og stein. I henhold til det Wang og Sassa (2003) beskriver, er dette en kornsammensetningen som tillater oppbygging av porevannstrykk. Siden løsmassedekket er tynt vil også oppbyggingen skje raskere, slik som forklart av Takahashi (2007).

Skred utløses ofte i kontakten mellom ulike lagdelinger fordi permeabiliteten er ulik og det skjer en porevannstrykkoppbygging. Dette er eksempelvis i kontakten mellom berggrunn og løsmasser (Fuchu et al. 1999), eller mellom to jordartslag med ulik komprimeringsgrad (Montgomery et al. 1997). Feltobservasjoner tyder på at skredet ikke har glidd ut langs berggrunnen, men langs et mer komprimert jordlag. Skred som glir ut langs et komprimert jordlag er ofte funnet i morener i Norge. Dette kan forklares ved at fryse-tineprosesser, uttørking, rotsprengning og biologisk aktivitet fører til utvasking av det øverste jordlaget slik at det får økt porøsitet, mens det dannes et mer impermeabelt bunnlag på grunn av utfellinger (Sandersen 2014). Stentrøa har et kald-temperert klima og opplever tele i vintermånedene (Meteorologisk institutt 2010), noe som gjør at skråningen utsettes for fryse-tineprosesser. I tillegg vil vegetasjonen i området føre til rotsprengning og biologisk aktivitet i jordsmonnet. Disse forholdene ligner de beskrevet av Sandersen og gir grunn til å tro at skredet på Stentrøa har glidd ut langs et komprimert jordlag. Det observeres også at bruddkantens høyde faller innenfor det typiske intervallet for teledybden (0,5-1,0 m), og forsterker antagelsen om at skredet har glidd ut langs et komprimert jordlag.

6.3 Klimatiske faktorer

6.3.1 Terskelverdier

Det har blitt utført flere forsøk på å generalisere hvilket forhold mellom nedbørsintensitet og varighet som gir skred. Den første som så på denne sammenhengen var Caine (1980). Ligning 2.9 er basert på skredhendelser over hele verden med forskjellige klimatiske, topografiske og geologiske forhold. Derfor er de observerte nedbørsmengdene fra Kotsøy ikke vurdert opp mot kritiske terskelverdier utarbeidet av Caine (1980).

For norske forhold benyttes terskelverdier funnet av Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012). Disse terskelverdiene er beregnet for vannrelaterte skred. Siden det er mange forhold som tyder på at vannmengdene var store i skredet på Stentrøa, velges det å bruke disse fremgangsmåtene. I Figur 5.32 sammenlignes nedbørsmengden 48 timer i forkant av skredhendelsen med kritiske terskelverdier av årsnedbøren, utarbeidet fra ligning 2.10 etter Sandersen et al. (1996). Det fremgår fra grafen at den observerte nedbørsmengden ligger godt under terskelverdiene som skaper ustabile skråningsforhold, og i henhold til

Sandersen et al. (1996) har nedbørsmengden i forkant av skredhendelsen ikke vært tilstrekkelig for å kunne utløse flomskred. Alle dagene mellom 9. juni og frem til skredhendelsen den 22. juni, med unntak av 15. juni, hadde nedbør, se Figur 5.30. Nedbørsmengdene varierer, men det vesentlige er at nedbøren har vært vedvarende slik at markfuktigheten har tiltatt. I artikkelen til Sandersen et al. (1996) kommenteres det ikke om det tas hensyn til markfuktighet, noe som trolig har betydning på den kritiske terskelverdien. Hvis forutgående nedbør og markfuktighet tas hensyn til, vil den teoretiske terskelverdien til Sandersen et al. (1996) sannsynligvis ligge nærmere observert nedbørsmengde, enn om det ikke tas hensyn til. Dette kan forklare det store gapet mellom grafene i Figur 5.32

Ifølge Meyer et al. (2012) er den nedre grensen av nedbør som må til for å utløse flomskred 23,3 mm/dag. Døggnedbøren 22. juni 2104 ble målt til 39 mm og overstiger den nedre grensen, se Figur 5.33. Fordelingen av timesnedbøren i forkant av skredet og akkumulert nedbør er vist i Figur 5.31. Det fremgår at nedbørsintensiteten tiltok rundt kl. 10.00 den 21. juni, og nådde et toppunkt kl. 19.00. Deretter avtok nedbørsmengdene. Skredet inntraff i morgentimene, og kl. 08.00 var akkumulert nedbør 39 mm. Det vil si at den kritiske terskelverdien ble krysset allerede før skredet gikk. Fra Figur 5.33 fremgår det at akkumulert nedbør krysset kritisk terskelverdi ca. 10 timer før skredhendelsen. Grunnen til at skredet ikke ble utløst kvelden før er trolig fordi det tar tid for nedbør å fordeles i bekker og morenedekker.

6.3.2 Returperioder

Nedbør og porevannstrykkoppbygging har trolig vært medvirkende årsak til at skredet på Stentrøa ble utløst. For å vurdere når neste nedbørsmengde med samme intensitet inntreffer, er det nyttig å se på returperioden til utløsende nedbørsmengde. I delkapittel 5.5.3 er døggnedbøren for 22. juni 2014 sammenlignet med påregnelige maksimale nedbørsverdier i perioden 1960-2010, se Tabell 5.2 og Tabell 5.3. De to tabellene viser henholdsvis verdier beregnet ut ifra Gumbel-fordelingen og NERC-metoden. Overensstemmelsen mellom de påregnelige ekstremverdiene er best ved lave gjentaksintervall (Førland 1987). Dette observeres også i de to tabellene, og det skiller derfor ikke mellom de to metodene i sammenligningene.

I tiårene mellom 1960-2000 ville den observerte døgnedbøren hatt en returperiode på 5-10 år. Hvis den observerte døgnedbøren derimot settes opp mot nedbørsverdier fra 2000-2010, blir returperioden mindre enn 5 år. Et datagrunnlag på 10 år gir usikre data (Meteorologisk institutt 2015), men det er tydelig at de påregnelige ekstremverdiene øker mer fra 2000-2010 enn de gjør på hele perioden fra 1960-2000. Fra 1949-1978 til 1979-2008 har det skjedd en økning i antall dager med ekstremnedbør (GeoExtreme 2008), og dette kan være årsaken til at de påregnelige ekstremverdiene øker i tusenårsskiftet. Hvis denne trenden fortsetter, vil det bety at nedbørsmengder, som tidligere tilsvarte høyere gjentaksintervall, gjentar seg oftere i fremtiden fordi de har en lavere returperiode. Utfallet av dette kan være at det skjer flere skred.

I Figur 5.34 er det gjort en sammenligning mellom månedsnedbøren for Kotsøy og Røsbjørgen i de to årene målestasjonene var i drift samtidig. Grafen viser at nedbørsmengdene generelt er litt høyere på Røsbjørgen enn på Kotsøy. Dataene er svært usikre fordi det kun ses på variasjonene over to år. Sett at de stemmer, betyr det at vurderingen om å sammenligne døgnedbøren på Kotsøy med de påregnelige maksimale nedbørsverdiene for Røsbjørgen er gjort på feil grunnlag. Med det menes at de påregnelige ekstremverdiene for Røsbjørgen kan være høyere enn på Kotsøy, slik at returperioden for den observerte nedbørsmengden fra Kotsøy blir lavere. Ideelt sett burde derfor målestasjonen stå i kortere avstand til studieområdet. Det er i tillegg flere faktorer som skaper usikkerhet rundt målinger fra målestasjoner. Der er sannsynlig at observerte verdier er et underestimat av den reelle nedbørsmengden fordi målestasjonen ikke registrerer all nedbør. For eksempel vil vind føre til at nedbør treffer målestasjonen i en vinkel og ikke havner oppi målebøtten, eller regndråper kan sprette ut fra bøtten. Dette gir lavere registrert nedbør og følgelig lavere gjentaksintervall.

6.4 Overliggende bekk

Studier av bekkeløpet som skråer i terrenget, 30-40 høydemeter opp fra skredsåret, viser at vann har rent over kanalløpet på fire lokaliteter, se Figur 6.2. Som nevnt i delkapittel 5.4 har denne bekken en liten kanaldybde og mangler underliggende erosjonshud. Det mest naturlige bekkeløpet ville vært om det fortsatte langs konkaviteten i terrenget som tydes i skyggerelieffet i Figur B.1 i vedlegg B. Da ville bekkeløpet mest sannsynlig ha innrettet

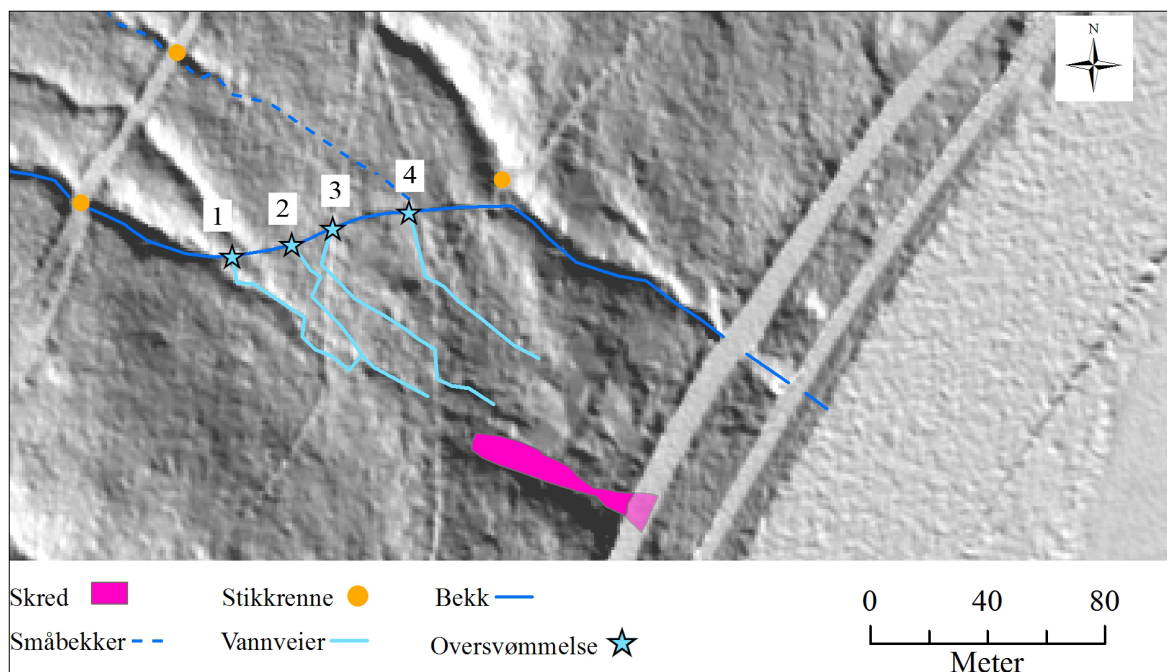
seg etter terrenget og dannet et naturlig bekkedar, og det hadde blitt en kontrollert strømning. Dette er også den retningen som blir modellert i *Flow Accumulation*-analysen i ArcGIS, se Figur B.3 i vedlegg B. Selv om man ikke skal stole helt på denne analysen, fordi den fordeler vann kun mot en celle, synes forfatteren at en vertikal strømning ned langs konkaviteten virker mest naturlig. Sett at *Flow Accumulation*-analysen er korrekt, må det ha skjedd noe slik at det antatte naturlige løpet har endret retning. Selv om det ikke er observert bevis i felt, er en mulig forklaring at bekkeløpet på et tidspunkt har blitt demt opp, slik at vannet har vært tvunget til å finne en ny vei. En annen mulighet kan være hvis avrenningen i bekkeløpet har vært så stor at vannet har oversvømt kanalløpet og dannet et sekundært løp, som så har blitt beholdt. Med tanke på alle inngrepene som er utført i forbindelse med skogbruk, er det mer sannsynlig at avrenningen i nedbørsfeltet har blitt endret som respons på menneskelige inngrep. Det er vanskelig å si når bekkeløpet eventuelt endret løp, men siden bekkeløpet tydes på skyggerelieffet, Figur B.1 i vedlegg B, må den hatt et slikt dreneringsmønster fra før 2008 da laserskanningene ble gjort.

Bekkeløpets fire oversvømmelseslokaliteter har dannet fire vannveier. Befaringer nedover skråningen viser tydelig at vannveiene har erodert, fordi vegetasjonsdekket er revet bort og trærnes røtter er synlige. Vannveiene er nummert fra 1-4 og deres bevegelse nedover skråningen er vist i Figur 6.2. Kartet viser at vannvei 1 forenes med vannvei 2 på en tverrgående sti ca. 20-25 høydemeter nedenfor oversvømmelsepunktet. Deretter fortsetter den sammenslåtte vannveien i retning mot skredets løsneområde. Sammenslåingen av vannveiene har trolig ført til at vannvolumet har økt. Denne vannveien følges et lengre stykke nedover skråningen, men erosjonssporene avtar gradvis. Antageligvis har overflateavrenningen infiltrert ned i morenen og fortsatt som grunnvannssig. Vannvei nummer 3 har også erodert skråningen kraftig. Etter hvert renner denne inn på en tverrgående sti, som kan følges hele veien ned til fylkesvei 30. Stier fungerer som en ”korridor” for overflatevann (Jones et al. 2000), og observasjoner fra felt viser tydelig at dette er tilfellet, se Figur 5.24. Vannet følger stien et kortere stykke, men svinger av ned skråningen øst for skredsåret, se Figur 5.23 og Figur 6.2. Likevel ser det ut som noe vann har fortsatt langs stien fordi det observeres en brun remse av barnåler og løv på tråkket i stien, se Figur 5.22. Dette materialet kan ha blitt fraktet og avsatt av rennende vann, og økt vannmengden i løsmassene ytterligere. Det antas at vannvei 4 ikke har hatt innflytelse på

morenens vanninnhold i nærheten av skredet fordi den utløper i skråningen øst for stien som går ned til skredet.



Figur 6.1: Vannføring i bekken under befaring 23. juni 2014. De brune områdene til høyre i viser tydelig hvordan vann har rent nedover skråningen og erodert. Bildet er tatt mot nordøst (Terje H. Bargel).



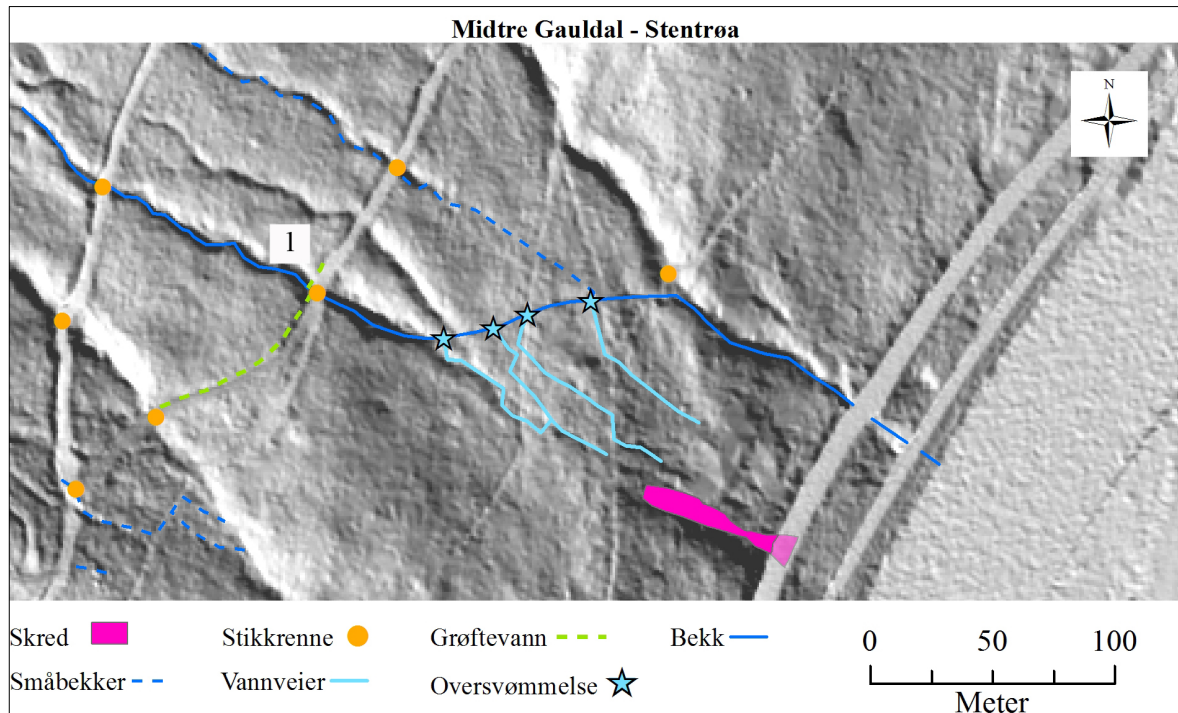
Figur 6.2: Observasjonskart av vannveier kartlagt under feltbefaringer. Spor etter vannvei 1 og 2 følges i retning mot skredet, men sporene forsvinner like ovenfor skredets løsneområde og avrenningen har trolig infiltrert ned i morenen og fortsatt som grunnvannssig. Både vannvei 3 og 4 forsvinner ned skråningen øst for skredet (Produsert av Synne Tveiten, basert på lidardata fra Statens kartverk).

6.5 Vegetasjon

Når røtter er intakt og står i tynne løsmassedekker, har de en bindende effekt på jordarter fordi de tilfører en tilleggskohejon (Sidle & Ochiai 2006). Hvis trærne derimot blir felt eller dør, vil denne tilleggskohejonen gradvis avta og røttenes styrke bidrar ikke like mye til økt skråningsstabilitet (Sidle 2005). En nedbrytning av røtter fører også til hulrom hvor vann konsentreres, og det kan skje en eventuell porevannstrykkoppbygging hvis løsmassene tillater det (Norem & Sandersen 2014). I bruddkanten av skredet observeres det er par gjenstående stubber, se Figur 5.8. Fragmenter fra røttene ses også i skredbanen. Dette gir grunnlag til å tro at røttene er av betydelig alder slik at de har råtnet og etterlatt hulrom i løsmassene. Dette kan ha ført til økt porevannstrykk og en reduksjon av løsmassenes skjærstyrke, og hatt en medvirkende rolle på hvorfor skredet løsnet akkurat der det gjorde.

6.6 Menneskelige påvirkninger

I forbindelse med veibygging graves det ofte ut grøfter i overkant av veien som samler opp grunnvannssig og overflatevann, og leder den akkumulerte avrenningen til stikkrenner eller andre lokaliteter (Montgomery 1994). I studieområdet er det et stort antall skogsbilveier, grøfter og stikkrenner, se Figur B.4 i vedlegg B, og forholdene er lik de som Montgomery beskriver. Bekkeløpet som skrår i terrenget ovenfor skredet er lagt i rør under en skogsbilvei som krysser terrenget ved 300 moh., punkt 1 i Figur 6.3. På oversiden av veien er det gravd ut en grøft som følger skogsbilveien både østover og vestover. I østlig retning følger skogsbilveien den samme høydekurven, mens mot vest skrår veien oppover i terrenget. Dette fører til at vannet som akkumuleres i grøften ledes til nærmeste stikkrenne (punkt 1 i Figur 6.3), noe som kan ha medført økt avrenning i det skrånende bekkeløpet. Ved lave til moderate nedbørsmengder har bekkeløpet trolig høy nok avrenningskapasitet, slik at vannet ikke flommer over. Nedbørsmengdene som kom 21.-22. juni var derimot for høye for bekkeløpet og førte til ukontrollerte vannstrømninger nedover skråningen. Vannstrømningene nedover skråningen kan ha vært medvirkende årsak til skredhendelsen, men ifølge Meyer et al. (2012) overskrider døgnnedbøren 22. juni 2014 terskelverdien for kritisk nedbørsmengde. Det betyr at døgnnedbøren alene kan hatt skredutløsende potensial, og at skredet ikke har sammenheng med menneskelige inngrep.



Figur 6.3: Skråningens helning gjør at vann fra grøften (grønnstiplet linje) akkumuleres i stikkrennen markert som punkt 1. Dette kan ha ført til økt avrenning i underliggende bekk og oversvømmelser (Produsert av Synne Tveiten, basert på lidardata fra Statens kartverk).

6.7 Klassifisering av skredet

Flomskred opptrer i bratte elve- og bekkeløp med eller uten permanent vannføring, mens jordskred skjer utenfor definerte vannveier (NVE 2013). Det omtalte skredet har løsnet utenfor definerte vannveier, bruddkanten er rundt 50-70 cm høy, skredmassen er brutt opp og glideplanet er mer eller mindre plant, akkurat som for translasjonsskred. Hvis det er mye nedbør og løsmassedekket er tynt, kan translasjonsskred utvikles til flomskred nesten umiddelbart etter utglidningen fordi løsmassene responderer raskt på tilførselen av vann (Takahashi 2007). Løsmassedekket i studieområdet er tynt og observasjoner i skredets skredbane tyder på at det har vært mye vann til stede. I Figur 5.12 er det registrert spor etter vannstrømninger i løsneområdet og kanalene av glimmerskifer i Figur 5.17 er trolig avsatt av rennende vann. I tillegg viser skredets avsetninger vannmettede sedimenter, og vegetasjon som har blitt spredt utover fylkesvei 30, se Figur 5.20. Disse forholdene ligner de Takahashi beskriver, og gir grunnlag til å tro at skredet startet som et grunt overflateskred (translasjonsskred), som deretter utviklet seg til flomskred etter utglidning på grunn av porevannstrykkoppbygging og frigjørelse av porevann i løsmassene.

6.8 Forslag til tiltak

Klimaprognoser spår at det i fremtiden blir flere dager med ekstrem nedbør i Norge, samt at nedbørsmengdene vil øke (GeoExtreme 2008). Dette betyr at det kan forventes økt avrenning i bekker og elver, og det er stor sjanse for at det diskuterte bekkeløpet oversvømmes igjen. For å forhindre gjentakelse anbefales det å gjøre bekkeløpet dypere, og at overskuddsmassene plasseres på nedsiden, slik at de danner en voll. Dette vil gi bekkeløpet økt avrenningskapasitet, slik at vann ikke oversvømmer og strømmer ned skråningen.

Det anbefales at den omtalte løsmasseblokken i overkant av bruddkanten, Figur 5.9, fjernes for å hindre at den løsrives og ender på fylkesvei 30.

Skogsbilveiene og stikkrennene i studieområdet er av ulike aldre, og det antas at flere av stikkrennene ikke er dimensjonert etter dagens klimaframskrivinger, som tilsier en nedbørsøkning på 20 %. Derfor kan det være nødvendig å modellere forventet avrenningen i nedbørsfeltet, for å se om stikkrennenes dimensjoner har høy nok kapasitet. Generelt anbefales det også at stikkrennene vedlikeholdes gjennom at de renskes og holdes under oppsyn.

Kapittel 7 Konklusjon

Bearbeiding av hydrologisk data fra målestasjonen 67560 på Kotsøy viser at skredet ble utløst etter en nedbørsperiode 21-22. juni 2104. Døggnedbøren for 22. juni ble målt til 39 mm. Denne nedbørsmengden har ifølge beregnede terskelverdier vært tilstrekkelig for at nedbør var utløsende årsak.

Stentrøa er preget av menneskelige inngrep, noe som kan ha endret dreneringen i nedbørsfeltet. Ovenfor skredets løsneområde observeres et bekkeløp som følger terrenget på skrått. Dette bekkeløpet har liten kanaldybde og nedbørsmengdene i forkant av skredhendelsen førte til at vannet oversvømte bekkeløpet på fire lokaliteter. Som et resultat har vann strømmet fritt nedover skråningen og skapt en situasjon med ”vann på avveie”. Det frittstrømmende vannet har erodert skråningen kraftig, men i overkant av skredet er det ingen tydelige spor etter vannstrømninger og det antas at vannstrømningene har fortsatt som grunnvannssig. Derfor har utløsende årsak mest sannsynlig vært en kombinasjon av høye nedbørsmengder, oversvømmelse av bekkeløp og oppbygging av porevannstrykk.

Sammenlignet med påregnelige maksimale nedbørsverdier fra 1960-2000, tilsvarer døggnedbøren 22. juni et gjentaksintervall på 5-10 år. De maksimale nedbørsverdiene øker fra tusenårsskiftet og døggnedbøren får følgelig et lavere gjentaksintervall. Dette kan bety at skred vil gjenta seg oftere i fremtiden.

Det anbefales å modellere avrenningen i nedbørsfeltet etter dagens klimafremskrivninger, for å se om stikkrennene i studieområdet har kapasitet for større avrenninger. Generelt anbefales det å holde stikkrenner fri for sedimenter og vegetasjon.

Selv om nedbørsmengden i studieområdet var tilstrekkelig for skredutløsning, kan flere forhold ha destabilisert skråningen ytterligere og vært medvirkende årsaker:

1) Geomorfologi

- Helningskartet viser at mesteparten av de nedre delene av skråningen har helning over 30°, og de er derfor spesielt skredutsatt.
- Det skjer en helningsendring ved ca. 250 moh. Denne terskelen kan ha ført til økt porevannstrykk i løsmassene.

2) Løsmasser

- Forvittringsprofiler med forhøyet porøsitet kan ha ført til porevannstrykkoppbygging, og følgelig redusert skjærstyrken i løsmassene.
- Morenens fraksjonssammensetning tilsier at porevannstrykkoppbygging er mulig.

3) Berggrunn

- Glimmerskiferen og amfibolittens lagdeling er parallell med skråningen. En slik situasjon gir liten støtte til overliggende løsmasser. Lagdelingen tilrettelegger også for enklere strømming av grunnvannet, noe som kan fremskynde bergartsforvitring.

4) Vegetasjon

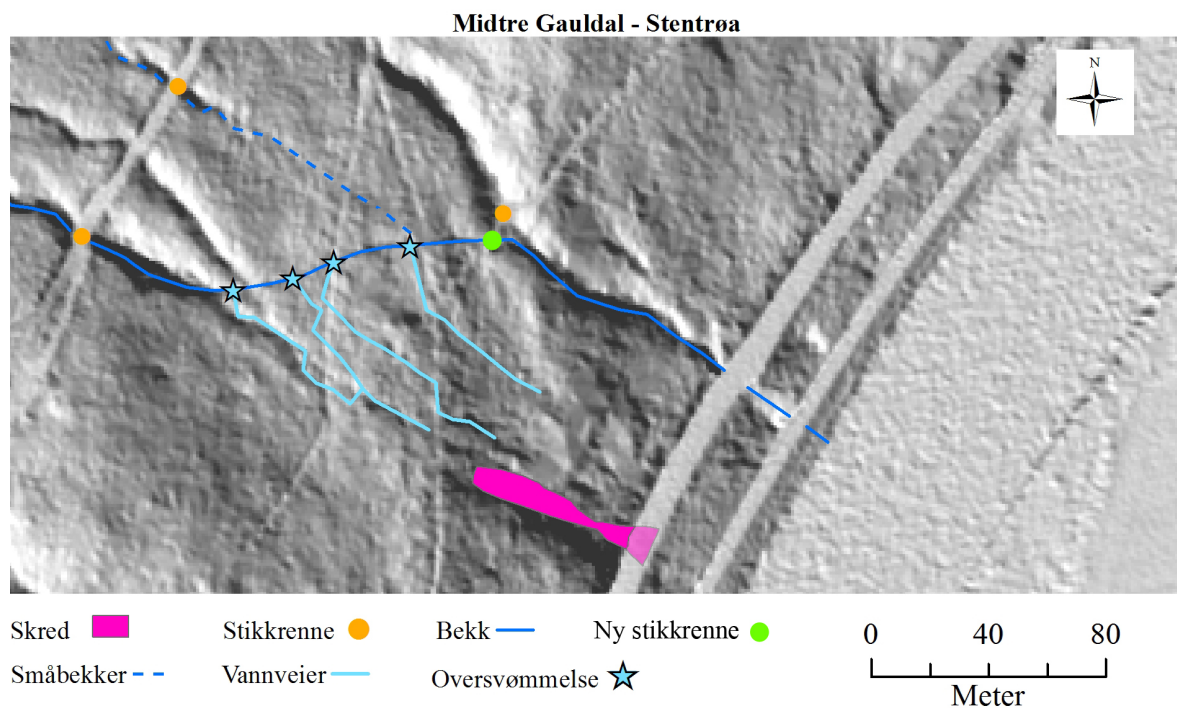
- Porevannstrykkoppbygging i hulrommene etter røttene i bruddkanten kan ha vært avgjørende for at skredet løsnet der det gjorde.

5) Menneskelige påvirkninger

- Anleggelse av skogsbilveier og stikkrenner kan ha endret det naturlige dreneringsløpet i nedbørsfeltet.

Kapittel 8 Etterord

To uker før innlevering ble det gjort en kort feltbefaring for å se på forholdene i felt etter vinteren. Det viste seg at forslaget om å bygge en voll på nedsiden av den skrånende bekken har blitt utført, se Figur 8.3. Dette forslaget er derfor ikke nevnt som forebyggende tiltak i konklusjonen I tillegg er det lagt inn en stikkrenne i skjæringspunktet mellom bekken og skogsbilveien, se Figur 8.1 og Figur 8.2. Arbeidet er trolig utrettet av Statens vegvesen i forbindelse med deres engasjement i skredfarekartlegging og skredsikring i dalføret.



Figur 8.1: Illustrasjon som viser lokalitet av ny stikkrenne. Illustrasjon produsert etter befaringen 26.04.2015.



Figur 8.2: Ny stikkrenne som håndterer avrenningen fra den skrånende bekken. (Foto: Synne Tveiten, 26.04.2015).



Figur 8.3: Bildet er tatt 26.04.2015 og viser at det er bygget en voll på nedsiden av bekken (Foto: Synne Tveiten, 26.04.2015).

Kapittel 9 Referanser

- Alexander, D. (1992) 'On the causes of landslides: Human activities, perception, and natural processes', *Environmental geology and water sciences*, 20(3), s 165-179.
- Ancey, C. (2010) 'Debris Flows', i Delage, P. & Schrefler, B. (red.) *Environmental geomechanics*. London & Hoboken: ISTE Ltd og John Wiley & Sons, Inc., s. 1-37.
- Anleggsteknikk (u.å.)*. Tilgjengelig fra: http://bokasnettressurs.no/asset/309/1/309_1.pdf (Hentet: 20.04.2015).
- Avanzi, G. D. A., Giannecchini, R. & Puccinelli, A. (2004) 'The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy)', *Engineering Geology*, 73(3), s 215-228.
- Bargel, T. H., Fergus, Å. T., Devoli, G., Orvedal, K., Peereboom, I., Øydvin, E. K., ... & Eilertsen, R. (2011). *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred*. Oslo: Norges vassdrags-og energidirektorat.
- Bargel, T. H. (2014) *Skråningsprosesser del 3*. Forelesningsnotater distribuert i TGB 4200 Ingeniørgeologi - Løsmasser, videregående kurs, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Trondheim den 28.04.2015.
- Brattli, B. (2009) *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*. 3 utg. Trondheim: Institutt for geologi og bergteknikk, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.
- Brattli, B. (2014) *Ingeniørgeologi løsmasse*. Trondheim: Institutt for geologi og bergteknikk, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.
- Caine, N. (1980) 'The rainfall intensity: duration control of shallow landslides and debris flows', *Geografiska Annaler, Series A. Physical Geography*, 62(1/2), s 23-27.
- Chatwin, S. C., Howes, D. E., Schwab, J. W. & Swantson, D. N. (1994) *A guide for management of landslide-prone terrain in the Pacific Northwest*. 2 utg. British Columbia, Canada: Ministry of Forests 220.
- Cruden, D. M. & Varnes, D. J. (1996) 'Landslide types and processes', i Turner, A. K. & Schuster, L. R. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation, Special Report 247*. Washington, District of Columbia, United States of America: Transportation Research Board, s. 36-75.
- Duncan, J. M. (1996) 'Soil slope stability analysis', i Turner, A. K. & Schuster, L. R. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation, Special Report 247*. Washington, District of Columbia, United States of America: Transportation Research Board, s. 337-371.
- Emdal, A. (2014) *Introduksjon til geoteknikk*. Trondheim: Institutt for bygg, anlegg og transport, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.
- Fergus, T., Høydal, Ø. A., Johnsrud, T.-E., Sandersen, F. & Schance, S. (2011) *Skogsveger og skredfare- veileder*. Oslo: Landbruks- og matdepartementet.

- Fetter, C. W. (2001) *Applied hydrogeology*. 4 utg. New Jersey, United States of America: Prentice-Hall.
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. & Andresen, A. (2007) 'En fjellkjede blir til', i Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) *Landet blir til: Norges geologi*. 2 utg. Trondheim: Norsk geologisk forening, s. 178-229.
- Fuchu, D., Lee, C. F. & Sijing, W. (1999) 'Analysis of rainstorm-induced slide-debris flows on natural terrain of Lantau Island, Hong Kong', *Engineering Geology*, 51(4), s 279-290.
- Førland, E. J. (1987). *Beregning av ekstrem nedbør. Rapport 23/87*. Oslo: Det norske meteorologiske institutt.
- Førland, E. J. (1992). *Manual for beregning av påregnelige ekstreme nedbørverdier. Rapport 21/92*. Oslo: Det norske meteorologiske institutt.
- GeoExtreme (2008) *Endringer i klima og skredfare de neste 50 år*. Tilgjengelig fra: http://www.geoextreme.no/files/PDF/GeoExtreme_folder.pdf (Hentet: 20.01.2015).
- Gerrard, J. (1994) 'The landslide hazard in the Himalayas: geological control and human action', *Geomorphology*, 10(1), s 221-230.
- Hanssen-Bauer, I., Drange, H., Førland, E. J., Roald, L. A., Børsheim, K. Y., Hisdal, H., ..., & Ådlandsvik, B. (2009). *Klima i Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpasning*. Oslo: Norsk klimasenter.
- Highland, L. & Bobrowsky, P. T. (2008) *The landslide handbook: A guide to understanding landslides*. Reston, Virginia, United States of America: US Geological Survey Circular 1325.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J. & Hutchinson, J. N. (2001) 'A review of the classification of landslides of the flow type', *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3), s 221-238.
- Hungr, O. (2005) 'Classification and terminology', i Jakob, M. & Hungr, O. (red.) *Debris-flow hazards and related phenomena*. Berlin, Tyskland: Springer in association with Praxis Publishing, s. 9-23.
- Høeg, K. (2014) 'Skredmekanismer og stabilitetsberegninger', i Høeg, K., Lied, K., Karlsrud, K. & Gregory, T. (red.) *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Norges geotekniske institutt og Univeristetsforlaget, s. 139-163.
- IPCC. (2007) Climate Change 2007: Synthesis Report. *Contribution of Working Group I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (red)*. IPCC: Geneva, Switzerland. 104 s.
- Iverson, R. M. (2003) 'The debris-flow rheology myth', i Rickenmann, D. & Chen, C. (red.) 3rd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Davos: Millpress, s. 303-314.
- Iverson, R. M. (2005) 'Debris-flow mechanics ', i Jakob, M. & Hungr, O. (red.) *Debris-flow hazards and related phenomena* Berlin, Tyskland: Springer in association with Praxis Publishing, s. 105-134.

- Jackson, J. A. (1997) *Glossary of Geology*. 4 utg. Alexandria, Virginia, United States of America: American Geological Institute.
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L. H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., ... & Mestl, H. (2008) 'Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project', *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(4), s 893-904.
- Jones, J. A., Swanson, F. J., Wemple, B. C. & Snyder, K. U. (2000) 'Effects of roads on hydrology, geomorphology, and disturbance patches in stream networks', *Conservation Biology*, 14(1), s 76-85.
- Klemsdal, T. (1980) 'Köppens klimasystem og Nordens klima', *Norsk geografisk tidsskrift* 34, s. 107-114. [Online] DOI: 10.1080/00291958008621922 (Hentet: 24.10.2014).
- Lorenzini, G. & Mazza, N. (2004) *Debris flow: phenomenology and rheological modelling*. Southampton, United Kingdom: WIT Press.
- Meteorologisk institutt (2009) *Klimaendringer*. Tilgjengelig fra: <https://metlex.met.no/wiki/Klimaendringer> (Hentet: 28.04.2015).
- Meteorologisk institutt (2010) *Köppens klimaklassifisering*. Tilgjengelig fra: <https://metlex.met.no/wiki/Klimasoner> (Hentet: 13.01.15).
- Meteorologisk institutt (2015) *Klimastatistikk*. Tilgjengelig fra: <http://eklima.met.no> (Hentet: 10.02.2015).
- Meyer, N. K., Dyrddal, A. V., Frauenfelder, R., Etzelmüller, B. & Nadim, F. (2012) 'Hydrometeorological threshold conditions for debris flow initiation in Norway', *Natural Hazards and Earth System Science*, 12, s. 3059-3073. [Online] DOI:10.5194/nhess-12-3059-2012 (Hentet: 3.03.2015).
- Montgomery, D. R. (1994) 'Road surface drainage, channel initiation, and slope instability', *Water Resources Research*, 30(6), s 1925-1932.
- Montgomery, D. R., Dietrich, W. E., Torres, R., Anderson, S. P., Heffner, J. T. & Loague, K. (1997) 'Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall', *Water Resources Research*, 33(1), s 91-109.
- NGU (2015) *Nettbasert karttjeneste - Berggrunnskart 1: 250 000* Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> (Hentet: 12.02.2015).
- Norem, H. & Sandersen, F. (2014) *Flom- og sørpeskred - Håndbok V139*. Oslo: Statens vegvesen.
- Norge i 3D (2015) *Nettbasert karttjeneste i 3D*. Tilgjengelig fra: <http://norgei3d.no> (Hentet: 07.05.2015).
- NVE (2013) *Forebygging av skredfare i Norge, jordskred og flomskred*. Tilgjengelig fra: http://www.naturfare.no/_attachment/506973/binary/819611 (Hentet: 31.10.14).
- O'loughlin, C. L. (1974) 'The effect of timber removal on the stability of forest soils', *Journal of Hydrology (NZ)*, 13(2), s 121-134.

- Olsen, L., Sveian, H., Bergstrøm, B., Ottesen, D. & Rise, L. (2013) 'Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf', i Olsen, L., Fredin, O. & Olesen, O. (red.) *Quaternary Geology of Norway, Geological Survey of Norway Special Publication 13*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, s. 27-78.
- Powrie, W. (2004) *Soil mechanics: concepts and applications*. 2 utg. London, United Kingdom: Spon Press.
- Prestvik, T., Johnsen, S. O., Moseid, T. & Rueslåtten, H. (1995) *Videregående geologi*. Stabekk: Vett & Viten.
- Reite, A. J. (1990) *Sør-Trøndelag fylke: kvartærgeologisk kart M 1:250.000 : veiledning til kartet*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse
- resources.arcgis.com (2015) *ArcGIS help 10.2, 10.2.1, and 10.2.2*. Tilgjengelig fra: <http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.2/index.html - //009z000000v2000000> (Hentet: 10.03.2015).
- Reubens, B., Poesen, J., Danjon, F., Geudens, G. & Muys, B. (2007) 'The role of fine and coarse roots in shallow slope stability and soil erosion control with a focus on root system architecture: a review', *Trees*, 21(4), s. 385-402. [Online] DOI 10.1007/s00468-007-0132-4 (Hentet: 6.01.2015).
- Sandersen, F., Bakkehøi, S., Hestnes, E. & Lied, K. (1996) '*The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability*', i Senneset, K. (red.) *Landslides: Proceedings of the seventh international symposium on landslides*. Trondheim 17-21 June 1996. Rotterdam, The Netherlands: A. A. Balkema, s. 97-114.
- Sandersen, F. (2014) 'Løsmasse- og flomskred', i Høeg, K., Lied, K., Karlsrud, K. & Gregory, T. (red.) *Skred: skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Norges geotekniske institutt og Universitetsforlaget, s. 77-93.
- Savage, S. B. & Lun, C. K. K. (1988) 'Particle size segregation in inclined chute flow of dry cohesionless granular solids', *Journal of Fluid Mechanics*, 189, s 311-335.
- Selby, M. J. & Hodder, A. P. W. (1993) *Hillslope materials and processes*. 2 utg. New York, United States of America: Oxford University Press.
- Sidle, R. C. (2005) 'Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows', i Jakob, M. & Hungr, O. (red.) *Debris-flow hazards and related phenomena*. Berlin, Tyskland: Springer in association with Praxis Publishing, s. 387-409.
- Sidle, R. C. & Ochiai, H. (2006) *Landslides: processes, prediction, and land use*. Washington, District of Columbia, United States of America: American Geophysical Union.
- Skrednett (2015) *Nettbasert karttjeneste - Skredhendelser* Tilgjengelig fra: <http://atlas.nve.no/SilverlightViewer/Viewer.html?Viewer=NVEAtlas&runWorkflow=StartupQuery&mapServiceId=54&layerName=Skredtype> (Hentet: 18.03.2015).
- Smith, G. N. & Smith, I. G. N. (1998) *Elements of soil mechanics*. 7 utg. Oxford, United Kingdom: Blackwell Science.

- Statens kartverk (2014) *Kartverkets WMS-tjenester*. Tilgjengelig fra: http://status.kartverket.no/tjenester/openwms.py?_ga=1.3062322.327871395.1386612024 (Hentet: 19.08.2014).
- Statens kartverk (2015) *Nettbasert karttjeneste*. Tilgjengelig fra: <http://www.norgeskart.no/-15/281199/6987722> (Hentet: 11.02.2015).
- Stokes, A. (2002) 'Biomechanics of Tree Root Anchorage', i Waisel, Y., Eshel, A. & Kafkafi, U. (red.) *Plant roots: the hidden half*. 3 utg. New York, United States of America: Marcel Dekker, s. 175-187.
- Styczen, M. E. & Morgan, R. P. C. (1995) 'Engineering properties of vegetation', i Morgan, R. P. C. & Rickson, R. J. (red.) *Slope stabilization and erosion control: a bioengineering approach*. 1 utg. London, United Kingdom: E & FN Spon, s. 5-58.
- Sundgård, H. (2014) Journalist og fotojournalist . Trønderbladet 22. juni 2014.
- Swanson, D. (red.). (1985) *Proceedings of a Workshop on Slope Stability: Problems and Solutions in Forest Management, February 6-8, 1984: Seattle, Washington*. Portland, Oregon, United States of America: U.S. Department of Agriculture.
- Takahashi, T. (2007) *Debris flow: mechanics, prediction and countermeasures*. London: Taylor & Francis.
- Thoresen, M. K. (2009) *Kvartærgeologisk kart over Norge, Tema: Jordarter*. 3 utg. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Van Asch, T. W. J., Buma, J. & Van Beek, L. P. H. (1999) 'A view on some hydrological triggering systems in landslides', *Geomorphology*, 30(1), s 25-32.
- Vorren, T. O. & Mangerud, J. (2007) 'Istider kommer og går ', i Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) *Landet blir til: Norges geologi*. 2 utg. Trondheim: Norsk geologisk forening, s. 478-531.
- Wang, G. & Sassa, K. (2001) 'Factors affecting rainfall-induced flowslides in laboratory flume tests', *Geotechnique*, 51(7), s 587-599.
- Wang, G. & Sassa, K. (2003) 'Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content', *Engineering geology*, 69(1), s 109-125.
- Wieczorek, G. F. (1996) 'Landslide triggering mechanisms', i Turner, A., K. & Scuster, R., L. (red.) *Landslides: investigation and mitigation, Special Report 247*. Washington, District of Columbia, United States of America: Transportation Research Board, s. 76-90.

Vedlegg A

Vedlegg A inneholder tabeller med hydrologisk data som ligger til grunn for Figur 5.30 - Figur 5.34.

Tabell A.1: Timesnedbør for målestasjon 67560 på Kotsøy i perioden 21. juni 2014 klokken 01.00 til 23. juni 2014 klokken 23.00 (Meteorologisk institutt 2015).

Tabell A.2: Døgnsnedbør (RR) for juni 2014 fra målestasjon 67560 på Kotsøy (Meteorologisk institutt 2015).

Tabell A.3: Månednormaler i perioden 1961-1990 for målestasjon 67540 Røsbjørgen (Meteorologisk institutt 2015).

Tabell A.4: Månednedbør for målestasjon 67560 Kotsøy og 67540 Røsbjørgen i perioden 2008-2009 (Meteorologisk institutt 2015).

Tabell A.1: Timesnedbør for målestasjon 67560 på Kotsøy i perioden 21. juni 2014 klokken 01.00 til 23. juni 2014 klokken 23.00 (Meteorologisk institutt 2015).

Dato	Klokkeslett	Nedbør (mm)	Akkumulert (mm)
21.06.14	1	0,0	0,0
21.06.14	2	0,0	0,0
21.06.14	3	0,2	0,2
21.06.14	4	0,2	0,4
21.06.14	5	0,0	0,4
21.06.14	6	0,1	0,5
21.06.14	7	0,0	0,5
21.06.14	8	0,2	0,7
21.06.14	9	0,2	0,9
21.06.14	10	0,6	1,5
21.06.14	11	0,7	2,2
21.06.14	12	0,8	3,0
21.06.14	13	1,7	4,7
21.06.14	14	1,0	5,7
21.06.14	15	1,8	7,5
21.06.14	16	3,2	10,7
21.06.14	17	2,6	13,3
21.06.14	18	2,6	15,9
21.06.14	19	3,4	19,3
21.06.14	20	2,7	22,0
21.06.14	21	2,9	24,9
21.06.14	22	3,0	27,9
21.06.14	23	2,0	29,9
21.06.14	24	0,9	30,8
22.06.14	1	2,1	32,9
22.06.14	2	2,2	35,1
22.06.14	3	0,6	35,7
22.06.14	4	0,7	36,4
22.06.14	5	1,1	37,5
22.06.14	6	1,0	38,5
22.06.14	7	1,0	39,5
22.06.14	8	1,1	40,6
22.06.14	9	0,5	41,1
22.06.14	10	0,0	41,1
22.06.14	11	0,1	41,2
22.06.14	12	0,1	41,3
22.06.14	13	0,1	41,4
22.06.14	14	0,0	41,4
22.06.14	15	0,0	41,4

Dato	Klokkeslett	Nedbør (mm)	Akkumulert (mm)
22.06.14	16	0,0	41,4
22.06.14	17	0,0	41,4
22.06.14	18	0,0	41,4
22.06.14	19	0,5	41,9
22.06.14	20	0,6	42,5
22.06.14	21	0,2	42,7
22.06.14	22	0,0	42,7
22.06.14	23	0,2	42,9
22.06.14	24	0,5	43,4
23.06.14	1	0,4	43,8
23.06.14	2	0,3	44,1
23.06.14	3	0,6	44,7
23.06.14	4	0,3	45,0
23.06.14	5	0,6	45,6
23.06.14	6	0,7	46,3
23.06.14	7	0,1	46,4
23.06.14	8	0,2	46,6
23.06.14	9	0,0	46,6
23.06.14	10	0,0	46,6
23.06.14	11	0,0	46,6
23.06.14	12	0,1	46,7
23.06.14	13	0,3	47,0
23.06.14	14	0,0	47,0
23.06.14	15	0,1	47,1
23.06.14	16	0,0	47,1
23.06.14	17	0,1	47,2
23.06.14	18	0,0	47,2
23.06.14	19	0,0	47,2
23.06.14	20	0,0	47,2
23.06.14	21	0,0	47,2
23.06.14	22	0,3	47,5
23.06.14	23	0,2	47,7

Tabell A.2: Døgnedbør (RR) for juni 2014 fra målestasjon 67560 på Kotsøy (Meteorologisk institutt 2015).

Stnr	Dato	RR (mm)
67560	01.06.14	0,0
67560	02.06.14	0,0
67560	03.06.14	0,0
67560	04.06.14	0,0
67560	05.06.14	0,8
67560	06.06.14	0,8
67560	07.06.14	0,0
67560	08.06.14	0,0
67560	09.06.14	29,4
67560	10.06.14	0,3
67560	11.06.14	0,2
67560	12.06.14	13,1
67560	13.06.14	20,3
67560	14.06.14	0,7
67560	15.06.14	0,0
67560	16.06.14	5,7
67560	17.06.14	0,5
67560	18.06.14	3,0
67560	19.06.14	6,4
67560	20.06.14	4,7
67560	21.06.14	2,0
67560	22.06.14	39
67560	23.06.14	6,9
67560	24.06.14	1,8
67560	25.06.14	0,9
67560	26.06.14	0,4
67560	27.06.14	0,4
67560	28.06.14	0,0
67560	29.06.14	0,0
67560	30.06.14	0,1

Tabell A.3: Månednormaler i perioden 1961-1990 for målestasjon 67540 Røsbjørgen (Meteorologisk institutt 2015).

Måned	Nedbør (mm)
Jan	70
Feb	60
Mars	62
Apr	56
Mai	51
Juni	76
Juli	98
Aug	82
Sept	104
Okt	86
Nov	72
Des	84
Årsnedbør	901

Tabell A.4: Månednedbør for målestasjon 67560 Kotsøy og 67540 Røsbjørgen i perioden 2008-2009 (Meteorologisk institutt 2015).

Måned	Kotsøy		Røsbjørgen	
	Nedbør (mm)	2008	Nedbør (mm)	2009
Jan	57,9	113,5	58,5	115,4
Feb	137,9	88,2	136,6	93,7
Mars	66,1	72,1	65,8	73,8
April	23,7	16,7	19,4	16,9
Mai	41,2	86,3	44,7	91,3
Juni	69,9	119,3	83,6	136,6
Juli	63,5	125,4	48,2	131,5
Aug	89,4	90,4	105,1	99,8
Sept	43,1	114	50,5	140
Okt	57,8	87,1	61,2	86,2
Nov	126,2	26,3	146,8	21,3
Des	38,7	55,1	36,3	56,2

Vedlegg B

Vedlegg B inneholder ulike typer kart som er fremstilt i ArcGIS.

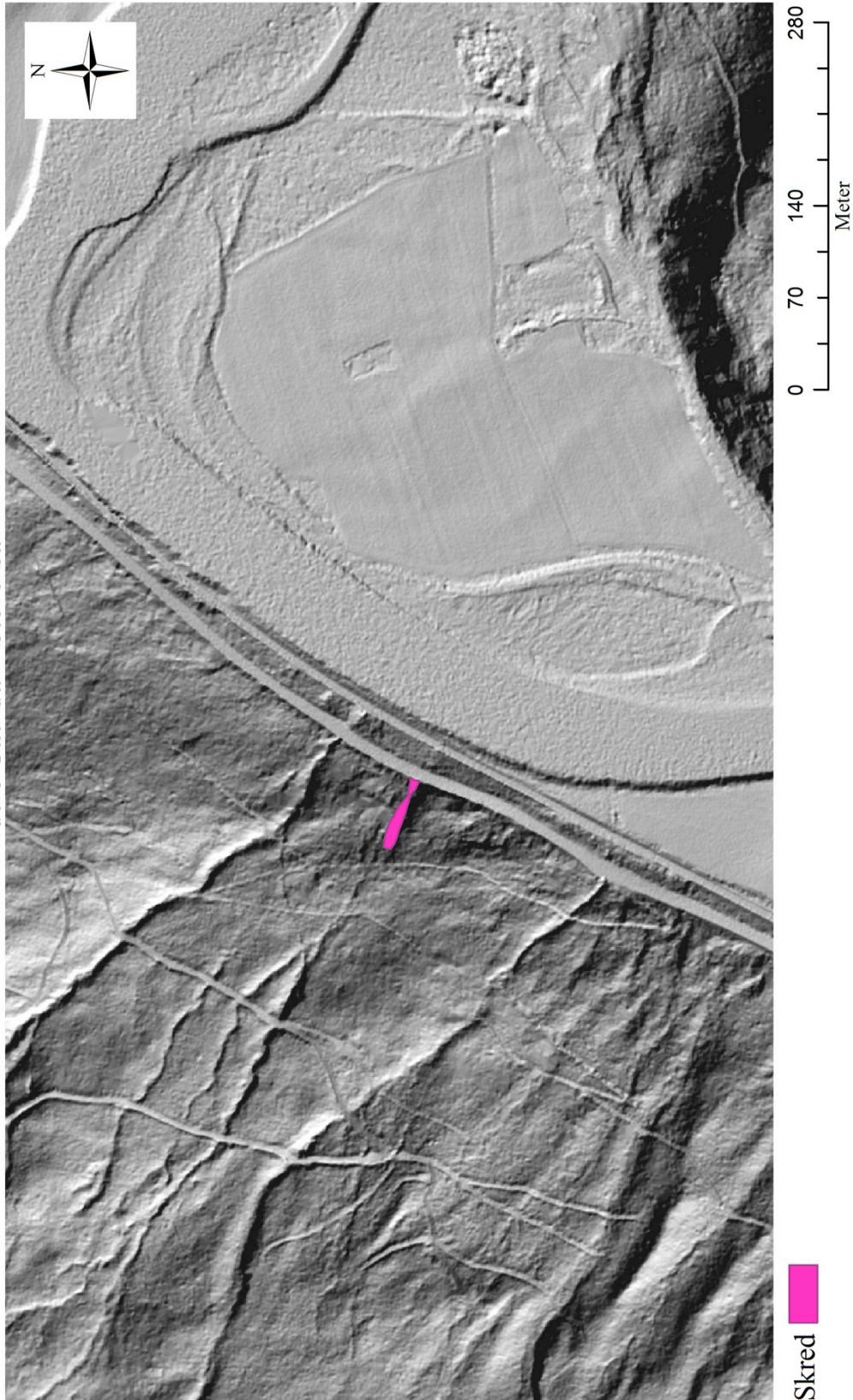
Figur B.1: Skyggerelieff over studieområdet.

Figur B.2: Helningskart over studieområdet.

Figur B.3: Kart med modellerte bekker (Flow Accumulation).

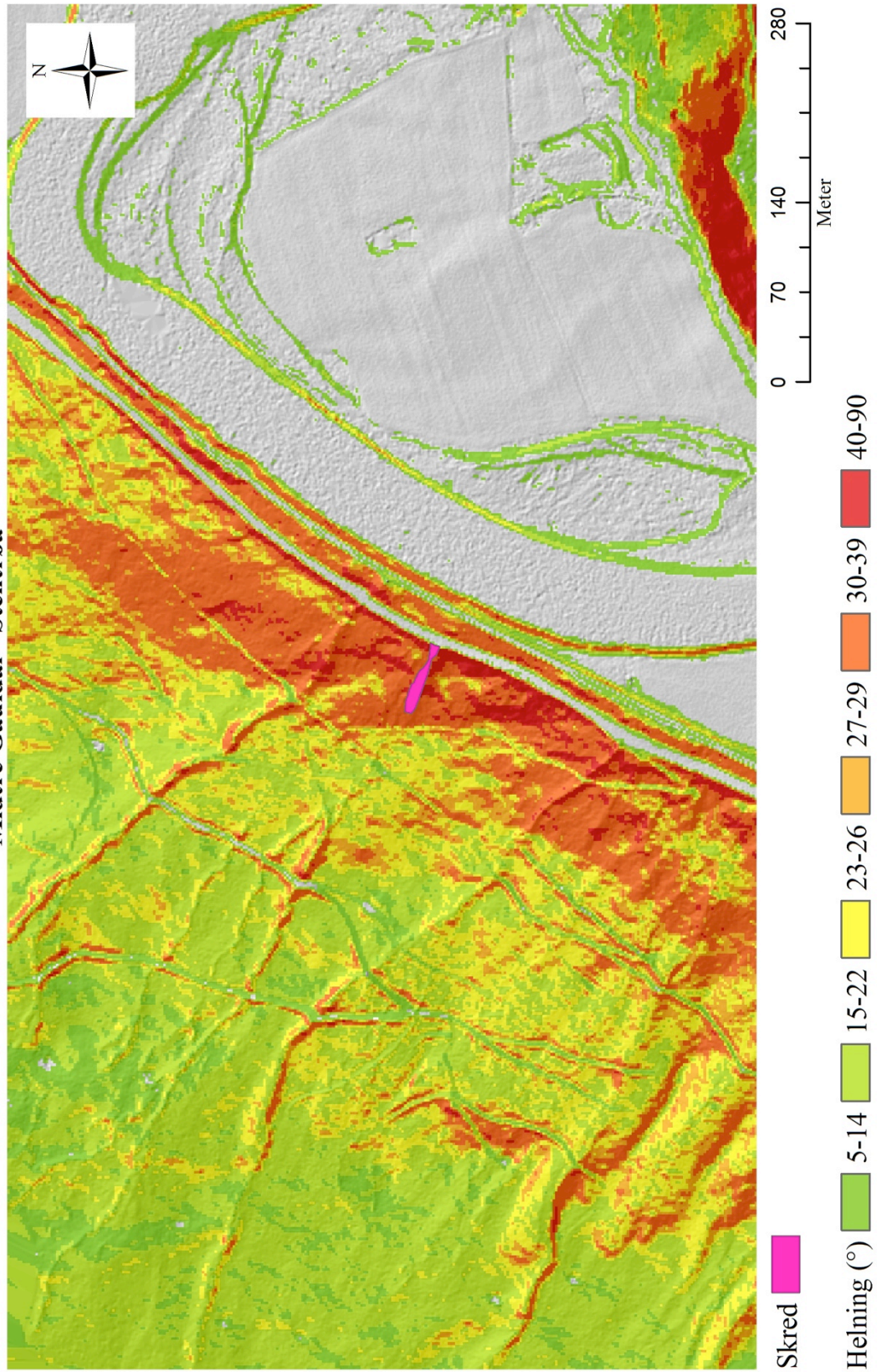
Figur B.4: Observasjonskart med menneskelige inngrep.

Midtre Gauldal - Stentrøa

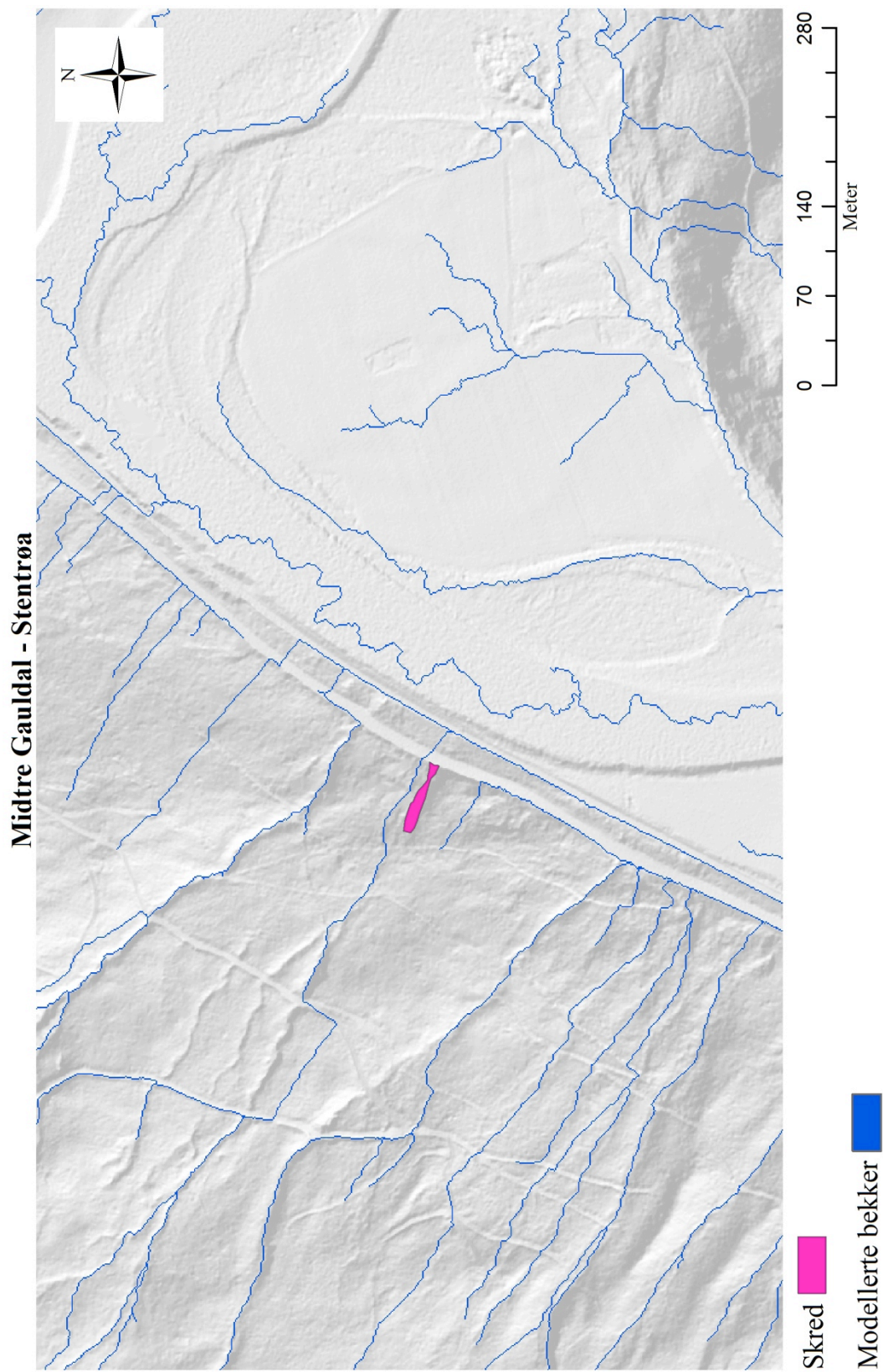


Figur B.1: Skyggerelieff over studieområdet. (Produsert av Synne Tveiten. Basert på lidardata fra Statens kartverk).

Midtre Gauldal - Stentrøa

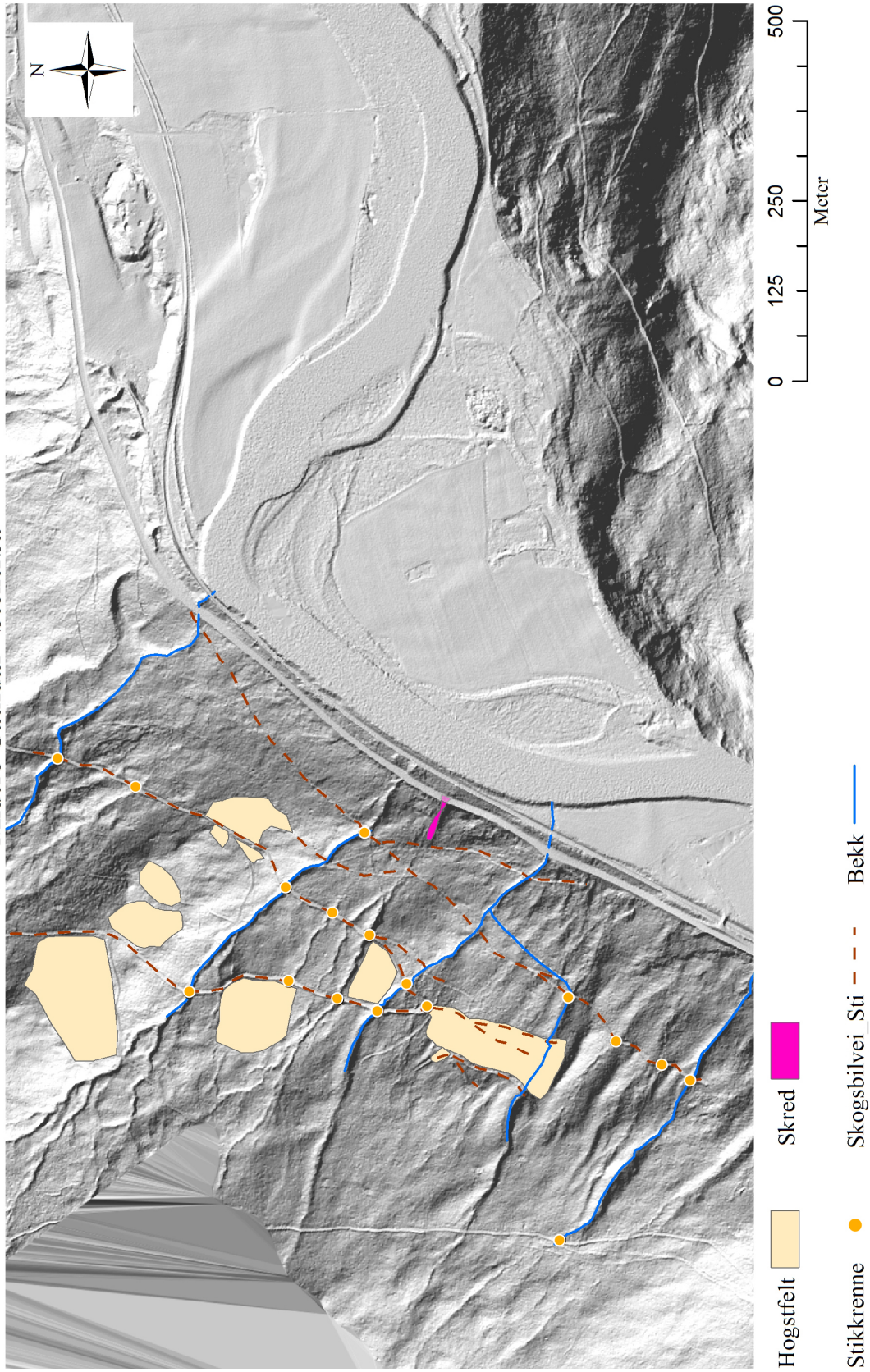


Figur B.2: Helningskart over studieområdet. (Produsert av Synne Tveiten. Basert på lidardata fra Statens kartverk).



Figur B.3: Kart med modellerte bekker (Flow Accumulation). (Produisert av Synne Tveiten. Basert på lidardata fra Statens kartverk).

Midtre Gauldal - Stentrøa



Figur B.4: Kart med observasjoner av menneskelige påvirkninger i felt. (Produsert av Synne Tveiten. Basert på lidardata fra Statens kartverk).