

Skredfarekartlegging Fv91 Ullsfjordforbindelsen

Knut Ivar Lindland Tveit

Tekniske geofag

Innlevert: juni 2017

Hovedveileder: Terje Harald Bargel, IGP

Medveileder: Øyvind Skeie Hellum, Statens Vegvesen

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for geovitenskap og petroleum

Masteroppgave i Tekniske Geofag

Kandidatens navn: Knut Ivar Lindland Tveit

Tittel på oppgaven: *Skredfarekartlegging Fv91 Ullsfjordforbindelsen*

Hovedveileder: Terje Harald Bargel, IGP

Medveileder: Øyvind Skeie Hellum, Statens Vegvesen

Oppgavetekst:

Fv 91 Ullsfjordforbindelsen er i planfase for regional plan. Det betyr at det er nå vegtraséen skal bestemmes, men alle detaljer trenger ikke å fastsettes. Vegen skal gå i Tromsø og Lyngen kommuner, og terrenget er spektakulært med høye fjell og en del bekkeløp. Flere steder der vegen planlegges lagt viser aktsomhetskartene fra NVE utløpsområder for både snø- stein- og jordskred.

For planlegging av nye veger ble det i 2014 vedtatt risikoakseptkriterier for skred på veg. (NA-rundskriv 2014/08). Planene som nå legges skal derfor vurderes opp mot disse kriteriene.

Oppgavene vil derfor omfatte:

-Kartlegging av skredløp for flom-, sørpe- og snøskred. Befaringsnotater, observasjoner, bilder, kart og terrengprofiler. Simuleringer med ulike simuleringsverktøy der dette vurderes å være relevant. Beregne utløpslengder og anslå returperioder for de ulike skredløpene.

-foreslå eventuelle sikringstiltak

Sammendrag

Fv91 Ullsfjordforbindelsen er et vegprosjekt i planleggingsfasen, som er planlagt gjennom områder som viser fare for stein-, snø-, flom-, og sørpeskred i aktsomhetskartene fra NVE. Med bakgrunn i dette vurderes skredfaren for disse skredtypene, utenom steinskred som ikke blir behandlet i denne oppgaven, i fire feltområder langs de aktuelle veglinjene: Nakkedalen, Skarmunken, Jøvika, og Jektevika.

Skredfarevurderingene er basert på feltarbeid, intervju med lokale om skredhistorien, og simulering med numeriske og empiriske modeller. Det ble lagt mest vekt på skredhistorien for områdene funnet ved intervjuer, deretter observasjoner i felt og til sist modelleringene.

For snøskredmodelleringen ble det benyttet fire modeller, hvorav to numeriske (samosBeta og RAMMS::AVALANCHE) og to empiriske (Alfa-Beta og energilinje-modellen). De numeriske modellene beregner skredbevegelsen i et tredimensjonalt terreng basert på forskjellige friksjonsmodeller, mens de empiriske beregner utløpslengde og hastighet (kun energilinje-modellen) i et todimensjonalt terreng langs en definert skredbane.

Flomskredmodelleringen ble utført ved tre modeller; en numerisk (RAMMS::DEBRIS FLOW) og to empiriske (Alfa-Beta og energilinje-modellen). Det er lite erfaring med bruk av disse verktøyene for å simulere flomskred i Norge, og beregningene er heftet med stor usikkerhet. Dette kommer spesielt av at det er store forskjeller i dynamikk i forskjellige typer flomskred.

Resultatene viste at Jektevika er det mest utsatte feltområdet for både flom- og snøskred. Dimensjonerende utløpslengde for snøskred ble her antatt nedenfor de aktuelle veglinjene, og det er anbefalt sikring med fangvoll. Jektevika er også utsatt for små flomskred med lav returperiode, som kan sikres med store kulverter under vegen eller bru.

I Nakkedalen og på Skarmunken viser simuleringene lengre utløpslengder enn det skredhistorikken og feltarbeidet tilsier. Det planlegges tunnelpåhugg i disse områdene, og det anbefales dermed sikring ved portal, eventuelt sammen med ledevoller.

I Jøvika viser resultatene at det ikke er fare for noen former for skred.

Resultatene tilsier ikke fare for sørpeskred i noen av feltområdene.

Abstract

The Ullsfjord connection is a road project in Troms, northern Norway, where parts of the planned road are in areas where susceptibility maps show possibilities for rock slides, avalanches, debris flows and slush flows. Because of this, these areas are mapped for the potential of these hazards, excluding rock slides that are not covered in this thesis.

The hazard mapping was performed with field work, interviews of locals for the local history of avalanches, debris-, and slush flows, and modelling with numerical and empirical models for avalanche and debris flow dynamics. The history was given most weight in deciding the hazards, followed by the field work and the modelling

For the avalanche modelling four models were utilized, where two are numerical (samobeta and RAMMS::AVALANCHE) while two are empirical (Alpha-Beta and the energy line method). The numerical models model the avalanche flow in a three-dimensional terrain based on different friction models, while the empirical model the runout and velocity (only the energy line model) in a two-dimensional terrain along a defined path.

The debris flow modeling was performed with three models; one numerical (RAMMS::DEBRIS FLOW) and two empirical (Alpha-Beta and the energy line method). There is little experience with utilizing these models, and there are big uncertainties using these models. This is partly because there are different types of debris flows with different behaviors.

Jektevika was found to be the most hazardous area for these natural hazards. The runout length for avalanches cross the planned road here and a protection dam is recommended here. Field work and historical knowledge shows that there's often (almost every year) small debris flows here. It is therefore recommended to secure the road for these with culverts under the road or by constructing a bridge at this location.

The simulations show further runout lengths in Nakkedalen and on Skarmunken than what is found from the field work and local history. In these areas, the road is planned to enter tunnels. For avalanche protection, it is recommended to construct portals out from the tunnels.

In Jøvika the results showed no avalanche, debris flow or slush flow hazard.

No areas show a danger for slush flows.

Forord

Masteroppgaven er utført ved Institutt for geologi og bergteknikk ved Norges teknisknaturvitenskapelige universitet, og er skrevet i samarbeid med Statens Vegvesen. Oppgaven er på 30 studiepoeng. Hovedveileder har vært sjefsgeolog ved NVEs skred- og vassdragsavdeling i Region Midt / førsteamanuensis 2 ved NTNU, Terje Harald Bargel. Biveileder har vært geotekniker ved Statens Vegvesen Region Nord, Øyvind Skeie Hellum. Arbeidet med oppgaven startet i januar 2017 og ble fullført i juni 2017.

Jeg vil takke mine veiledere Terje Harald Bargel og Øyvind Skeie Hellum for god hjelp med oppgaven. En stor takk rettes til Øyvind for uvurderlig hjelp og deling av kunnskap, spesielt angående bruk av programvaren som er brukt. Jeg vil også takke de ansatte ved geo-/lab-seksjonen hos Vegvesenet i Tromsø for gode innspill og tips, i tillegg til mine studiekamerater på lesesalen. Til sist vil jeg takke Arnold Hauan, Kjell Broch, og Elsa og Einar Indrevold som kom med meget nyttig kunnskap om skredhistorien i de forskjellige områdene.

Innhold

Sammendrag.....	v
Abstract	vii
Forord	ix
Figurliste.....	xvii
1 Innledning.....	1
1.1 Bakgrunn for oppgaven	1
1.2 Problemstilling, mål og omfang	1
2 Teori	3
2.1 Skredtyper.....	3
2.2 Snøskred	3
2.2.1 Varianter av snøskred.....	3
2.2.1.1 Løssnøskred	4
2.2.1.2 Flakskred.....	5
2.2.2 Utløpsdistanse og returperioder	5
2.2.3 Skreddynamikk.....	5
2.2.3.1 Initierring av skred	5
2.2.3.2 Skredbevegelse	6
2.2.4 Topografiske faktorer	9
2.2.4.1 Definisjoner.....	9
2.2.4.2 Utløsningsområdet	9
2.2.4.3 Skredløpet	12
2.2.4.4 Utløpsområdet.....	13
2.2.5 Snødekkets egenskaper	13
2.2.5.1 Snøens lagdeling og metamorfose	13
2.2.6 Klimatiske forhold.....	14
2.2.7 Tegn på snøskred i terrenget	14

2.2.8	Sikring mot snøskred.....	17
2.2.8.1	Sikringstiltak for å hindre utløsning av skred	17
2.2.8.2	Tiltak for å stoppe eller lede skred.....	19
2.2.8.3	Vegtiltak.....	21
2.2.8.4	Stengning av veger og kontrollert utløsning av snøskred.....	22
2.3	Flomskred	23
2.3.1	Definisjoner	23
2.3.2	Skreddynamikk.....	24
2.3.2.1	Skredinitiering.....	24
2.3.2.2	Skredbevegelse	28
2.3.3	Topografiske og sedimentære forhold.....	29
2.3.3.1	Utløsningsområdet	29
2.3.3.2	Skredløp og utløpsområde	30
2.3.4	Klimatiske forhold.....	30
2.3.5	Avsetningens geomorfologi og egenskaper	30
2.3.6	Sikringstiltak	31
2.3.6.1	Stabiliserende tiltak.....	31
2.3.6.2	Fysiske tiltak i skredløpet	32
2.3.6.3	Fysiske tiltak i utløpsområdet	32
2.4	Sørpeskred	34
2.4.1	Skreddynamikk.....	34
2.4.2	Klimatiske forhold.....	34
2.4.3	Sikringstiltak	34
3	Områdebeskrivelse	35
3.1	Oversikt	35
3.2	Aktsomhetskart.....	36
3.3	Løsmassedekke.....	36

3.3.1	Nakkedalen.....	36
3.3.2	Skarmunken.....	38
3.3.3	Jøvika	39
3.3.4	Jektevika.....	40
3.4	Klima	41
4	Metode.....	42
4.1	Snøskredmodellering	42
4.1.1	Numeriske/Dynamiske modeller.....	43
4.1.1.1	Voellmy.....	43
4.1.1.2	Voellmy-Salm	44
4.1.1.3	NIS-modellen	45
4.1.1.4	Savage-Hutter	47
4.1.1.5	samosAT	48
4.1.1.6	AVAL-1D	53
4.1.1.7	RAMMS – «Rapid Mass Movement Simulation».....	55
4.1.2	Empiriske/topografiske modeller	59
4.1.2.1	Alfa-beta metoden.....	59
4.1.2.2	Energilinje-metoden.....	62
4.1.3	Fremgangsmåte	65
4.1.3.1	Numeriske modeller	65
4.1.3.2	Empiriske modeller	67
4.2	Flomskredmodellering.....	68
4.2.1	Numerisk/dynamisk modell, RAMMS	68
4.2.2	Empiriske/topografiske modeller	70
4.2.3	Fremgangsmåte	70
4.2.3.1	Numerisk modell, RAMMS.....	70
4.2.3.2	Empiriske modeller	71

4.3	Feltarbeid og intervjuere.....	71
5	Resultat.....	73
5.1	Snøskred	73
5.1.1	Feltarbeid og intervjuer	73
5.1.1.1	Nakkedalen	73
5.1.1.2	Skarmunken	75
5.1.1.3	Jøvika	78
5.1.1.4	Jektevika	78
5.1.2	Simuleringer	80
5.2	Flomskred.....	85
5.2.1	Feltarbeid og intervjuer	85
5.2.1.1	Nakkedalen	85
5.2.1.2	Skarmunken	87
5.2.1.3	Jøvika	88
5.2.1.4	Jektevika	88
5.2.2	Simuleringer	90
5.3	Sørpeskred	94
6	Diskusjon.....	95
6.1	Bruk av modeller	95
6.1.1	Dynamiske vs. Empiriske modeller	95
6.1.2	Dynamiske modeller	96
6.1.2.1	Voellmy og Voellmy-Salm	96
6.1.2.2	NIS-modellen.....	96
6.1.2.3	Savage-Hutter og samosAT	97
6.1.2.4	AVAL-1D og RAMMS::AVALANCHE	97
6.1.2.5	RAMMS::AVALANCHE vs. samosBeta.....	98
6.1.2.6	RAMMS::DEBRIS FLOW	99

6.1.3	Empiriske modeller	100
6.1.3.1	Alfa-beta-modellen, snøskred	100
6.1.3.2	Energilinje-modellen, snøskred	101
6.1.3.3	Energilinje-modellen og Alfa-beta-modellen, flomskred	101
6.1.4	Valg av parametere.....	101
6.1.4.1	Utløsningsområdets lokasjon og dimensjoner, snøskred	101
6.1.4.2	Snødybde.....	102
6.1.4.3	Utløsningsområdets lokasjon og dimensjoner, flomskred	104
6.1.4.4	Friksjonsparametere, snøskred.....	104
6.1.4.5	Friksjonsparametere, flomskred.....	105
6.1.4.6	Skredbane i de empiriske modellene	105
6.2	Feltarbeid og intervjuer	105
6.3	Pålitelighet av resultatene	106
6.4	Sørpeskred	106
6.5	Dimensjonerende returperiode	107
6.6	Valg av dimensjonerende utløpslengde, og anbefalt sikring.....	107
6.6.1	Snøskred	107
6.6.1.1	Nakkedalen	107
6.6.1.2	Skarmunken	110
6.6.1.3	Jøvika	112
6.6.1.4	Jektevika	112
6.6.2	Flomskred og sørpeskred	115
6.6.2.1	Nakkedalen	115
6.6.2.2	Skarmunken	115
6.6.2.3	Jøvika	115
6.6.2.4	Jektevika	115
7	Konklusjon	117

7.1	Nakkedalen	117
7.2	Skarmunken	117
7.3	Jøvika.....	117
7.4	Jektevika	117
7.5	Videre arbeid	118
8	Kilder.....	119

Figurliste

Figur 2.1: Forskjellige skredtyper basert på innhold. Modifisert etter Norem og Sandersen (2014)	3
Figur 2.2: Prinsippskisse for flakskred og løssnøskred (Norem, 2014)	4
Figur 2.3: Prinsippskisse for sammenheng mellom returperiode og utløpsdistanse for skred (Norem, 2014)	5
Figur 2.4: Eksempel på snødekke i et flakskred (Lied og Kristensen, 2003).....	6
Figur 2.5: Prinsippskisse av tredelt skred (Sauermoser, et al., 2015)	8
Figur 2.6: Eksempel på skredbane med utløsningsområde, skredløp og utløpsområde (Norem, 2014).....	9
Figur 2.7: Frekvens av flakskred avhengig av terrenghelning (Nairz, et al., 2015).....	10
Figur 2.8: Eksempel på områder snø akkumuleres pga. ryggformasjoner og eksposisjon (Nairz, et al., 2015).....	11
Figur 2.9: Områder med ekstra strekkspenninger (Lied og Kristensen, 2003)	12
Figur 2.10: Knekte trær fra snøskred i Jektevika, Tromsø kommune, Troms fylke. (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 28.06.16)	15
Figur 2.11: Mulig skredskadet tre, med nye skudd på bøyd stamme (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 29.06.16)	16
Figur 2.12: Stein avsatt fra snøskred sør for Skarmunken, Tromsø kommune, Troms fylke. (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 28.07.16)	16
Figur 2.13: Til venstre: Støtteforbygninger i alpene. En kan merke seg at det har blitt utløst snøskred på siden av forbygningene, mens snøen mellom forbygningene ikke har rast. (Margreth, 2008). Til høyre: Snøskjerm i Finnmark (Statens Vegvesen, 2016).....	17
Figur 2.14: Skisse av støtteforbygninger satt opp som kontinuerlige rekker (Margreth, 2007)	18
Figur 2.15: Lengde mellom snøskjermer som funksjon av skjermenes høyde (Norem, 2014)	18
Figur 2.16: Bremseskjegler på Strynefjellsvegen (Norem, 2014)	19
Figur 2.17: Eksempel på ledevoll for å lede skredet til siden av veggen (Norem, 2014)	20
Figur 2.18: Eksempler på flomskred og jordskred. A) Lite flomskred fra Sieidi, Tromsø kommune, Troms fylke (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 31.07.16) B) Jordskred i Viromdalen, Sunndal kommune, Møre og Romsdal fylke (Bargel et al., 2011).....	23
Figur 2.19: Framstilling av skjærfasthet og skjærkraft i bunnlaget (Norem og Sandersen, 2014).....	25

Figur 2.20: Eksempler på løsmassedammer i et dreisløp (Norem og Sandersen, 2014).....	27
Figur 2.21: Framstilling av parameterne i ligning (2.11) (Takahashi, 2014).....	29
Figur 2.22: Flomskredvifte i Santa Rosa-fjellene i California, USA, med karakteristiske rygg- avsetninger fra tidligere flomskred (California Department of Water Resources, 2013).	31
Figur 2.23: Terskler i en elv i Møre og Romsdal (venstre), og et eksempel på en kontrolldam (høyre) (Norem og Sandersen, 2014).	32
Figur 2.24: Eksempel på fangvoll med sedimentasjonsbasseng (Norem og Sandersen, 2014).	33
Figur 2.25: Eksempel på åpen kontrolldam (Norem og Sandersen, 2014).	33
Figur 3.1: Oversiktskart over Ullsfjordforbindelsen, med alle aktuelle veglinjer. Kart fra statkart.	35
Figur 3.2: Aktsomhetskart for snø- og flomskred i Ullsfjorden, fra NVE.	36
Figur 3.3: Løsmassekart over Nakkedalen fra NGU. Inneholder data under Norsk lisens for offentlige data (NLOD) tilgjengeliggjort av Norges geologiske undersøkelse (NGU)	37
Figur 3.4: Løsmassekart over Skarmunken fra NGU. Inneholder data under Norsk lisens for offentlige data (NLOD) tilgjengeliggjort av Norges geologiske undersøkelse (NGU)	38
Figur 3.5: Løsmassekart over Jøvika fra NGU. Inneholder data under Norsk lisens for offentlige data (NLOD) tilgjengeliggjort av Norges geologiske undersøkelse (NGU)	39
Figur 3.6: Løsmassekart over Jektevika fra NGU. Inneholder data under Norsk lisens for offentlige data (NLOD) tilgjengeliggjort av Norges geologiske undersøkelse (NGU)	40
Figur 3.7: Månednormaler nedbør og temperatur i Tromsø, 1961 – 1990 (Dannevig, 2009)	41
Figur 3.8: Nedbørførende vindretninger i Tromsø i vinterhalvåret ($t < 1^{\circ}\text{C}$) med nedbør av betydning (døgnedbør > 10 mm, vindhastighet > 5 m/s) (Jonsson og Gauer, 2017).	41
Figur 4.1: Oversikt over modeller for snøskredmodellering (Sauermoser, et al., 2015)	42
Figur 4.2 Hastighetsprofil ved laminær strømning (Norem, et al., 1987).....	46
Figur 4.3: Geometrien i Savage-Hutter-modellen (Savage og Hutter, 1989)	48
Figur 4.4: Skredmodell brukt i Zwinger, et al. (2003)	49
Figur 4.5: Eksempel på 3-dimensjonalt kalkulasjonsgrid for PSA (Sampl og Granig, 2009) .	50
Figur 4.6: Komponenter som inngår i SL-1D (Issler, 1998).....	55
Figur 4.7: Eksempel på innlagt skredvoll i RAMMS (Bartelt, et al., 2013b)	59
Figur 4.8: Grafisk framstilling av alfa-beta metoden (Lied og Bakkehøi, 1979).....	60
Figur 4.9: Eksempel på energilinje for skred på Nakkefonna. Hastigheten er beregnet med NIS-modellen (se kapittel 4.1.1.3) (Norem, et al., 2006).....	63
Figur 4.10: Eksempel på bruk av energilinje-metoden (Norem, 2014)	64

Figur 4.11: Prinsippskisse for å bruke energilinjer til å finne utløpslengde (Norem, 2014)....	65
Figur 4.12: Skjærspenning og -fasthet (styrke) i et homogent snødekke, med kritisk dybde z_{kr} (Norem, 2014)	67
Figur 4.13: Eksempel på tre-punkts hydrograf. Modifisert fra Bartelt, et al. (2013a)	70
Figur 5.1: Feltobservasjoner i Nakkedalen, snøskred.	74
Figur 5.2: Knekte trær i skredløp snøskred Nakkedalen 01 (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 20.07.16).....	75
Figur 5.3: Feltobservasjoner på Skarmunken, snøskred	77
Figur 5.4: Feltobservasjoner i Jektevika, snøskred.	79
Figur 5.5: Sammenstilling av utløps for snøskred i Nakkedalen fra modellering.....	80
Figur 5.6: Sammenstilling av utløps for snøskred på Skarmunken fra modellering.....	81
Figur 5.7: Sammenstilling av utløps for snøskred i Jøvika fra modellering.	82
Figur 5.8: Sammenstilling av utløps for snøskred i Jektevika fra modellering.....	83
Figur 5.9: Feltobservasjoner i Nakkedalen, flomskred.	86
Figur 5.10: Antatt avsetning fra flomskred i Nakkedalen. (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 20.07.16).....	86
Figur 5.11: Feltobservasjoner på Skarmunken, flomskred	87
Figur 5.12: Antatt flomskredløp på Skarmunken (foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 21.06.16)	88
Figur 5.13: Feltobservasjoner i Jektevika, flomskred.	89
Figur 5.14: Avsetning flomskred med stort innhold av finstoff. (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 02.08.16)	90
Figur 5.15: Sammenstilling av utløp for flomskred i Nakkedalen fra modellering.	91
Figur 5.16: Sammenstilling av utløp for flomskred på Skarmunken fra modellering.	92
Figur 5.17: Sammenstilling av utløp for flomskred i Jektevika fra modellering.	93
Figur 6.1: Risikomatrixe for skred på vegstrekninger (Statens Vegvesen, 2014)	107
Figur 6.2: Dimensjonerende utløpslengde for snøskred i Nakkedalen	109
Figur 6.3: Dimensjonerende utløpslengde for snøskred på Skarmunken.....	111
Figur 6.4: Dimensjonerende utløpslengde for snøskred i Jektevika.	114

1 Innledning

Skred kan defineres som «en hurtig massetransport av snø, stein eller jordmasser» (Norem og Sandersen, 2014, s. 11). Skredmassene har ofte et stort vanninnhold, og det kan også forekomme skred som inneholder flere eller alle massetyper nevnt.

Hvert år går det ca. 1000 skred som fører til stengte veger i Norge. Siden 70-tallet har Statens Vegvesen registrert ca. 37 000 skred på vei i Norge, hvor snøskred utgjør 23 %, flomskred 3 %, og sørpeskred 2 %. Resterende skredtyper er steinskred (54 %), isskred (13 %) og jordskred (5 %). I Vest-Norge er det steinskred som dominerer statistikken, mens det i Nord-Norge er snøskred (Lygre, 2014). Stengning av veger er kostbart, og kan ha kostnader mellom 2000 kr og opp til over 80 000 kr per time stengt veg (Bråthen, et al., 2008). I Troms fylke er det flere eksempler på skred som fører til stengte veger, senest 30. mars 2017 da det gikk et snøskred i Lavangsdalen utenfor Tromsø hvor 3 biler ble truffet (Hammerstrøm, et al., 2017). Skred er også blant de naturfarene som tar flest menneskeliv i Norge. Siden 1960 har det gått tapt ca. 1100 menneskeliv i Norge grunnet forskjellige typer skred (Carstens, 2014).

1.1 Bakgrunn for oppgaven

Fv 91 Ullsfjordforbindelsen er i planfase for regional plan. Det betyr at det er nå vegtraséen skal bestemmes, men alle detaljer trenger ikke å fastsettes. Vegen skal gå i Tromsø og Lyngen kommuner, og terrenget er spektakulært med høye fjell og en del bekkeløp. Flere steder der vegen planlegges lagt viser aktsomhetskartene fra NVE utløpsområder for både snø- stein- og jordskred (se figur 3.2).

For planlegging av nye veger ble det i 2014 vedtatt risikoakseptkriterier for skred på veg. (NA-rundskriv 2014/08). Planene som nå legges skal derfor vurderes opp mot disse kriteriene.

1.2 Problemstilling, mål og omfang

Problemstillingen er å definere utløpslengder og returperioder på snø-, flom-, og sørpeskred for vegprosjektet Fv91 Ullsfjordforbindelsen. Dette blir utført ved hjelp av observasjoner i felt, intervju av lokale, og forskjellige simuleringsverktøy. Steinskred ble utelatt av hensyn til oppgavens størrelsesomfang, og det ble under forberedelse til masteroppgaven sommeren 2016 antatt et snøskred er det viktigste skredproblemet for vegprosjektet, etterfulgt av flomskred og sørpeskred. Ut fra det er det lagt mest fokus på snøskred, deretter flomskred og sørpeskred.

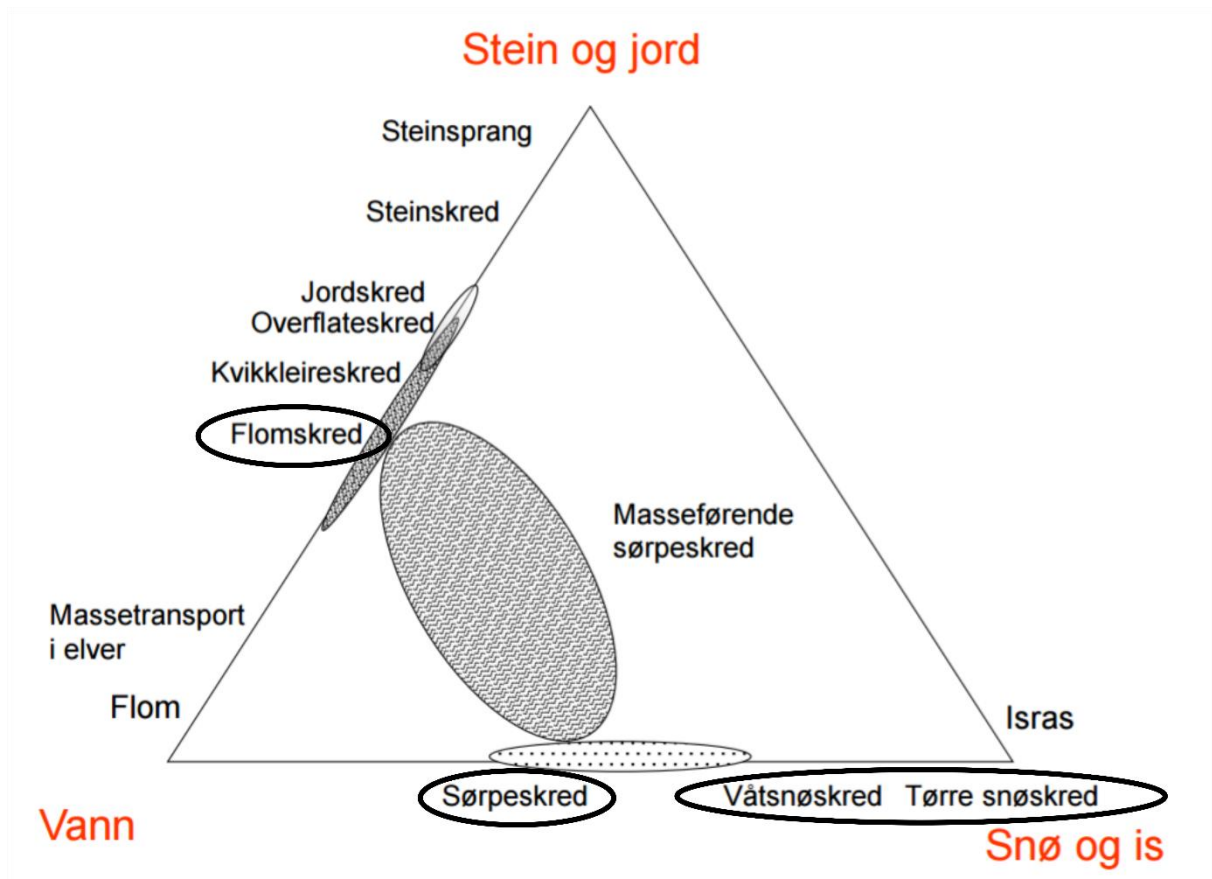
Høsten 2016 ble det utført et litteraturstudie av forfatteren på modellering av snøskred, hvor diverse numeriske og empiriske modeller ble undersøkt og diskutert. På bakgrunn av denne ble det valgt ut fire modelleringsverktøy for snøskred: RAMMS::AVALANCHE, samosAT, Alfa-Beta og energilinje-modellen. Deler av oppgaveteksten (hoveddelen av teori om snøskred, diskusjon rundt modellene og forklaring av modellene i metodekapittelet) er hentet fra dette studiet.

For flomskredmodellering var det lite tilgjengelig informasjon om tilgjengelige modeller, men det ble i 2015 gjennomført en masteroppgave av Frekhaug (2015) på sammenligning av forskjellige modeller for å simulere norske flomskred. Ut fra denne ble det valgt å bruke den numeriske modellen RAMMS::DEBRIS FLOW, og de empiriske modellene Alfa-Beta og energilinje-modellen for flomskred.

2 Teori

2.1 Skredtyper

I denne oppgaven fokuseres det på tre forskjellige skredtyper: snø-, flom-, og sørpeskred. Disse kan defineres på innhold, som gjort i X. Snøskred består av snø, og kan inneholde litt vann. Flomskred består av vann og løsmasser, mens sørpeskred består av vann, snø, og tidvis løsmasser (Norem og Sandersen, 2014).



Figur 2.1: Forskjellige skredtyper basert på innhold. Modifisert etter Norem og Sandersen (2014)

Det fokuseres i denne oppgaven mest på snøskred, deretter flomskred, og minst på sørpeskred. Dette er grunnet at snøskred har vist seg å være den aller mest relevante skredtypen i oppgavens feltområde, etterfulgt av flomskred. Sørpeskred har vist seg å være minst relevant.

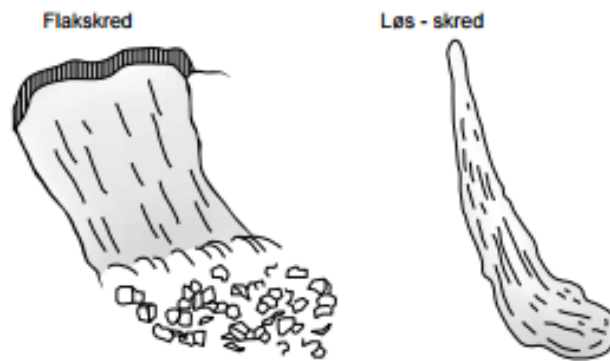
2.2 Snøskred

2.2.1 Varianter av snøskred

Den mest generelle klassifikasjonen av snøskred skiller dem basert på fastheten til snøen i skredet, med to hovedtyper (prinsippskisse vises i Figur 2.2):

- Flakskred
- Løssnøskred

Innad i disse typene kan de også skilles basert på vanninnhold, som våte eller tørre skred. Når vanninnholdet er så høyt at snøen nesten blir flytende får skredene betegnelsen sørpeskred. (Lied og Kristensen, 2003).



Figur 2.2: Prinsippskisse for flakskred og løssnøskred (Norem, 2014)

2.2.1.1 Løssnøskred

Som det vedgår av navnet er løssnøskred skred som utløses i løs snø. Disse går normalt i løsnysnø eller våt, avrundet snø. Når det faller nysnø har krystallene forgreininger som binder sammen krystallene, som gjør at snøen kan feste seg opp til ca. 80 grader bratte sider. Når nysnøen deretter blir utsatt for metamorfose (se 2.2.5.1) forsvinner forgreiningen, og snøen blir mer avrundet. Da fjernes bindingene mellom snøkrystallene, og snøen faller ned. Tørre løssnøskred utløses i bratt terreng, som regel brattere enn ca. 45 grader. På grunn av forskjellen på dynamisk og statisk friksjonsvinkel vil skredet kunne ta med mer snø nedover i skredbanen, og utvikles. Slike skred går ofte under kraftige snøfall, hvor nysnøen gir en økt vekt på snø nede i snødekke som fører til brudd.

I våt snø er det de samme hovedprinsippene som gjelder, med noen forskjeller. Når vanninnholdet i snøen øker brytes isbroer mellom kornene, som resulterer i at kohesjonen i snøen svekkes. Hvis kohesjonen svekkes nok kan det føre til brudd, med påfølgende skred (Lied og Kristensen, 2003).

Løssnøskred er som oftest relativt små, så de ikke er til særlig fare hverken for skikjørere eller bebyggelse. I store fjellsider kan de derimot utvikles til store dimensjoner, og kan nå hastigheter helt opp mot 60 m/s. Hvis skredet er av tørr snø kan det også dannes såkalte «skredgufs». Dette er luft som blir skjøvet foran skredet, og kan føre til omfattende skader

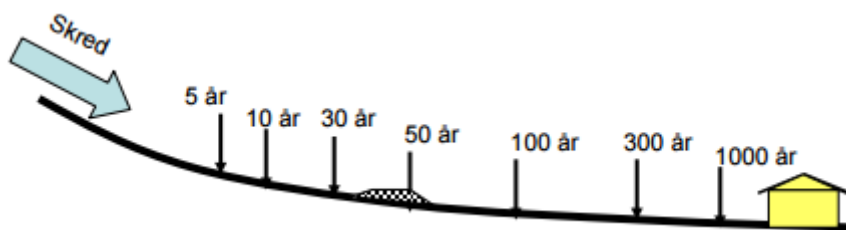
(Taurisano og Øydvin, 2011). Et annet problem med løssnøskred er at de kan belaste snødekket tilstrekkelig til å utløse et flakskred (Brattlien og Hansson, 2012).

2.2.1.2 Flakskred

Ved et flakskred består skredet av en større del av snødekket, dvs. et flak, som glir på et glideplan (Taurisano og Øydvin, 2011). Nesten alle større skred er av denne typen, og derfor er det flakskred som er dimensjonerende ved beregning av utløpsdistanse (Norem, 2014). Videre i denne teksten er det kun flakskred som anses.

2.2.2 Utløpsdistanse og returperioder

I Norge er tradisjonelt utløpsdistanser angitt fra historiske beretninger om hvor det har gått skred før. Det har vist seg at skred med lang utløpslengde går sjeldnere enn skred med kort utløpslengde, og at det er en sammenheng mellom utløpslengde og hyppighet (Norem, 2014). Fitzharris (1981) observerte skredhendelser i Rogers Pass, Canada, mellom 1909 og 1977, og fant en sammenheng mellom utløpslengden til forskjellige skred og returperioder for skredene (en prinsippskisse for denne sammenheng vises i Figur 2.3). Dette har vist seg å være nyttig innen skredfarekartlegging, hvor det brukes til blant annet dimensjonering av akseptabel plassering av bygninger og veger i forhold til skredfare, samt sikring av veger mot skred (Norem, 2014).



Figur 2.3: Prinsippskisse for sammenheng mellom returperiode og utløpsdistanse for skred (Norem, 2014)

2.2.3 Skreddynamikk

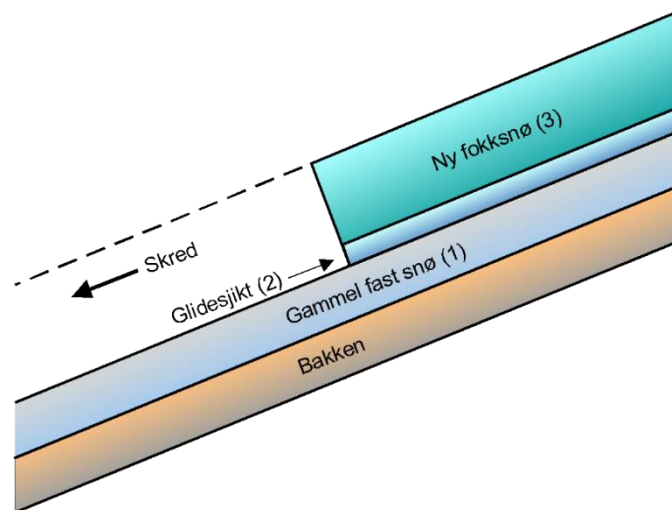
2.2.3.1 Initiering av skred

Flakskred har ifølge Lied og Kristensen (2003) tre nødvendige faktorer i snødekket for å kunne oppstå: et fast lag, et glidesjikt, og et glideplan (et eksempel hva disse lagene kan bestå av er vist i Figur 2.2). Det faste laget er det som utgjør flaket, og det består av komprimert snø, for eksempel fokksnø. Glidesjiktet kan enten være et lag med løsbundet snø med lav

styrke, eller et sjikt innad i for eksempel fokksnø, med liten skjærmotstand. De fire vanligste formene for glidesjikt er ifølge Tremper (2011):

- Kantkorn og begerkrystaller
- Rimkrystaller
- Nysnø med sterkere snø over
- Svake sjikt, for eksempel i fokksnø

Glideplanet består som oftest av et fast, komprimert lag under glidesjiktet, men kan også bestå av underlaget til snødekket. Det skjer spesielt på våren, når snødekket er homogent og isotermt (Tremper, 2011).



Figur 2.4: Eksempel på snødekke i et flakskred (Lied og Kristensen, 2003)

Flakskred utløses ved at det oppstår et skjærbrudd i glidesjiktet som forplanter seg hurtig langs sjiktet, samtidig som det fører til et strekkbrudd i det faste laget. Dette strekkbruddet danner bruddkanten på skredet, som står normalt på underlaget, og avgrenser arealet på flaket (Lied og Kristensen, 2003).

Når flytende vann er tilstede i hele flaket får skred betegnelsen «våte flakskred». Her initieres skred ved skjærbrudd langs permeable lag, normalt umiddelbart etter snøsmeltingen starter på våren eller etter perioder med kraftig regn (Sauermoser, et al., 2015).

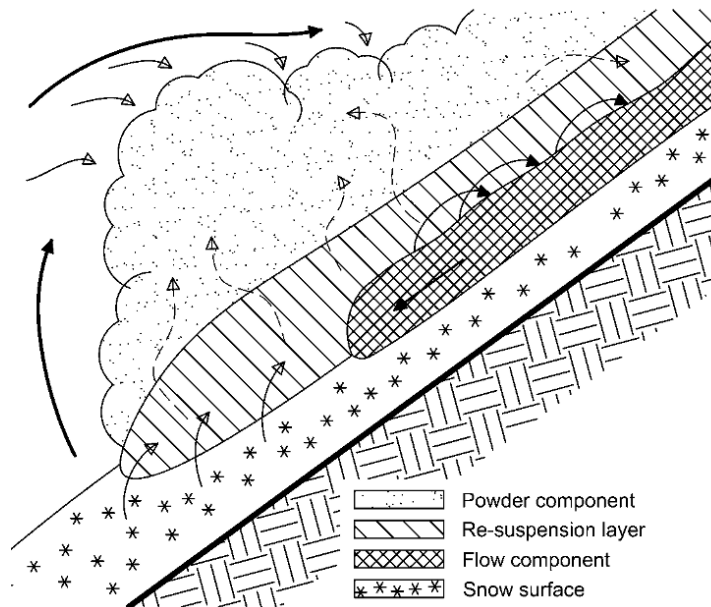
2.2.3.2 Skredbevegelse

Etter initiering av brudd vil flaket begynne å gli på glideplanet, hvor så flaket sprekker opp i blokker. Ved små skred vil ikke utviklingen gå videre, så avsetningene er dominert av intakte

blokker. For større skred vil deformasjonen fortsette, så blokkene knues til mindre biter som ruller glir og hopper nedover skråningen.

Når store, tørre skred beveger seg nedover en fjellside vil det dannes en lagdeling i skredet, med en glidende kjerne med en tykkelse på 3 – 5 m nederst, og et lag hvor bevegelsen preges av «hopping» og «spretting», saltasjonslaget, over. Saltasjonslaget, eller resuspensjonslaget som det også kalles, har en høyde på noen få meter, men høyden avhenger av skredets hastighet og snømassens konsistent (Lied og Kristensen, 2003).

Ved tilstrekkelig størrelse og hastighet (ca. 15 – 20 m/s) på skred vil det utvikles en «puddersky» over kjernen og saltasjonslaget, som består av en blanding av snøpartikler og luft. Dette oppstår ved at snøpartiklene i skredet har en turbulent bevegelse, med en vertikal del. Når så denne vertikale delen av den turbulente bevegelsen overgår den vertikale delen av skredets totalhastighet, vil snøpartikler penetrere inn i luften over skredet. Disse partiklene vil da ha en annen hastighet enn luften, og påfører den dragkrefter som setter luften i bevegelse. Ved et tilstrekkelig utviklet skred vil dette føre til at luften får samme hastighet som partiklene. Pudderskyen utsettes for mindre retarderende krefter enn kjernedelen av skredet, og kan dermed oppnå høyere hastighet enn resten av skredet og nå lenger enn skredkjernen. Det er observert at pudderskydelen mister hastighet når kjernedelen av skredet stopper opp (Sauermoser, et al., 2015), men pudderskydelen kan allikevel fortsette flere hundre meter etter dette (Lied og Kristensen, 2003). En prinsippskisse av denne tre-delingen i et skred er vist i Figur 2.5. På engelsk kalles disse skredene «powder snow avalanche», og i denne teksten blir de kalt «puddersnøskred».



Figur 2.5: Prinsskisse av tredelt skred (Sauermoser, et al., 2015)

Våte flakskred beveger seg annerledes enn tørre flakskred, med en lavere hastighet og tydelige «klumper» av snø. Selv om skredene er saktere enn tørre skred vil de påføre obstruksjoner et høyt trykk, ettersom de har en høyere tetthet enn tørr snø. Våte flakskred er karakterisert med meget distinkte avsetninger, og ekstreme og uforutsigbare utløp. Det er ifølge Sauermoser, et al. (2015) ingen tilstrekkelige beregningsmodeller for våte flakskred, som gjør dem vanskelige å modellere.

Et overslag av hastigheter for forskjellige typer og bestanddeler av skred er vist i Tabell 2.1. Kjernedelen av et tørt flakskred med produsert puddersky-del vil være den samme som for tørre flakskred i tabellen (Sauermoser, et al., 2015).

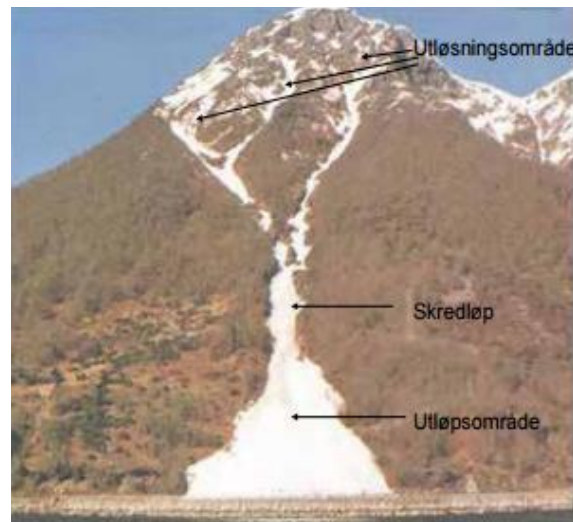
Tabell 2.1: Hastigheter for forskjellige snøskred-typer. Oversatt fra (Sauermoser, et al., 2015)

Skredtype	Hastighet (m/s)
Vått flakskred	10 – 20
Tørt flakskred	20 – 40
Puddersky	30 – 70

2.2.4 Topografiske faktorer

2.2.4.1 Definisjoner

I denne oppgaven brukes definisjoner angående skredterreng fra (Norem, 2014), hvor skredbanen defineres som hele området et skred beveger seg. Skredbanen blir så igjen oppdelt i utløsningsområde, skredløp og utløpsområde. Denne oppdelingen av skredbanen blir i denne oppgaven også brukt for flom- og sørpeskred.



Figur 2.6: Eksempel på skredbane med utløsningsområde, skredløp og utløpsområde (Norem, 2014)

2.2.4.2 Utløsningsområdet

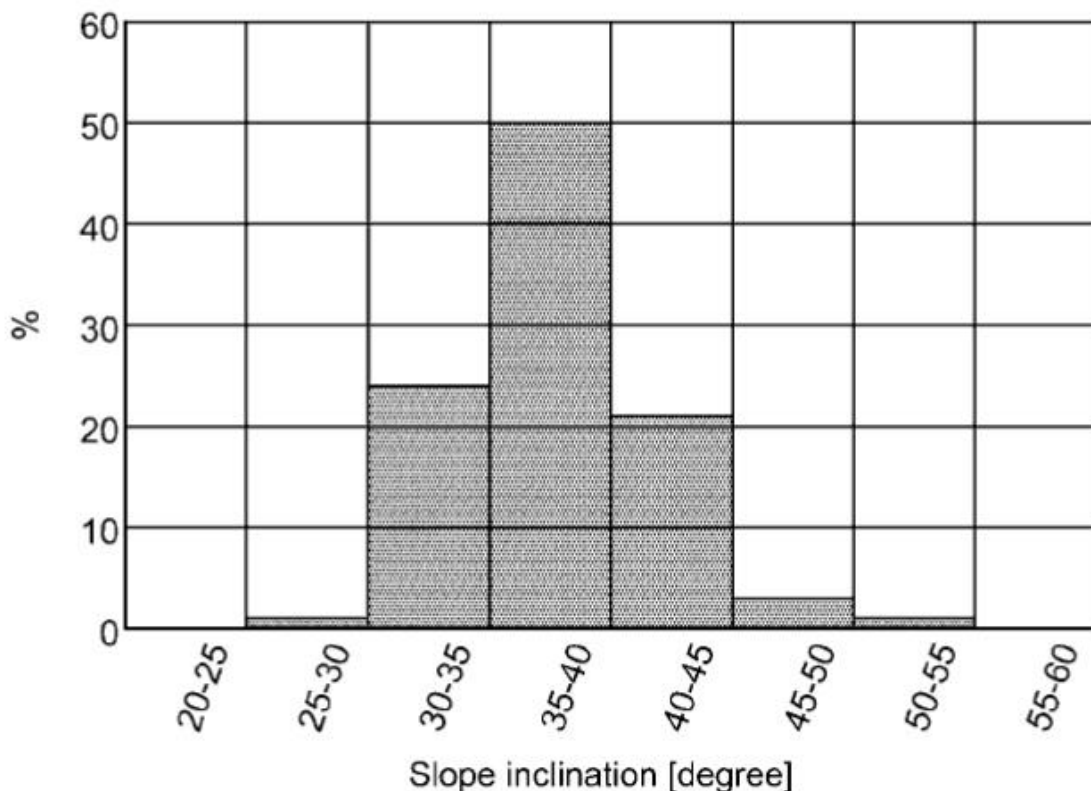
Utløsningsområdet er det området hvor skredet starter. Det er avgrenset i øvre kant av bruddkanten til skredet, i nedre kant av nedre begrensning for flaket, og i sidene mot den snøen som blir liggende igjen etter skredet. De mest vesentlige karakteristikkene til utløsningsområdet er terrenghelningen, eksposisjon i forhold til sol og vind, karakteristiske formasjoner, og vegetasjon og ruhet (Norem, 2014).

Ifølge Lied og Kristensen (2003) er terrenghelningen den mest vesentlige topografiske faktoren i henhold til skredfare. Terrenghelningens effekt kan vises ved å se på skjærkraften (likning (4.51)), og skjærmotstanden (likning (4.50)), i snømassen, som er henholdsvis en funksjon av $\sin \psi$ og $\cos \psi$. Ved en økning av terrenghelningen, ψ , vil da skjærkraften øke mens skjærmotstanden minker, så sannsynligheten for brudd, og da skred, fra et mekanisk perspektiv øker.

Det fins ingen nedre begrensning for terrenghelningen hvor skred kan utløses, da forskjellige typer skred kan utløses ved forskjellige vinkler. For eksempel kan sørpeskred utløses helt ned mot 5° helning (Norem og Sandersen, 2014), mens tørre løssnøskred som regel ikke utløses i

slakere helninger enn 45° (se kapittel 2.2.1.1). Som tidligere nevnt er det derimot kun flakskred som anses i denne oppgaven. For disse er 30° regnet som den laveste helningen for utløsning av skred, men det er observert utløste skred ved helning ned til 28° .

For meget bratte fjellsider, over ca. 60 grader, er det i all hovedsak små løssnøskred som dominerer. Ved denne helningen er det ikke nok hold i snøen til å forme flak, og snøen raser ned fjellsiden i små skred hyppig, så det ikke blir dannet store skred (Lied og Kristensen, 2003). Ifølge Nairz, et al. (2015) er det dominerende helningsvinkel-intervallet for store, farlige skred mellom 35° og 40° (se Figur 2.7).

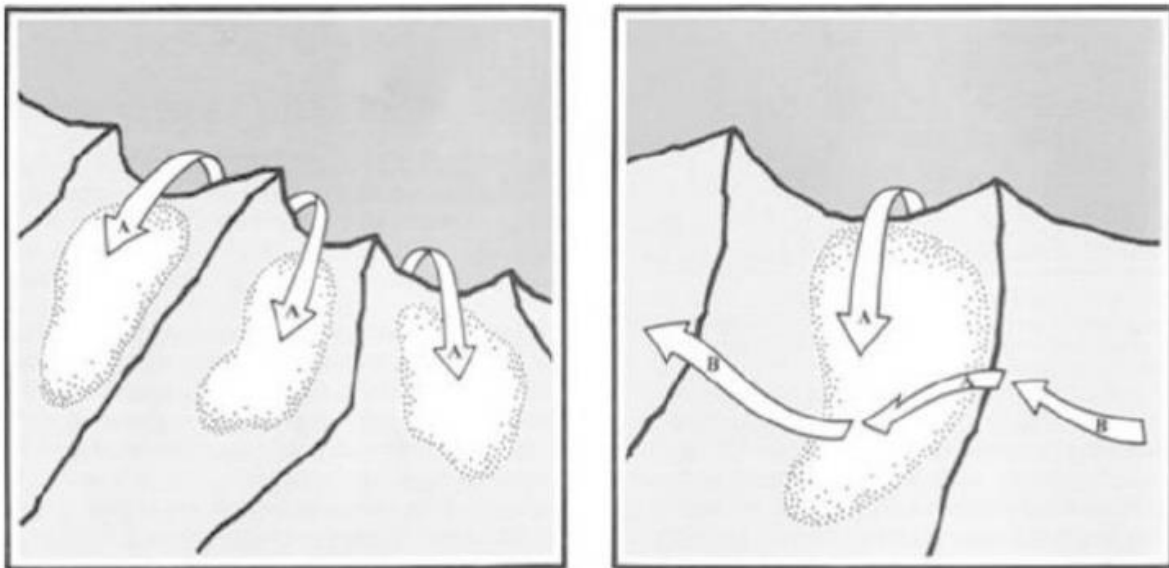


Figur 2.7: Frekvens av flakskred avhengig av terrenghelning (Nairz, et al., 2015)

Eksposisjonen, altså den retningen skråningen i utløsningsområdet «peker», har innvirkning på hvor snøen akkumuleres, og hvor det er mest solinnstråling. Eksposisjonen for en fjellside i forhold til de dominerende nedbørførende vindretninger i området har stor påvirkning på hvor det akkumuleres mest snø, ved at fjellsidene som ligger i le for vinden får transportert inn snø med vinden. For eksempel kommer det meste av nedbøren på Vestlandet i Norge ved vind fra sør og sør-østlig kant, som gir akkumulering av snø på nord og nord-vestvendte sider, så fjellsidene med denne eksposisjonen vil være mer utsatt for snøskred (Lied og Kristensen, 2003). Fjellsidens eksposisjon i forhold til solinnstråling har også innvirkning på skredfare,

men i en mindre grad enn eksposisjonen i forhold til vinden. Sørvendte fjellsider vil, på den nordre halvkule, få mer solinnstråling enn nordvendte sider. Dette vil føre til at nordvendte sider har en lavere temperatur, som igjen fører til at det oftere blir dannet begerkrystaller (se kapittel 2.2.5.1) i nordvendte sider, i tillegg til at stabiliserende metamorfose av snødekket tar lengre tid. Samtidig vil det være en større sannsynlighet for våte skred på våren i en sørvendt side (Norem og Sandersen, 2014). Midtvinters vil selvsagt ikke disse effektene være tilstede nord for polarsirkelen, hvor solen ikke stiger over horisonten under mørketida.

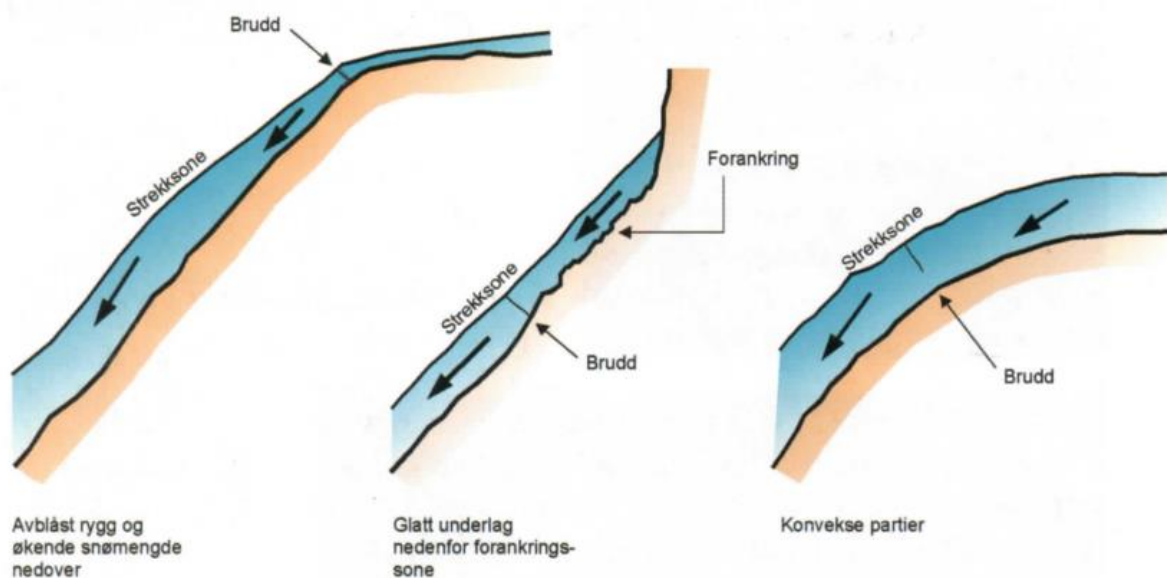
Morfologien i utløsningsområdet er også vesentlig for akkumulering av snø. Forsknninger i terrenget som skålformasjoner, elvegjel og skar vil ligge i le for vind fra flere himmelretninger, og samler da mer snø enn omliggende terreng, som fører til at de ofte er utløsningsområder for snøskred. De største skredene i Norge har for eksempel ifølge Lied og Kristensen (2003) hatt utløsningsområdet i botner fra tidligere isbreer. I le for ryggformasjoner vil det også akkumuleres snø, og ifølge Nairz, et al. (2015) er det typisk at utløsningsområdet for store skred ligger mellom to ryggformasjoner (se Figur 2.8).



Figur 2.8: Eksempel på områder snø akkumuleres pga. ryggformasjoner og eksposisjon (Nairz, et al., 2015)

Hvis et utløsningsområde ikke ligger i en slik formasjon, men for eksempel er lokalisert i en åpen fjellside, er det vanskelig å angi dets bredde. Ifølge Nairz, et al. (2015) er det gjennomsnittlige forholdet mellom lengden og bredden på et flak 0,5, men har stor variasjon. Utløsningsområder kan også ha en meget stor bredde, hvor det i Nord-Amerika er observert bruddbredder på mellom 2 og 5 km (Nairz, et al., 2015).

Lokasjonen til utløsningsområdets bakre avgrensning, bruddkanten, er også ofte styrt av topografiske forhold. I konvekse soner blir snøen utsatt for strekkspenninger, som øker sannsynligheten for brudd. Det kan være konvekse partier i terrenget, eller overgangen mellom en bratt skråning og en flat eller slakere skråning ovenfor. Dette er også tilfelle på nedsiden av forankringspunkter for snøen, som store steiner eller oppstikkende terrengformasjoner, og på nedsiden av avlåste rygger hvor snømengden øker nedover. Disse lokasjonene er derfor typiske bruddkant-lokasjoner (se Figur 2.9) (Lied og Kristensen, 2003).



Figur 2.9: Områder med ekstra strekkspenninger (Lied og Kristensen, 2003)

Den siste faktoren i utløsningsområdet Norem (2014) angir som vesentlig angående snøskred er vegetasjon og ruhet. Ruheten spiller inn ved at skred som oftest ikke utløses før snøen har dekket over ujevnheter i terrenget, så i områder med mye ujevnheter som steiner og lignende må det mer snø til for å dekke over disse så skred kan forekomme. For våte flakskred om våren som glir på underlaget er ruheten spesielt viktig. Disse skjer hovedsakelig bare i bratte gress-skråninger og på svaberg hvor ruheten er svært lav. Trær i utløsningsområdet vil ha en styrkende effekt på snøen, som minsker sannsynligheten for brudd. Dog vil dette ifølge Norem (2014) ha liten effekt dersom avstanden mellom trestammene overstiger 5 m, så glissen skog vil ikke ha en vesentlig effekt på stabiliteten.

2.2.4.3 Skredløpet

Skredløpet er delen av skredbanen som ligger mellom utløsningsområdet og utløpsområdet (Lied og Kristensen, 2003). Det er karakteristikkene til skredløpet som avgjør hvilken hastighet skred kan oppnå, som er en vesentlig faktor for utløpslengden til et skred.

Skredløp deles inn i to typer: kanaliserte og åpne skredløp (Figur 2.6 viser et kanalisert skredløp). Åpne skredløp er karakterisert med at bredden er tilnærmet like stor som utløsningsområdet, mens kanaliserte skredløp har en innsnevring som skredet gjerne følger. Kanaliserte skredløp vil styre skredet, som gjør det enkelt å bestemme hvor et skred vil treffe f.eks. en veg. Dog kan store skred gå utover kanaliseringen, og dermed gå i nye løp som er vanskeligere å beregne (Norem og Sandersen, 2014). Hvis skredet har utviklet en puddersky kan det også hende at denne ikke følger kanaliseringen, men istedenfor følger skredets opprinnelige retning og da separeres fra resten av skredet (Nairz, et al., 2015).

2.2.4.4 Utløpsområdet

Utløpsområdet er den nederste delen av skredbanen, hvor skredet mister hastighet og stopper opp. For store, tørre skred starter oppbremsingen skikkelig når terrenghelningen blir lavere enn 10° , mens mindre og våte skred kan stoppe opp i helninger mellom 15° og 20° .

Utløpsområdet har ligger ofte på bekke- eller elvevifter inntil fjellsiden, men store skred kan også gå flere hundre meter i flatt terreng, krysse dalfører og evt. gå opp i fjellsiden på motsatt side, eller gå ut i havet (Lied og Kristensen, 2003).

2.2.5 Snødekkets egenskaper

For at et snøskred skal kunne utløses er det flere faktorer innad i snødekket som må være oppfylt. Hvilken type snø man finner bestemmer hva slags skred som kan utløses, men det er lagdelingen som er den viktigste komponenten. Snø som materiale er som oftest ikke en homogen masse, men består av flere lag med snø av forskjellige egenskaper (Brattlien og Hansson, 2012). Egenskapene i snøen som er mest vesentlige angående skred og skredfare er snøens tetthet, fasthetsegenskaper, og viskositet (Norem og Sandersen, 2014).

2.2.5.1 Snøens lagdeling og metamorfose

Som nevnt i kapittel 2.2.3.1 vil som oftest flakskred initieres ved brudd i glidesjiktet, som tåler mindre belastning enn resten av snødekket. Disse glidesjiktene kan være dannet av løs, upåvirket snø med et fastere lag over, eller som et resultat av vindpakking av snø som gir svake sjikt innad i den vindpåvirkete snøen (såkalt fokksnø), eller som et resultat av oppbyggende metamorfose i snødekket.

Metamorfose er et begrep som omfatter alle prosesser som fører til forandring av snøkrystallene, og dermed påvirker snøens egenskaper. Det er to hovedtyper metamorfose: Destruktiv og konstruktiv. Den destruktive metamorfosen bryter ned snøkrystallene, mens den konstruktive metamorfosen bygger dem opp.

Eksempler på destruktiv metamorfose er vindpåvirkning og initiell metamorfose, som begge bryter forgreininger i krystallene i nysnø. Krystallene vil så danne isbroer mellom hverandre og vokse sammen, såkalt sintring, så snøen blir fastere og mer kompakt. Det er dette som fører til oppbyggingen av flaket i et skred.

Konstruktiv metamorfose er et resultat av temperaturforskjeller i snødekket som fører til en trykkgradient, som igjen initierer en transport av vanndamp oppover i snødekket. Denne vanndampen fester seg da på snøkrystaller, som så vokser i størrelse. Dette kan skje enten på bunnen av snødekket, i forbindelse med islag innad i snøen, eller på toppen av snødekket. På bunnen og inni snødekket blir det dannet fasetter eller begerkrystaller, mens det på toppen av snødekket blir dannet rimkrystaller. Alle disse er snøtyper med lav fasthet, og er blant de mest vanlige glidesjiktene i skredhendelser.

Temperaturforskjellene i snødekket er angitt som en temperaturgradient, og oppstår når det er stor forskjell på temperaturen ved bakken og på toppen av snødekket. Ved bakken er det, i områder uten permafrost, generelt 0°C så lenge den er dekket av snø. Disse temperaturgradientene oppstår da ved kald luft og tynt snødekke, og det må generelt være en gradient på over 10°C/m (Lied og Kristensen, 2003).

2.2.6 Klimatiske forhold

Klimatiske forhold vil ha påvirkning på frekvens og størrelse på skred. Det følger naturlig at områder med mye snøfall vil få store skred oftere enn områder med lite snøfall. I tillegg vil de klimatiske forholdene påvirke vanlige typer skred i et område, og skredenes oppførsel. I Nord-Amerika brukes det en klassifisering på klimaforhold i områder med to hovedgrupper: Maritimt og kontinentalt, i tillegg til transisjons-soner mellom disse. Generelt er maritimt klima preget av mye nedbør og relativt milde temperaturer, mens kontinentalt klima derimot er preget av lite nedbør, og lavere temperaturer. I maritime klima blir da snødekkene tykke, og skredproblematikk knyttes til kortvarig ustabilitet i forbindelse med stormer, mens kontinentale klima har tynne snødekker med kraftige temperaturgradienter, så dannelse av svake lag gjennom konstruktiv metamorfose er det mest vesentlige faremomentet der (McClung og Schaerer, 2006).

2.2.7 Tegn på snøskred i terrenget

Feltkartlegging av tidligere snøskredaktivitet er krevende i forhold til andre skredtyper, siden avsetningene fra skred smelter bort. Dermed kan en ikke kartlegge avsetninger, men ved å lete etter tegn i terrenget er det fortsatt mulig å få en indikasjon på om det har gått skred tidligere.

De viktigste tegnene å se etter for dette formålet er skader på vegetasjon, skader fra erosjon, og skredtransporterte steiner.

Spesielt er det nyttig å studere skogsvegetasjonen, hvor en finner de tydeligste tegnene. Tresorten vil påvirke hvordan skredpåvirkningen arter seg, da sprø trær knekker mens mykere trær blir bøyd ned. Figur 2.10 viser et eksempel på knekte trær fra snøskred. For store skred med returperioder på flere tiår kan det være vanskelig å finne knekte eller bøyde trær, men en tett vegetasjon med kun relativt unge, myke trær (bjørk, ol.) kan gi en indikasjon på dette.



Figur 2.10: Knekte trær fra snøskred i Jektevika, Tromsø kommune, Troms fylke. (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 28.06.16)

En vesentlig karakteristikk ved trær knekt/bøyd av snøskred kontra f.eks. flomskred eller vind er at røttene fortsatt er intakte. Dermed kan det fortsette å vokse nye skudd på den liggende trestammen, som vist på Figur 2.11. Andre tegn på trær er skjærbrudd i stammens lengderetning, og eldre trær med bare greiner i skredretningen. Det siste skyldes skred med puddersky, som skader greiene på skredsiden av treet.

Større skred kan også frakte med seg stein, som blir avsatt i utløpsområdet. Det er dog vanskelig å skille mellom snøskredtransporterte stein, og stein avsatt på andre måter (flyttblokk fra isbre, steinsprang, ol.). Et tegn på at en stein er avsatt av snøskred er hvis den ligger oppå/inntil trestammer som ikke er ødelagt. Mindre steiner oppå større steiner er også et tegn på snøskredavsatt stein (Norem, 2014). Figur 2.12 viser en stein avsatt fra et snøskred sør for Skarmunken i 2000.



Figur 2.11: Mulig skredskadet tre, med nye skudd på bøyd stamme (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 29.06.16)



Figur 2.12: Stein avsatt fra snøskred sør for Skarmunken, Tromsø kommune, Troms fylke. (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 28.07.16)

2.2.8 Sikring mot snøskred

Det finnes flere forskjellige metoder å sikre mot snøskred, med varierende pris og virkemåte. Noen har sin funksjon i å hindre utløsning av snøskred, mens noen hindrer eventuelle skred fra å treffe bebyggelse eller infrastruktur. I tillegg kan det benyttes kunstig utløsning av skred, for at de skal utløses under kontrollerte forhold.

2.2.8.1 Sikringstiltak for å hindre utløsning av skred

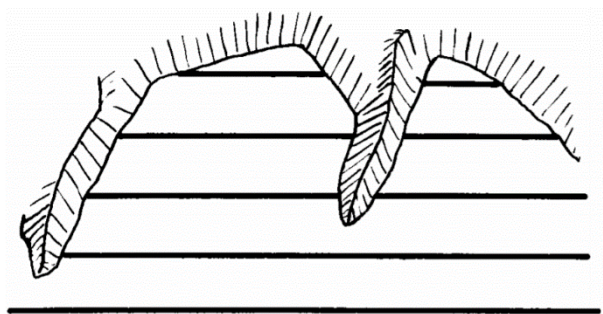
De viktigste tiltakene for å hindre utløsning av snøskred er støtteforbygninger i løsnedområdet, og snøskjermer bak løsnedområdet.



Figur 2.13: Til venstre: Støtteforbygninger i alpene. En kan merke seg at det har blitt utløst snøskred på siden av forbygningene, mens snøen mellom forbygningene ikke har rast. (Margreth, 2008). Til høyre: Snøskjerm i Finnmark (Statens Vegvesen, 2016)

Støtteforbygningene virker ved å forankre snøen i løsnedområdet. De plasseres med lengderetning normalt på forventet skredretning, og må dekke hele løsnedområdets bredde. For å virke effektivt må forbygningene være høyere enn snødybden, og må derfor designes ut fra forventet ekstrem-snødybde, H_K . Den øverste rekken med støtteforbygninger anbefales å plasseres nedenfor øvre forventede bruddkant, men ikke lengre enn 3 ganger H_K nedenfor denne. Den nederste rekken bør plasseres nederst i løsnedområdet. Det vil enten være der helningen minker til under 30° , eller så langt ned at eventuelle skred nedenfor denne rekken ikke vil føre til skade. Støtteforbygningene kan settes opp som kontinuerlige rekker, eller separerte strukturer. Det mest anbefalte er å sette de opp som kontinuerlige rekker, vist i Figur 2.14. Anbefalt avstand mellom rekkene er avhengig av helning, H_K , terrengruhet, og en «glidefaktor», N . Den kan finnes ved hjelp av ligning X, hvor f_L er avhengig av helning, terrengruhet og N (Margreth, 2007).

$$L = f_L * H_K \quad (2.1)$$

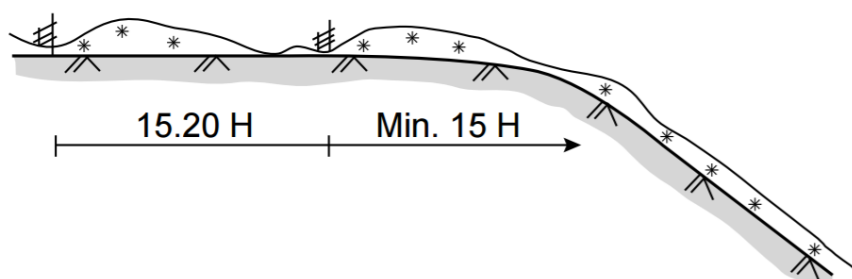


Figur 2.14: Skisse av støtteforbygninger satt opp som kontinuerlige rekker (Margreth, 2007)

Snøskjermer settes opp bakenfor løснеområdet, for å hindre at det akkumulerer seg snø der. Det er noen krav som må være oppfylt for å kunne bruke snøskjermer til dette formålet:

- Løsneområdet må ligge i le for dominerende vindretning
- Transportert snø langs bakken må utgjøre en vesentlig del av snømengden i løsneområdet
- Det må være et platå bak løsneområdet der det kan samles snø på en trygg måte
- Høydeforskjellen mellom platået og løsneområdet bør ikke være mer enn 100 m, ettersom løsneområdet da vil ligge utenfor den antatte maksimale utstrekningen av skjermenes effektive lesone

Det regnes at den effektive lesonen for en snøskjerm er 15 ganger høyden, og normal høyde på snøskjermer er minimum 4-5 meter. Dermed må snøskjermene plasseres en avstand bak fjellsiden som minimum tilsvarer 15 ganger høyden til skjermen. Ved en 5 m høy snøskjerm må den da plasseres minimum 75 bak fjellsiden. Hvis det er nødvendig med flere rader bør avstanden mellom disse være ca. 20 g ganger høyden, som vist i Figur 2.15 (Norem, 2014).



Figur 2.15: Lengde mellom snøskjermer som funksjon av skjermenes høyde (Norem, 2014)

2.2.8.2 Tiltak for å stoppe eller lede skred

Det er ikke alltid hensiktsmessig, eller mulig, å forsøke å unngå utløsning av snøskred. Da kan en sikringsmetode være å få eventuelle skred til å stoppe tidligere enn naturlig, eller lede dem bort fra bebyggelse og infrastruktur. Dette kan gjøres blant annet ved bremsekjegler og fang- og ledevoller

Bremsekjegler er som navnet tilsier kjegler (se Figur 2.16), som settes opp i skredbanen. De fungerer ved å skape ekstra indre friksjon i snøskred, som fører til at de mister hastighet og stopper tidligere. Kjeglene vil fjerne en del av bevegelsesenergien i skred, og bør derfor plasseres nærme fjellsiden der hastigheten er høyest. Av henhold til utformingen bør kjeglene være minst to ganger høyere enn skredenes flyte høyde, medberegnet snø som ligger rundt kjeglene. Derfor bør de være 5 – 7 meter høye. De bør også ha så bratte sidekanter som mulig, da det er funnet at det øker effektiviteten. Som oftest brukes bremsekjegler sammen med fangvoller, for å få ned hastigheten så det blir lettere å stoppe skredet med vollen.



Figur 2.16: Bremsekjegler på Strynefjellsvegen (Norem, 2014)

Fang- og ledevoller brukes for å stoppe eller lede skred bort fra bebyggelse eller infrastruktur, til områder hvor de ikke gjør skade. Fangvoller plasseres med lengderetning parallelt på

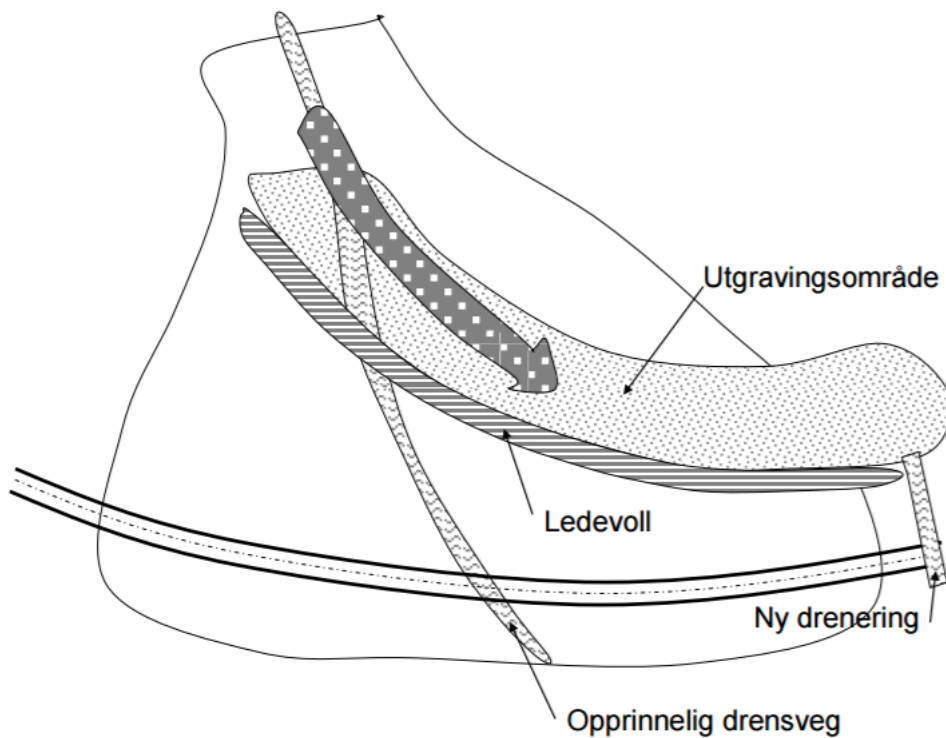
skredbevegelsens retning, nærme bebyggelse eller infrastruktur. Det siste ettersom det er enklest å stoppe skred når de har lite bevegelsesenergi, som de har minst av utløpssonen. Høyden på fangvoller beregnes ut fra skredets hastighet og flyte høyde, og høyde av snø foran vollen, med følgende formel:

$$H_{voll} = \frac{k * v^2}{2g} + H_{skred} + H_s \quad (2.2)$$

Hvor:

- H_{voll} = Høyden på vollen
- k = konstant, varierer mellom 0,6 og 1,0
- H_{skred} = Skredets flyte høyde
- H_s = Høyde på snø foran vollen

Ledevoller fungerer ved at de leder snøskred til områder hvor de ikke gjør skade, for eksempel på siden av vegen. Det er flere forhold med utformingen av leddevoller som er viktige for funksjonen, blant annet vinkelen mellom skredet og vollen, hellingen på skredsidene av vollen, og høyden på vollen.



Figur 2.17: Eksempel på leddevoll for å lede skredet til siden av vegen (Norem, 2014)

Generelt bør ikke vinkelen mellom skredet og vollen overstige 20°, da eksperimenter har vist at skred på voller med høyere vinkel enn dette ofte går over vollen. For å få en større vinkelendring på skredet bør da vollen ha en gradvis vinkelendring. Det har også vist seg at voller med bratt skredside får mindre overstrømning enn voller med slak skredside. Høyden på ledevoller anbefales å bli bestemt med følgende formel:

$$H_{ledevoll} = k * (v \sin \alpha)^2 + H_{skred} + H_s \quad (2.3)$$

α er vinkelen mellom skredet og vollen. I likhet med fangvoller bør ledevoller plasseres så langt ned i skredbanen som mulig, ettersom det er mindre bevegelsesenergi lenger ned i skrebanen (Norem, 2014).

2.2.8.3 Vegtiltak

Andre sikringsmetoder handler om å konstruere vegen så det ikke går skred på vegbanen. Dette kan gjøres ved overbygg, bygge bru over skredløpet, eller ved å legge veien i tunell for å unngå skredfarlige områder. Noen ganger er det dog vanskelig eller umulig å få tunnelpåhugg utenfor skredfarlige områder, som kan løses ved å forlenge tunnel-lengden med en portal. Felles for alle disse metodene er at de er dyre, og spesielt tunneler og overbygg brukes bare når andre alternativer ikke er mulige. Dette er dog de aller sikreste sikringstiltakene.

Ved konstruksjon av overbygg er det vesentlig at de ikke bygges for korte. Mange eldre overbygg i Norge er ikke av tilstrekkelig lengde, som dermed har for lav sikringseffekt (reduksjon av antall vegsperringer av skred). Overbygg bør også bygges inn i terrenget, så skredmassene kan gå på oversiden av det. Bak den bakre veggen på overbygg må det legges inn en fylling for å få en jevn overgang for skredet, og jo bedre overbygget er lagt inn i terrenget jo mindre trenger denne være. For å forkorte den nødvendige lengden av et overbygg kan det være hensiktsmessig å supplere det med ledevoller oppå/ovenfor overbygget. Ved et overbygg er det også vesentlig å ha en god drenering av overflatevann, spesielt der skredbanen følger naturlige bekkeløp.

Når skredbanen følger godt kanaliserte skredløp kan bru over skredløpet være et mulig sikringstiltak. Det er da vesentlig at bruas lengde dekker hele skredløpet, at skredbanens helning nedenfor brua ikke er lavere enn ovenfor, og at brua er høy nok (over 5 meter). Hvis ikke brua er lang nok, eller skredbanen flater ut nedenfor brua, er det fare for å få en oppsamling av skredmasser under brua. Hvis brua ikke er høy nok, så deler av skredet når opp

til den, vil den bli utsatt for store horisontalspenninger. Et problem med bru som skredsikringstiltak er at de er utsatte for store skred med puddersky, hvor da pudderskyen vil treffe brua (Norem, 2014).

2.2.8.4 Stengning av veger og kontrollert utløsning av snøskred

For veier med lite trafikk kan det være at det ikke lønner seg å investere i aktive sikringstiltak. Da kan det være nyttig å ha et system for å observere snøskred, så vegen kan bli stengt, eller kontrollerte løse ut snøskred når det ikke er trafikk. Dette medfører dog at vegen må stenges i perioder, så det er ikke anbefalt for veger med mye trafikk. I Norge brukes geofoner til å registrere snøskred, som kan være koblet opp mot trafikklys så vegen blir stengt automatisk. Kontrollert utløsning utføres med eksplosiver eller gasstrykk (Norem, 2014).

2.3 Flomskred

2.3.1 Definisjoner

Flomskred (engelsk: «debris flow») defineres av Takahashi (2014, s. 6) slik: «Flomskred er en strømning av en vann- og sedimentblanding som oppfører seg som en strømning av et kontinuerlig fluid drevet av tyngdekraften, som oppnår stor mobilitet fra det forstørrede hulrommet mettet med vann eller slam». Høeg, et al. (2014) differensierer videre mellom jordskred og flomskred, hvor flomskred har et høyere vanninnhold enn jordskred og er kanaliserte, i motsetning til jordskred som har et lavere vanninnhold enn flomskred og ikke er kanaliserte. Løsmasseskred brukes som en fellesbetegnelse på flom- og jordskred.



Figur 2.18: Eksempler på flomskred og jordskred. A) Lite flomskred fra Sieidi, Tromsø kommune, Troms fylke (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 31.07.16) B) Jordskred i Viromdalen, Sunndal kommune, Møre og Romsdal fylke (Bargel et al., 2011)

Takahashi (2014) differensierer også mellom turbulente gjørmete flomskred og steinaktige flomskred, basert på vanninnhold og sediment-type. Turbulente gjørmete flomskred er i grenseland mellom skred og massetransport i elver, hvor det volumetriske innholdet av fast stoff sjeldent er over 30 %, og sedimentene hovedsakelig består av finstoff under 1 mm i diameter. På grunn av dette kan turbulente gjørmete flomskred beskrives med hydrodynamiske lover.

De steinaktige flomskredene har større massetetthet enn de turbulente gjørmete, og et større innhold av grove masser. Dette fører til mer interaksjon mellom de faste massene i skredet, som fører til en demping av turbulensen. Dermed kan ikke skredene beskrives med rene hydrodynamiske lover, og oppfører seg som et kontinuum av sediment og vann. Altså er steinete flomskred en granulær strømming (Takahashi, 2014).

2.3.2 Skreddynamikk

2.3.2.1 Skredinitiering

Initiering av flomskred skjer ifølge Takahashi (2014) på en av tre forskjellige måter:

1. Vannstrømmingen i en bekk eller elv eroderer løsmasser som blir tatt opp i strømmingen i en tilstrekkelig mengde til at strømmingen kan karakteriseres som et skred
2. Et jordskred transformeres til et flomskred ved opptak av vann
3. Kollaps av en løsmassedam i et drensløp

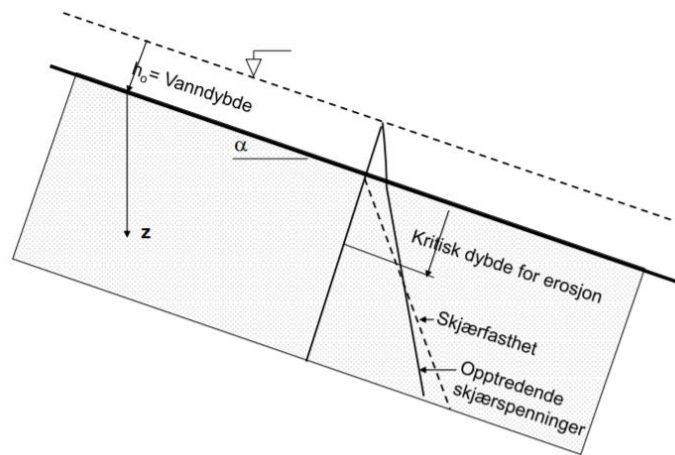
I følge Norem og Sandersen (2014) starter de fleste store, fullt utviklede flomskred med et mindre initialscred som vokser ved erosjon av sidene i dreneringsløpet.

Skre som følge av erosjon av bekk eller elv i skredløp utløses ved at skjærkraften fra vannet overgår skjærfastheten til drensløpet, ned til en kritisk dybde i bunnlaget. Ved denne kritiske dybden vil også vekten fra de overliggende løsmassene virke inn på den opptredende skjærkraften, som får følgende matematiske uttrykk (Norem og Sandersen, 2014):

$$\tau_k = [\rho_f h_0 + (C_v \rho_s + (1 - C_v) \rho_f) z \cos \alpha] g \sin \alpha \quad (2.4)$$

Her er:

ρ_f	=	Vannets densitet
h_0	=	Vannets dybde (se Figur 2.19)
C_v	=	Volumetrisk tetthet til sedimentet
ρ_s	=	Sedimentenes densitet
z	=	Dybde i bunnlaget (se Figur 2.19)
α	=	Drensløpets helning



Figur 2.19: Framstilling av skjærfasthet og skjærkraft i bunnlaget (Norem og Sandersen, 2014)

Samtidig er bunnlagets skjærfasthet gitt ved:

$$\tau_f = [z g C_v (\rho_s - \rho_f) \cos^2 \alpha] \tan \phi + c \quad (2.5)$$

Hvor:

ϕ = Løsmassenes friksjonsvinkel

c = Løsmassenes kohesjon

Ved dette bruddkriteriet, $\tau_k = \tau_f$, må følgelig gradienten for skjærkraften, vist i Figur 2.19, være slakere enn gradienten for skjærfastheten. Altså med den deriverte av skjærkraften med hensyn på z være større enn den deriverte av skjærfastheten med hensyn på z . Ved å løse dette med hensyn på drensløpets helning får man følgende uttrykk:

$$\tan \alpha \geq \frac{C_v (\rho_s - \rho_f) \tan \phi}{C_v \rho_s + (1 - C_v) \rho_f} \quad (2.6)$$

Ved å anta relativt vanlige verdier for variablene i ligning (2.6) ($C_v = 0,8$, $\phi = 30^\circ$, $\rho_f = 2700 \text{ kg/m}^3$) finnes det at den nødvendige helningsvinkelen er 18° , og med variasjoner i parameterne vil det si at flomskred kan initieres ved en helning på over $15 - 20^\circ$ (Norem og Sandersen, 2014). Ifølge Høeg, et al. (2014) kan derimot flomskred utløses helt ned mot 10° . Det forklarer Norem og Sandersen (2014) med at det i slike tilfeller må være et høyere grunnvannstrykk enn det hydrostatiske trykket.

I et drensløp vil det utvikles en «erosjonshud», som er et relativt sterkt og erosjons-resistent jordsjikt under bekken/elva. Derfor kreves det større vannføring i et dreneringsløp for å få

tilstrekkelig erosjon til å utløse et flomskred enn det kreves der denne erosjonshuden ikke er utviklet. Hvis en flomstor elv eller bekk går over sine bredder og finner nye løp vil det derfor lettere utløses flomskred, da det ikke er utviklet erosjonshud i disse nye løpene (Norem og Sandersen, 2014).

En annen utløsningsmekanisme for flomskred er som sagt at jordskred utvikler seg til flomskred, ved at de går inn i dreneringsløp og tar opp store mengder vann. Jordskred utløses som oftest ved vannrelaterte mekanismer (andre utløsende årsaker kan være steinsprang, jordskjelv, vulkanutbrudd mm.), hvor det er poretrykket inne i løsmassene som er den utløsende faktoren. Dette krever både permeable og impermeable lag i grunnen, hvor Norem og Sandersen (2014) oppgir tre forskjellige, prinsipielle lagdelinger ved utløsning av jordskred:

1. Tett lag nederst (kan være bergoverflaten) med permeabelt lag over
2. Permeabelt lag mellom to tette lag
3. Permeabelt lag med kort utstrekning inne i et homogent sediment med lavere permeabilitet

For alle disse er det antatt uendelig lange lag, som stemmer godt ettersom lagtykkelsen som oftest er mye mindre enn lengden (Takahashi, 2014). I det første tilfellet kan skjærspenningene ved bunnen av det permeable laget gis ved:

$$\tau = [(C_v \rho_s z + (1 - C_v) \rho_f)(z - z_v)] g \cos \alpha \sin \alpha \quad (2.7)$$

Mens skjærfastheten er gitt ved:

$$\tau_f = g \cos^2 \alpha [C_v (\rho_s z - \rho_f (z - z_v))] \tan \phi + c \quad (2.8)$$

Her er z_v dybden ned til grunnvannsspeilet. Det kan ses fra ligning (2.7) at skjærspenningene vil øke med en økende grunnvannsstand (minkende z_v), mens skjærfastheten minker. Dette viser at stabiliteten av jordmasser i hellende terreng vil minke med økende grunnvannsstand, hvor den kritiske helningsvinkelen varierer mellom ca. 30° for tørre masser og 15-20° for fullstendig vannmettede masser.

I de to andre lagdelings-situasjonene er det pore-overtrykk som er utløsende årsak. Ved et permeabelt lag med lang utstrekning mellom to tette lag kreves det dog meget stor vannføring for å få tilstrekkelig overtrykk, da det kan være meget stor vannstrømning i det permeable

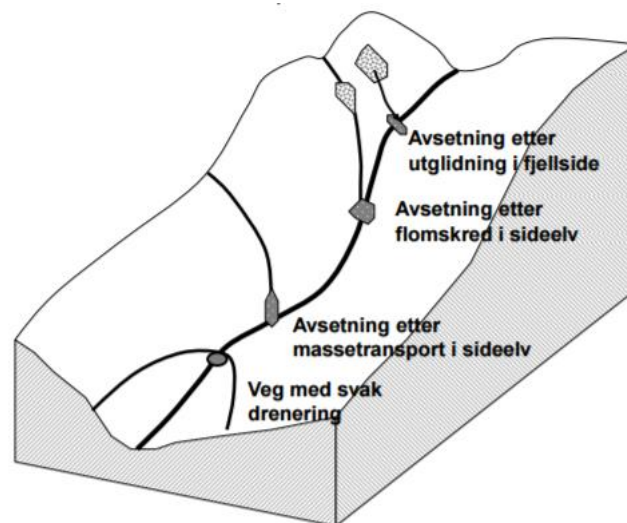
laget så det drenerer bort vannmassene hurtig. Av den grunn fungerer ofte et permeabelt lag innesluttet av tette lag som stabiliserende for en skråning.

Ved et innesluttet permeabelt lag i et homogent, tettere lag vil det derimot lettere dannes poreovertrykk som kan virke destabiliserende. Dette overtrykket, med fullstendig metning, gis ved

$$\Delta p = \rho_f g \Delta l \left(1 - \frac{k_1}{k_2}\right) \sin \alpha \quad (2.9)$$

Her er k_1 og k_2 permeabiliteten til henholdsvis det tette sedimentet og det permeable laget, mens Δl er lengden til det permeable laget. Som et eksempel kan en anse et permeabelt lag med permeabilitet 10 ganger større enn omsluttende sediment ($\frac{k_1}{k_2} = 0,1$), en tetthet på 2700 kg/m³, en lengde på 10 m, og en helning på 30°. Det vil resultere i et overtrykk på 120 kPa, tilsvarende til 12 m vannsøyle, som kan være tilstrekkelig poreovertrykk til å destabilisere løsmassene.

Den siste utløsningsmekanismen er brudd av løsmassedam. Det kan være naturlige løsmassedammer som følge av avsetning fra utglidning, skred, eller generell massetransport fra en sideelv, eller kunstige dammer som fyllinger eller skogsbilveger med dårlig drenering (se Figur 2.20). Brudd skjer gjerne i perioder med intens nedbør, hvor det bygger seg opp vann bak dammene slik at de blir overfylt og dammen brister. Da blir vannet satt i bevegelse sammen med løsmasser, og store skred kan bli utviklet (Norem og Sandersen, 2014).



Figur 2.20: Eksempler på løsmassedammer i et drensløp (Norem og Sandersen, 2014)

2.3.2.2 Skredbevegelse

Som tidligere nevnt kan flomskred deles i turbulente, gjørmete flomskred, og steinete flomskred. Disse typene skilles på vanninnhold og grovhet av de faste massene, og oppfører seg forskjellig i skredbanen. De turbulente, gjørmete flomskredene har en oppførsel som en turbulent vannstrøm, og kan beregnes ut fra hydrodynamiske lover. Hastigheten er avhengig av flyte høyde og helning, og gis ved

$$U = \frac{1}{n_m} H_a^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \quad (2.10)$$

Her er:

- U = Gjennomsnittlig strømningshastighet i et tverrsnitt
- n_m = Motstands-koeffisient ($\sim 0,020 - 0,030$)
- H_a = Flyte høyde
- I = Helningsgradient ($I = \tan \alpha$)

For de steinete flomskredene er det derimot interaksjonen mellom partiklene som preger skredbevegelsen, og slike skred kan bli behandlet som granulære skred. Disse skredene er karakterisert ved at det er opphopning av de største steinene i fronten av skredet, hvor det er lite vann tilstede. Ved store skred kan størrelsen på disse steinene bli over 1 meter i diameter, og denne fronten er relativt kort i forhold til total lengden av skredet. Bak fronten følger det så en lengre «gjørmete» del av skredet med større vanninnhold og finere løsmasser, med gradvis avtagende hastighet.

Ved å anta en strømning med de største steinene i front, som beveger seg som en glidende blokk, med en granulær strømning bak, kan bevegelsen til slike skred beskrives matematisk slik:

$$\frac{d}{dt}(\rho_i L H U_e) = \rho_i g L H \sin \alpha - \rho_i g L H \cos \alpha \mu_k + \frac{1}{2} \rho_a g H^2 \cos \alpha + \rho_a (u_a - U_e)^2 H \quad (2.11)$$

Hvor:

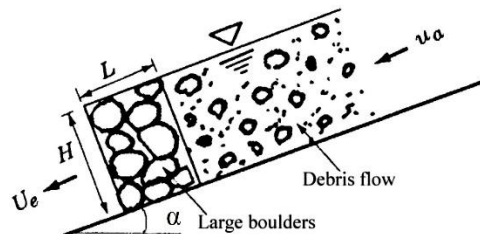
- ρ_i = Tettheten i frontdelen av skredet (den steinete delen)
- ρ_a = Tettheten i bakdelen av skredet (den gjørmete delen)
- L = Lengden av frontdelen
- H = Høyden til frontdelem

U_e = Hastigheten til frontdelen

u_a = Hastigheten til bakdelen

Det antas konstant tetthet i de to forskjellige delene.

Figur 2.21 viser en framstilling av de inngående parameterne i ligning (2.11).



Figur 2.21: Framstilling av parameterne i ligning (2.11) (Takahashi, 2014)

Ligningen bygger på at den steinete fronten kontinuerlig vil deakselereres, slik at U_e blir mindre enn u_a . Når det skjer vil den bakre delen «dytte» den fremre delen, så den akselereres (Takahashi, 2014).

2.3.3 Topografiske og sedimentære forhold

2.3.3.1 Utløsningsområdet

Som tidligere nevnt påvirker terrenghelningen sannsynligheten for utløsning av flomskred, hvor overstige en kritisk helning for å utløse skred. Denne avhenger av starttype for skredet, og type løsmasser. For flomskred som starter som følge av erosjon av bekkeløp eller elveløp er generelt den kritiske vinkelen ca. 15° , men det er mulig med utløsning ned til ca. 10° . For grunne overflateskred er den kritiske vinkelen høyere, vanligvis $25 - 35^\circ$ (Norem og Sandersen, 2014).

I tillegg til helningen har også egenskapene til løsmassene innvirkning på sannsynligheten for utløsning av skred. Som diskutert i 2.3.2.1 er det forskjellige typer lagdelinger som øker sannsynligheten for grunne overflateskred. Generelt er innhold av silt og leir i løsmassene uheldig for stabiliteten av et løsmassedekke, ettersom permeabiliteten i disse løsmassetypene er lav og det da lettere bygges opp poretrykk. Silt er også den jordarten som lettest eroderes, som øker muligheten for utløsning som følge av erosjon (Norem og Sandersen, 2014). I Norge er det vanligvis områder med morene, som inneholder silt og leir, som er de mest utsatte for flomskred, ettersom morene er den løsmassetypen det er mest av i dalsidene. Også skredavsatt materiale, forvittringsmateriale og marin leire er utsatt for flomskred (Bargel, et al., 2011).

2.3.3.2 Skredløp og utløpsområde

Som det vises i ligning (2.11) er endringen i bevegelsesmengde for et flomskred avhengig av helningen i skredløpet, α . Ifølge Norem og Sandersen (2014) vil den markerte nedbremsingen av flomskred starte når helningsvinkelen blir mindre enn 20° . Helningen er dog ikke det eneste som påvirker deakselerasjonen av flomskred. Også kanaliseringsgraden har innvirkning (Norem og Sandersen, 2014), og hvor brått helningen endres (Takahashi, 2014). Generelt vil flomskred ha en lengre utløpsdistanse jo lengre det er kanalisert, og kortere utløpsdistanse ved brå overgang til slakere helning.

Også løsmassedekket i skredløpet er av betydning. Hvis det er tilgjengelige løsmasser for erosjon kan flomskred vokse i størrelse. Graden av dette er også avhengig av kornstørrelse på sedimentene, hvor spesielt silt er utsatt (Norem og Sandersen, 2014).

2.3.4 Klimatiske forhold

Som tidligere nevnt utløses flomskred på grunn av vannrelaterte mekanismer. Derfor utløses det som oftest skred når det er høyere vannføring enn normalt i drensløp, og generelt mer tilgang på vann. Dette skjer som oftest enten med kraftig nedbør eller snøsmelting, eller en kombinasjon av disse. Det vil dog ikke nødvendigvis bety at områder med generelt mye nedbør er mer utsatt for flomskred enn områder med mindre nedbør, ettersom «naturen ofte har tilpasset seg de klimatiske forholdene» (Norem og Sandersen, 2014, s. 60). Derfor er det ikke den absolutte nedbørmengden som er den viktigste faktoren, men den relative i forhold til normalnedbør.

Da klimaet er forventet til å bli varmere og med mer nedbør i de kommende tiår, med en økning i ekstreme nedbørmengder. Det er forventet at dette vil føre til en økning av jord- og flomskred langs kysten i Norge, unntatt sørlige områder (Førland, et al., 2007).

2.3.5 Avsetningens geomorfologi og egenskaper

En meget karakteristisk egenskap ved avsetningen til et flomskred er at det avsettes rygger, eller levéer, på sidene av skredløpet. Det skjer på grunn av at strømningshastigheten er lavere på sidene av skredet enn i midten. I utløpsområder hvor det er relativt stor hyppighet med flomskred vil det over tid bygge seg opp en flomskredvifte, som vist i Figur 2.22 (Norem og Sandersen, 2014).



Figur 2.22: Flomskredvifte i Santa Rosa-fjellene i California, USA, med karakteristiske ryggavsetninger fra tidligere flomskred (California Department of Water Resources, 2013).

2.3.6 Sikringstiltak

Sikringstiltak for flomskred kan deles inn i stabiliserende tiltak i løsneområdet, og fysiske sikringstiltak i skredløpet og utløpsområdet.

2.3.6.1 Stabiliserende tiltak

Generelt er det dyrt og krevende å bygge sikringstiltak i løsneområdene for flomskred, så det gjøres sjeldent. Derimot er det lettere å innføre restriksjoner på stabilitetsreducerende bruk av terrenget, som skogshogst og vegbygging. Aktive sikringstiltak kan være etablering av skog, endring av dreneringsforholdene, og erosjonssikring av drensløpet. Vegetasjon virker stabiliserende på løsmasser, så etablering av skog i løsneområdet kan være et meget effektivt sikringstiltak. I bratt terreng kan dette dog være vanskelig. Endring av dreneringsforholdene innebærer å bygge grøfter for å lede vannet utenfor de kritiske områdene (Norem og Sandersen, 2014).

2.3.6.2 Fysiske tiltak i skredløpet

Sikringstiltak i skredløpet har som funksjon å forhindre at flomskred øker i størrelse, eller går ut til sidene. For å hindre en økning i størrelse kan det bygges terskler eller kontrolldammer i dreisløpet, hvor det som oftest renner en bekk eller elv. Figur 2.23 viser to eksempler på disse. Disse vil føre til at vannhastigheten blir lavere, så det blir mindre erosjon av skred i tillegg til at skredene mister bevegelsesenergi.



Figur 2.23: Terskler i en elv i Møre og Romsdal (venstre), og et eksempel på en kontrolldam (høyre) (Norem og Sandersen, 2014).

2.3.6.3 Fysiske tiltak i utløpsområdet

Sikring av flomskred i utløpsområdet kan gjøres ved flere av de samme metodene som sikring for snøskred: Overbygg, fang- og ledevoller, tunell, og bru over skredløpet. I motsetning til ved snøskred vil dog flomskred legge igjen en avsetning som ikke smelter bort etter vinteren, så viktig at det ikke tillates en oppbygning av sedimenter som forhindrer sikringstiltakene å fungere for senere skred. Ved bruk av fangvoller er det også nødvendig å ha et sedimentasjonsbasseng, som vist i Figur 2.24, hvor det er tilstrekkelig tilgjengelig areal for å lagre skredmassene.



Figur 2.24: Eksempel på fangvoll med sedimentasjonsbasseng (Norem og Sandersen, 2014).

I tillegg til de nevnte metodene kan det brukes åpne kontrolldammer, som vist i Figur 2.25. Disse fungerer ved at de stopper de grove massene i flomskred, men lar vannet og de fine materialene gå gjennom. Da minker hastigheten på skredet, og det gjør mindre skade (Norem og Sandersen, 2014).



Figur 2.25: Eksempel på åpen kontrolldam (Norem og Sandersen, 2014).

2.4 Sørpeskred

Sørpeskred er en spesiell type snøskred, som består av snø med et stort vanninnhold. De oppstår når det er høyere tilførsel av vann enn avrenning, så snøen blir overmettet med vann. I et sørpeskred danner ofte snøpartiklene større snøballer, hvor porerommene mellom ballene er fylt med vann. Skredbevegelsen blir da tilsvarende den for flomskred. Sørpeskred kan også være sterkt eroderende, og ta opp store mengder løsmasser. I de tilfeller kan sørpeskred utvikle seg til en blanding av flom- og sørpeskred. Ved stor forskjell i temperatur mellom løsneområdet og utløpsområde kan det hende at de opprinnelige snømassene i et sørpeskred er smeltet bort, så det går over til å være et flomskred

2.4.1 Skreddynamikk

Sørpeskred utløses på lokasjoner med stor vanntilførsel, som bekkefar og forsengkninger med impermeabel grunn under. I bekkefarene utløses de ved at bekken eroderer snøen på sidene av bekken, så det blir et mindre initialskred ned i bekken som utvikler seg til et sørpeskred. De kan også utløses ved dambrudd, hvis et snøskred har blitt avsatt i et bekkefar så det samler seg vann bak. I forsengkninger er poretrykket som er utløsende faktor, som ofte er høyere enn hydrostatisk trykk. Det må et snødekke på minst 0,5 meter for at det kan utløses sørpeskred. Ellers vises det til kapitlene om skreddynamikk for flomskred, da sørpeskred har tilsvarende dynamikk som flomskred. En forskjell er at sørpeskred kan gå meget langt på flat mark, og ofte ikke stopper før de når hovedvassdrag, vann, eller fjorder.

2.4.2 Klimatiske forhold

Sørpeskred er som sagt avhengig av mye vanntilførsel, og lav avrenning. De er derfor vanlige i kystnære områder med kraftig regnvær og mer arktiske områder under kraftig snøsmelting. Det er spesielt gunstig for sørpeskred hvis det ennå er frost i bakken under snømassene, da fryst grunn har meget lav permeabilitet.

2.4.3 Sikringstiltak

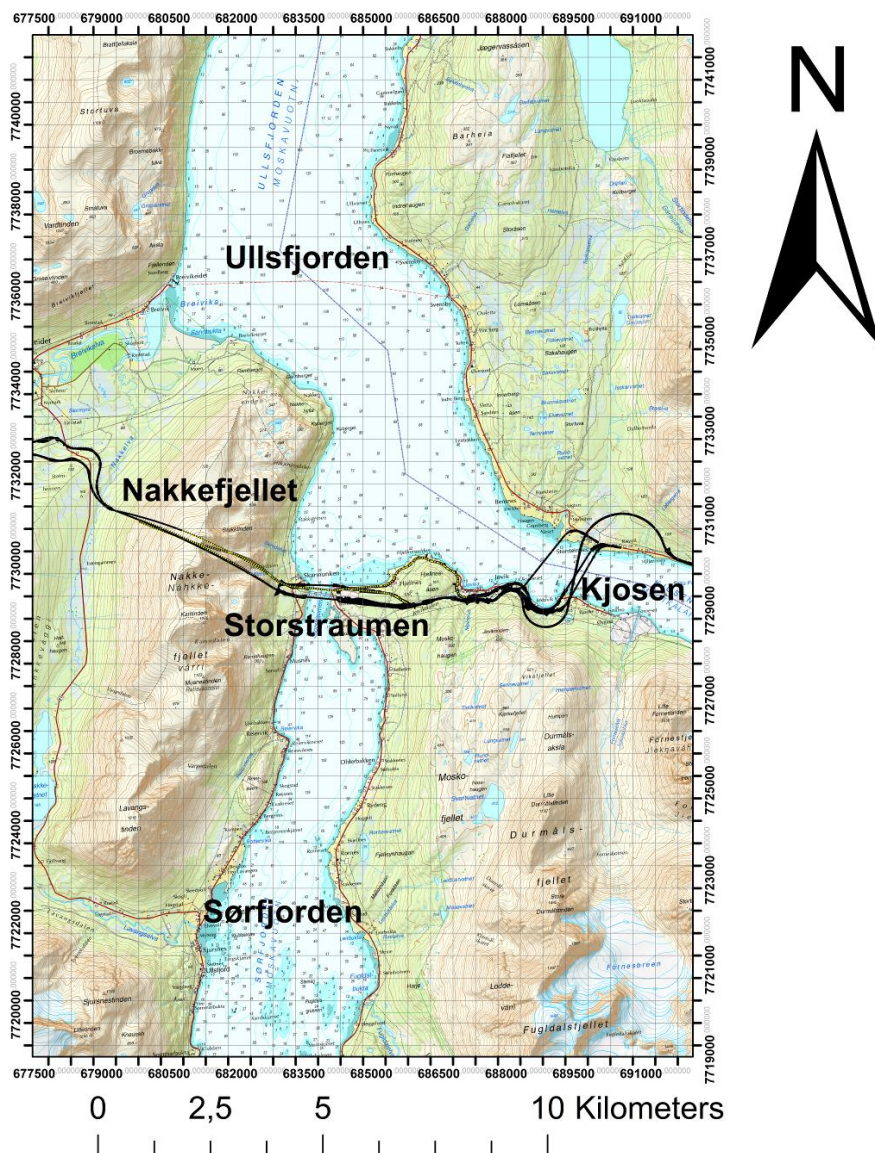
Sikringstiltakene mot sørpeskred er i stor grad de samme som for snø- og flomskred. Drenering av løsneområdet kan være spesielt effektivt for sørpeskred, da det kreves at det er lav avrenning for å utløse dem.

3 Områdebeskrivelse

3.1 Oversikt

Det geografiske området for denne oppgaven befinner seg ved Ullsfjorden øst i Tromsø kommune, Troms fylke. Vegprosjektet innebærer tunnel gjennom Nakkefjellet, bro over Sørfjorden ved Storstraumen, og enten bro over eller tunnel under Kjosen i Ullsfjorden (se Figur 3.1).

Oversiktskart Ullsfjordforbindelsen

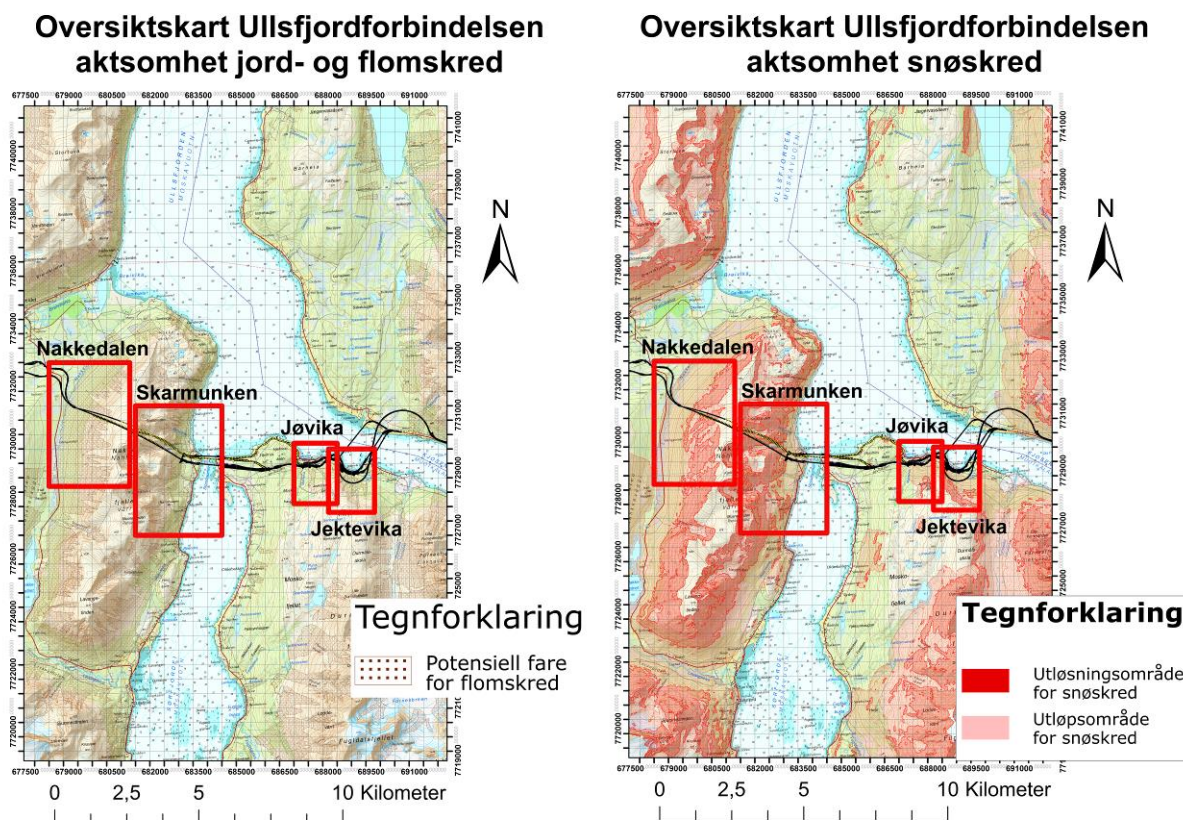


Figur 3.1: Oversiktskart over Ullsfjordforbindelsen, med alle aktuelle veglinjer. Kart fra statkart.

3.2 Aktsomhetskart

Figur 3.2 viser aktsomhetskart for snø- og jord-/flomskred i området. Ut fra disse og de aktuelle veglinjene er det funnet fire områder med potensiale for snø- og/eller flomskred, som vil bli fokusert på: Nakkedalen, Skarmunken, Jøvika og Jektevika (se Figur 3.2).

Aktsomhetskart for disse områdene finnes i vedlegg J og K.



Figur 3.2: Aktsomhetskart for snø- og flomskred i Ullsfjorden, fra NVE.

3.3 Løsmassedekke

Utløsning av flomskred krever løsmasser, og sannsynligheten for utløsning varierer med type løsmasser og tykkelse på løsmassedekke (se 2.3.3.1). Derfor er det vesentlig å ha informasjon om løsmassedekke for å bedømme faren for flomskred. I dette området er løsmassene preget av brerelaterte avsetninger, i tillegg til marine avsetninger, skredavsetninger og forvittringsmateriale.

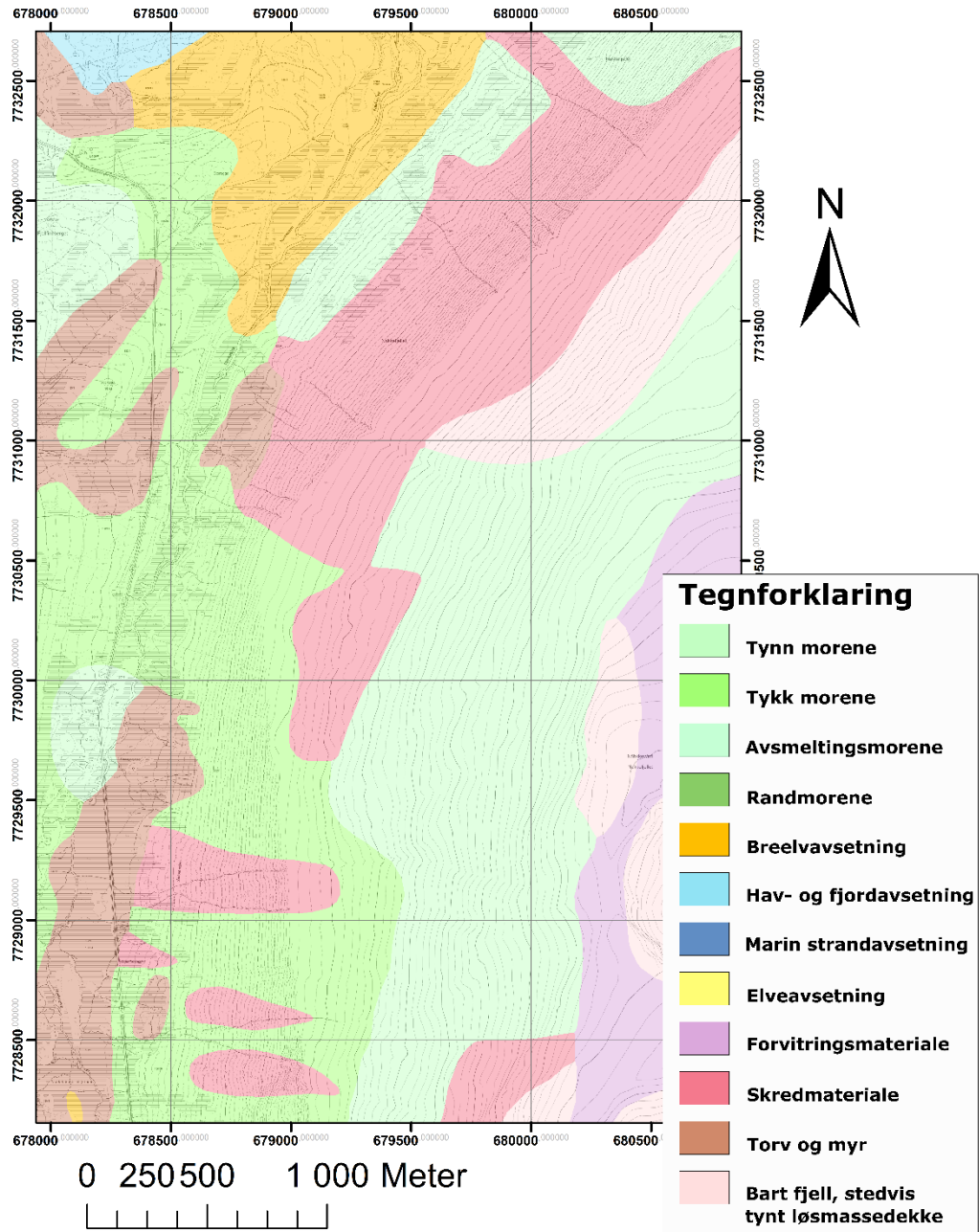
3.3.1 Nakkedalen

Løsmassekart for Nakkedalen er vist i Figur 3.3. Følgende punktliste forklarer hovedtrekkene:

- Tynt morenedekke i vestsiden av Nakkefjellet, tidvis skredmateriale

- Tykkere morenedekke bunnen av dalen og litt opp i dalsidene, tidvis myr og torv
- Glasifluviale avsetninger sør og nord i dalbunnen
- Forvittringsmateriale (blokkhav) på toppen av Nakkefjellet

Løsmassekart Nakkedalen

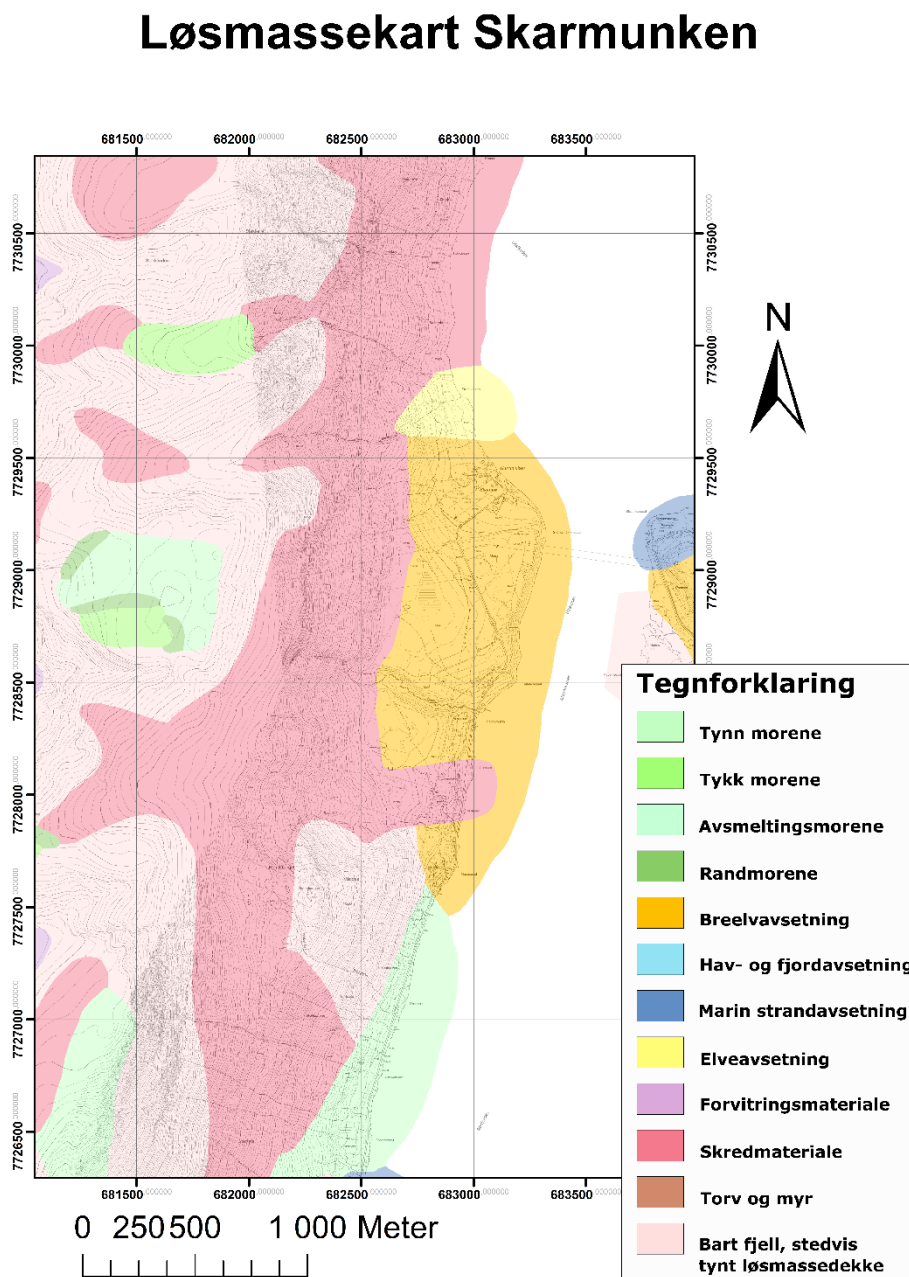


Figur 3.3: Løsmassekart over Nakkedalen fra NGU. Inneholder data under Norsk lisens for offentlige data (NLOD) tilgjengeliggjort av Norges geologiske undersøkelse (NGU)

3.3.2 Skarmunken

Løsmassekart for Skarmunken er vist i Figur 3.4. Selve Skarmunken er bygd opp av en mektig isrand-avsetning (Andersen og Pedersen, 1998). Hovedtrekkene til løsmassene ved Skarmunken er forklart her:

- Glasifluvial avsetning med fjorden (israndavsetningen)
- Skredmateriale i fjellsiden
- Elveavsetning ved utløpet til Storelva i nordenden av Skarmunken



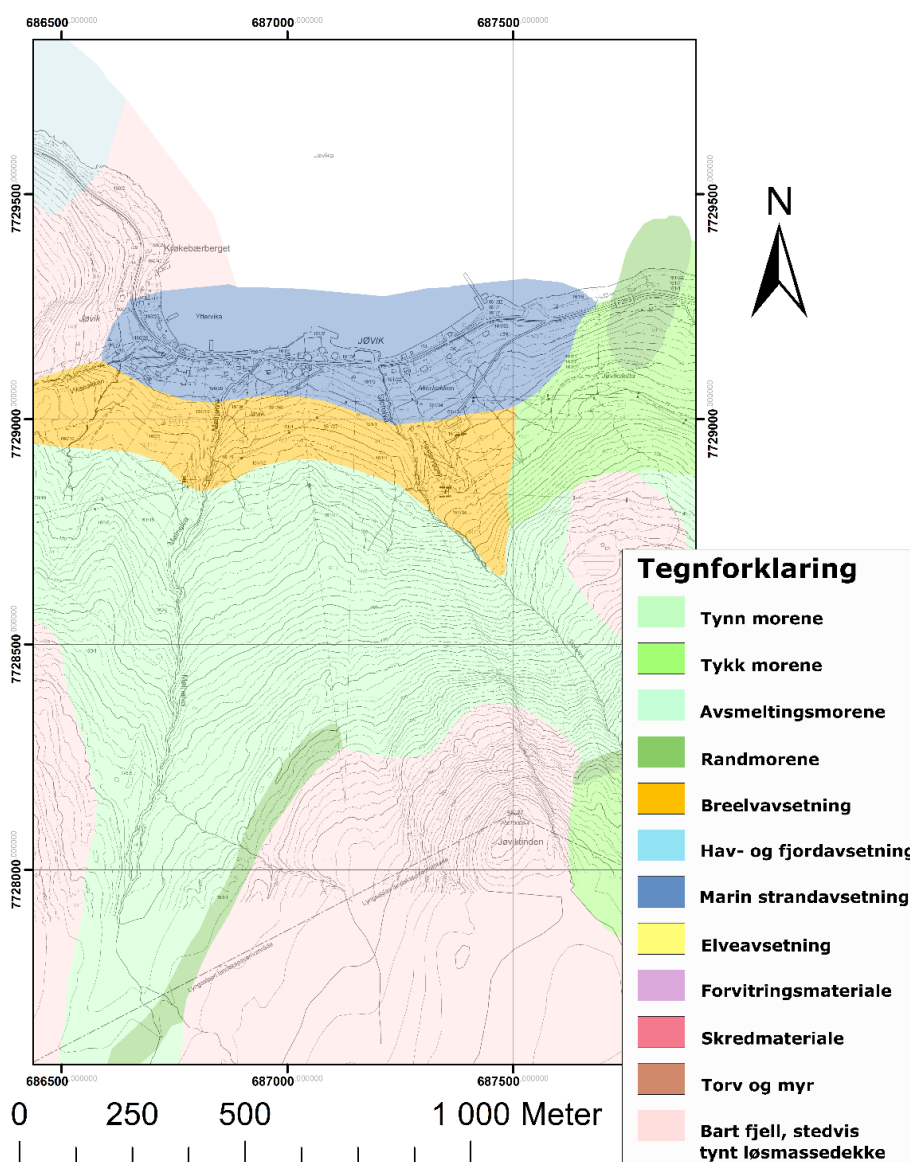
Figur 3.4: Løsmassekart over Skarmunken fra NGU. Inneholder data under Norsk lisens for offentlige data (NLOD) tilgjengeliggjort av Norges geologiske undersøkelse (NGU)

3.3.3 Jøvika

Løsmassekart for Jøvika er vist i Figur 3.5. Her er hovedtrekkene forklart:

- Strandavsetning nede ved fjorden
- Glasifluvial avsetning ovenfor strandavsetningen
- Ellers stort sett morenemateriale eller bart berg

Løsmassekart Jøvika



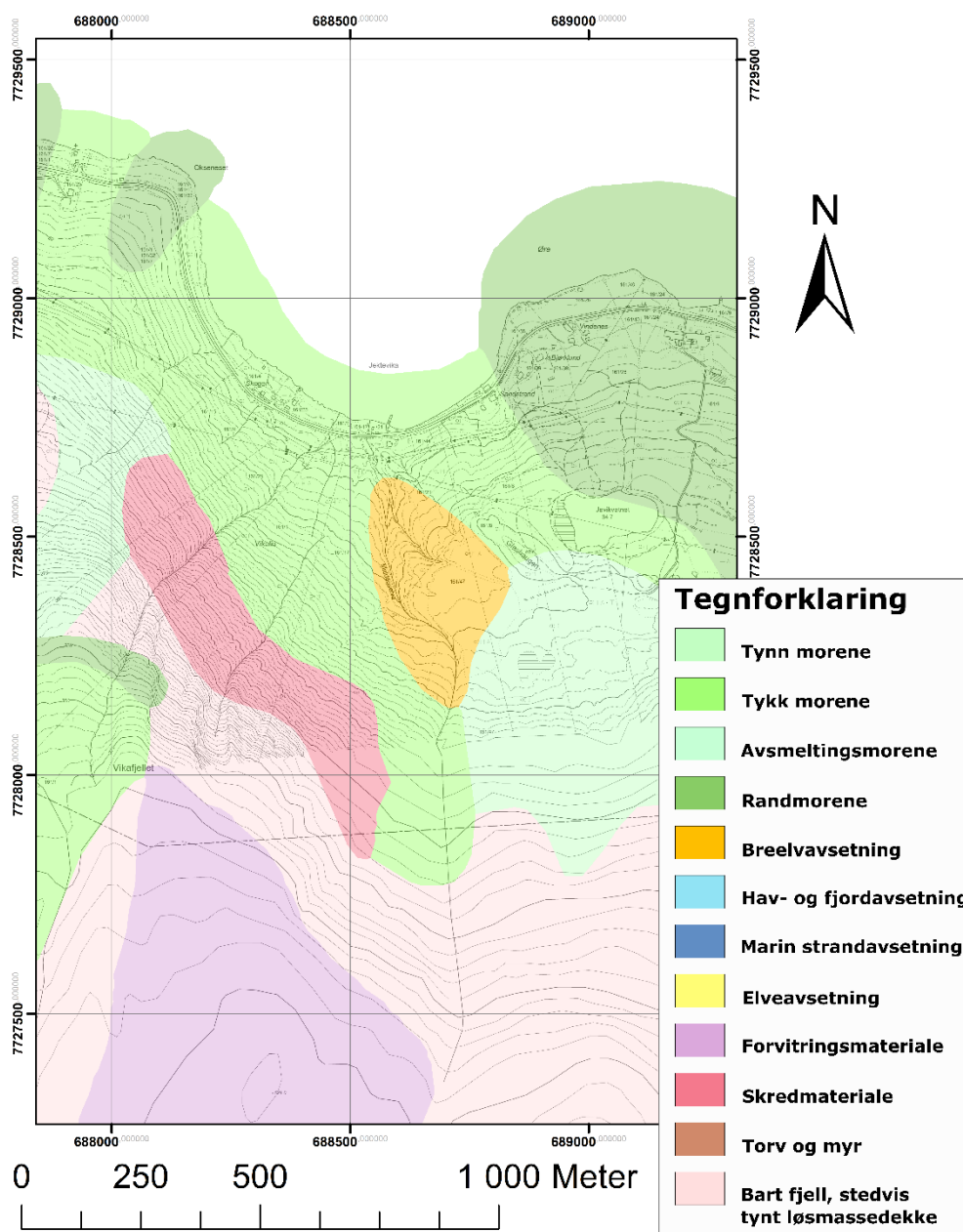
Figur 3.5: Løsmassekart over Jøvika fra NGU. Inneholder data under Norsk lisens for offentlige data (NLOD) tilgjengeliggjort av Norges geologiske undersøkelse (NGU)

3.3.4 Jektevika

Løsmassekart for Jektevika er vist i Figur 3.6. Her er hovedtrekkene forklart:

- Morenemateriale nede ved fjorden
- En breelvavsetning ved Middagselva
- Skredmateriale og morenemateriale i fjellsiden, bart fjell høyere opp

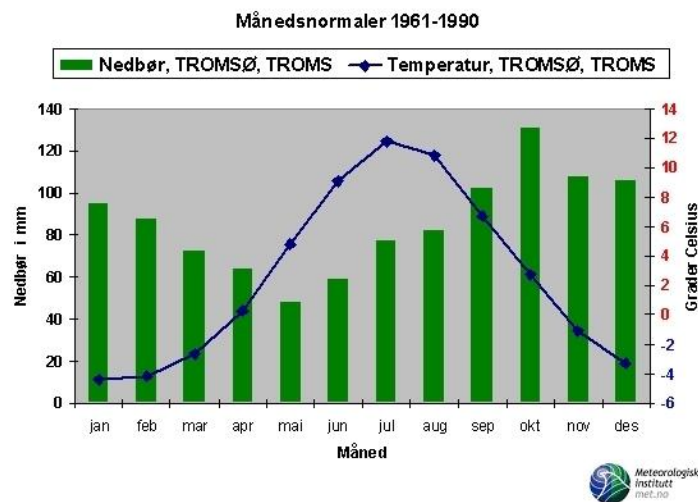
Løsmassekart Jektevika



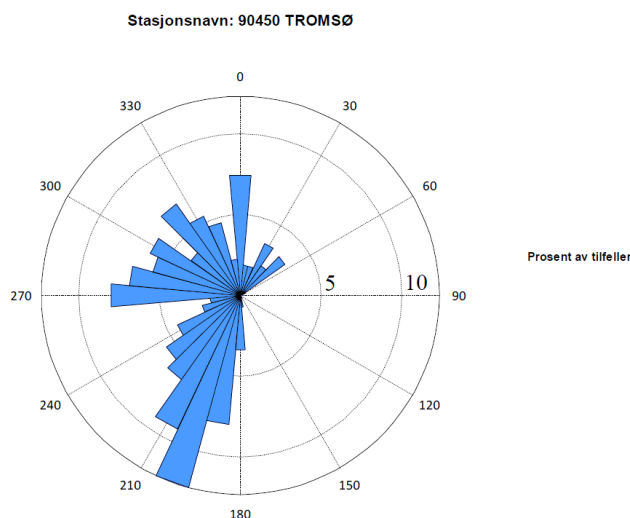
Figur 3.6: Løsmassekart over Jektevika fra NGU. Inneholder data under Norsk lisens for offentlige data (NLOD) tilgjengeliggjort av Norges geologiske undersøkelse (NGU)

3.4 Klima

Området befinner seg i et maritimt område, med komplisert topografi. Dette preger de klimatiske forholdene. Blant annet fører det til en relativt høy årsnedbør, rundet 1000 – 1500 mm langs kystfjellene. Den nærmeste værstasjonen i område ligger i Tromsø, som ligger i et lignende topografisk område og derfor anses som relativt likt værmessig som Ullsfjorden. Det faller mest nedbør på høsten, aller mest i oktober, og minst på våren, hvor mai er aller tørrest (se Figur 3.7). Området har en relativt lang vinter, og i Tromsø ligger middeltemperaturen under 0 fra november til mai. På vinteren er dominerende vindretning fra sør-vest og sør-øst, hvor det faller mest nedbør på sør-vestlig vindretning (se Figur 3.8). Enkelte år kan det også komme store snømengder på nord-vestlig vindretning.



Figur 3.7: Månedsnormaler nedbør og temperatur i Tromsø, 1961 – 1990 (Dannevig, 2009)



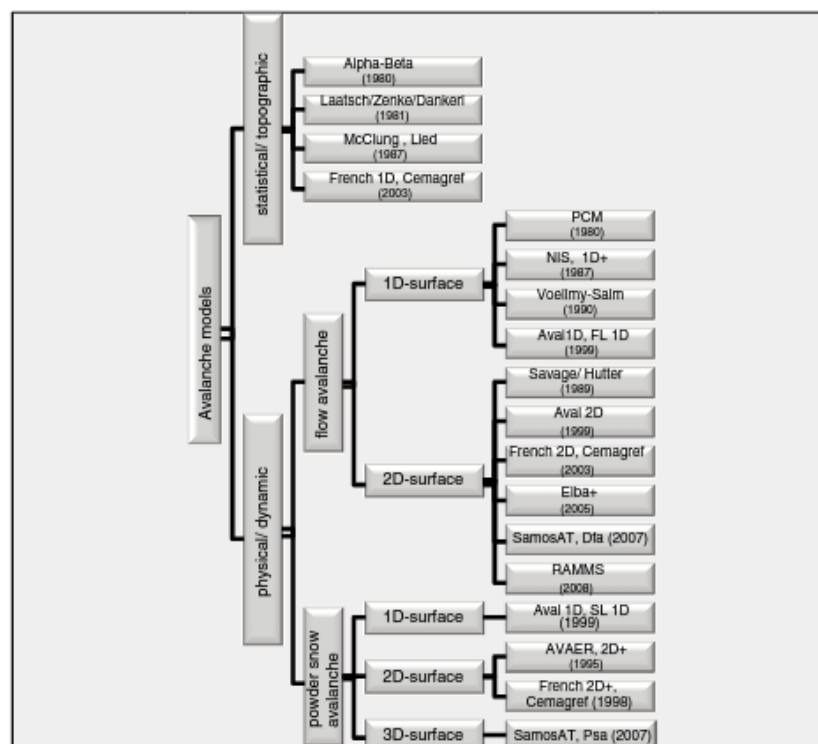
Figur 3.8: Nedbørførende vindretninger i Tromsø i vinterhalvåret ($t < 1^{\circ}\text{C}$) med nedbør av betydning (døgnnedbør > 10 mm, vindhastighet > 5 m/s) (Jonsson og Gauer, 2017).

4 Metode

I dette kapittelet forklares metodene brukt i oppgaven. Det er delt opp i tre bolker: Snøskredmodellering, flomskredmodellering, og feltarbeid og intervjuer.

4.1 Snøskredmodellering

Skreddynamikk er meget komplisert å beregne matematisk, og det er av den grunn utviklet flere forskjellige matematiske tilnærminger for å beregne hastighet og utløp (Sauermoser, et al., 2015). Det varierer mellom modellene hvor avanserte de er, hvor for eksempel samosAT (4.1.1.5) inkluderer puddersky i en 3-dimensjonal beregning mens alfa-beta-metoden (4.1.2.1) kun tar henhold til topografien i skredbanen. Det skiller mellom kinematiske modeller, som beregner hastighet numerisk i hele skredbanen og finner utløpslengde fra det, og topografiske modeller som beregner utløpslengde og/eller hastighet ut fra empiriske formler (Norem, 2014). Det er som sagt utviklet flere modeller for snøskredmodellering. Figur 4.1 viser en oversikt over noen av disse modellene, hvor de grupperes etter hovedtype (dynamiske og topografiske), hvorvidt det modelleres flakskred eller puddersnøskred, og antall dimensjoner (Sauermoser, et al., 2015). I denne oppgaven benyttes det fire modeller. To dynamiske; samosAT og RAMMS, og to empiriske; Alfa-Beta og energilinjemetoden. I tillegg forklares modellene som ligger bak disse.



Figur 4.1: Oversikt over modeller for snøskredmodellering (Sauermoser, et al., 2015)

4.1.1 Numeriske/Dynamiske modeller

4.1.1.1 Voellmy

Det første forsøket på å utvikle en kinematisk modell for snøskred ble utført av Voellmy (1955), i etterkant av to katastrofale skredvintre i 1951 og 1954. Snøskred kan ses på som en granulær strømning, som delvis oppfører seg som et fluid og delvis som fast stoff. Derfor tok Voellmy utgangspunkt i hydraulisk teori, spesielt teorien om åpen kanalstrømning, i tillegg til dynamisk teori. Modellen uttrykker friksjonen med to ledd: hastighetsavhengig friksjon, gitt av Chezy-likningen (Chézy, 1775), og hastighetsuavhengig friksjon, såkalt Coulomb-friksjon. Ved å angi gravitasjonen som den drivende kraften og disse friksjonsleddene som motvirkende kraft, får én følgende likning (Voellmy-likningen) for skredets akselerasjon:

$$\frac{dv}{dt} = g(\sin \psi_0 - \mu \cos \psi_0) - \frac{g}{h\xi} v^2 \quad (4.1)$$

hvor:

v	=	Skredets hastighet
g	=	tyngdeakselerasjonen
$\frac{dv}{dt}$	=	Skredets hastighet derivert med hensyn på tid
h	=	Skredets flyte høyde
ξ	=	Relativ terrengruhet og hastighetsavhengig friksjon
ψ_0	=	Terrenghelning i skredbanen
μ	=	Hastighetsuavhengig friksjonskoeffisient (Coulomb-friksjon)

Her er den første delen av likningen akselerasjon fra gravitasjonen, den andre delen er Coulomb-friksjonen, og den siste delen er den hastighetsavhengige friksjonen. Ut fra denne likningen kan skredets maksimalhastighet finnes ved å sette akselerasjonen lik null:

$$v_{max} = [\xi * h(\sin \psi_0 - \mu \cos \psi_0)]^{\frac{1}{2}} \quad (4.2)$$

Ut fra punktet i skredbanen hvor helningen blir så lav at akselerasjonen blir negativ så skredet begynner å bremses kan skredet utløpslengde finnes med følgende likning:

$$S = \frac{v^2}{2g(\mu \cos \psi_1 - \sin \psi_1) + \frac{v^2 g}{\xi h_a}} \quad (4.3)$$

Hvor:

- ψ_1 = Terrenghelning i utløpsområdet
 h_a = Høyde på avlagret snø i utløpsområdet

4.1.1.2 Voellmy-Salm

Salm modifiserte i 1966 den opprinnelige likningen fra Voellmy ved å legge til indre friksjon og aktive og passive strømningsforhold. Modellen antar at strømmingen, Q , fra utløpsområdet er konstant i skredbanen, utenom i utløpsområdet hvor skredet blir approksimert som et massepunkt, og kan derfor betegnes som en blokk-modell. Skredets hastighet i utløpsområdet gis ved likning (4.2), som gir strømming lik (Sauermoser, et al., 2015):

$$Q = B_0 * h_0 * v_0 \quad (4.4)$$

Hvor:

- B_0 = Bruddbredde
 h_0 = Bruddhøyde
 v_0 = Hastighet i utløpsområdet

Utløpslengden for skredet gis fra et punkt P som er definert som det punktet hvor $\tan \psi_s < \mu$ under punktet, hvor ψ_s er den gjennomsnittlige helningen i utløpsområdet (som er delen av skredbanen nedenfor punkt P). Fra punkt P finnes utløpslengden med følgende likning:

$$S = \frac{h_s \xi}{2g} \ln \left[1 + \frac{v_p^2}{v_{\max}^2} \right] \quad (4.5)$$

I likningen inngår hastighet i punkt P, v_p , gjennomsnittlig hastighet i utløpsområdet, V , og gjennomsnittlig avsetningshøyde, h_s . Disse gis ved følgende likninger:

$$v_p = \left[\frac{Q}{B_p} \xi (\sin \psi_p - \mu \cos \psi_p) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.6)$$

$$h_s = h_p + \frac{v_p^2}{10g} \quad (4.7)$$

Hvor:

B_p = Skredets flytebredde i punkt P

ψ_p = Skredbanens helning i punkt P

v_{\max} = Maksimal skredhastighet. Finnes fra likning (4.2), hvor h er h_s

h_p er skredets flyte høyde i punkt P, og gis ved:

$$h_p = \frac{Q}{B_p * v_p} \quad (4.8)$$

4.1.1.3 NIS-modellen

Basert på flere år med fullskala-eksperiment av snøskred på Ryggfonn utført av NGI (Norges Geotekniske Institutt) konkluderte Norem, et al. (1987) med at det var behov for en bedre modell for snøskred-bevegelse, spesielt med hensyn på de nedre delene av skredløpet og utløpssonen. Derfor utviklet de en ny modell, som har fått navnet NIS-modellen (etter utviklerne: Norem, Irgens og Schieldrop).

NIS-modellen tar utgangspunkt i å at snøskred kan beskrives som et granulært materiale, hvor viskoplastisk oppførsel dominerer. Skredmassen tilnærmes som et Criminale - Eriksen - Filbey – fluid (Criminale, et al., 1957), som ifølge Norem, et al. (1987) viser en nær sammenheng med eksperimentelle forsøk på granulære materialer. I motsetning til Voellmy-modellen har NIS-modellen uttrykk for normalspenninger i skredet. De er delt i tre deler: effektivtrykk, poretrykk og dispersivt trykk, mens skjærspenningene skyldes kohesjon, Coulomb-friksjon og dynamiske spenninger. Uttrykkene er som følger:

$$\sigma_x = p_e + p_u - \rho(v_1 - v_2) \left(\frac{dv_x(y)}{dy} \right)^r \quad (4.9)$$

$$\sigma_y = p_e + p_u + \rho v_2 \left(\frac{dv_x(y)}{dy} \right)^r \quad (4.10)$$

$$\tau_{xy} = c + \mu p_e + \rho m \left(\frac{dv_x(y)}{dy} \right)^r \quad (4.11)$$

Hvor:

- σ_x, σ_y = Normalspenninger parallelt med, og vinkelrett på underlaget
 p_e = Effektivtrykk
 p_u = Poretrykk
 ρ = Skredets tetthet
 v_1, v_2 = Normalspenningsviskositeter
 c = Kohesjon

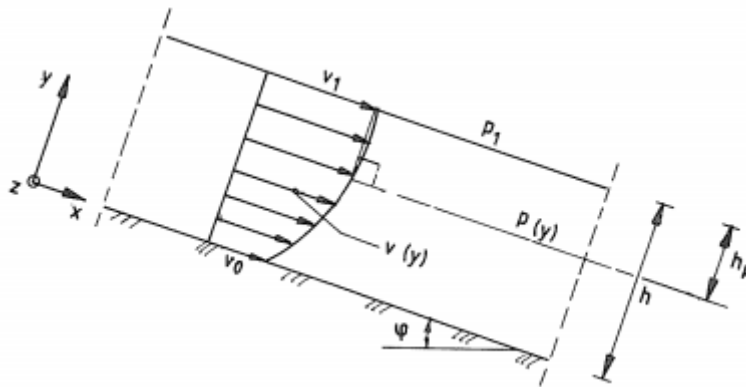
NIS-modellen tar altså hensyn til snøens kohesjon, noe de tidligere modellene ikke gjør. For tørre skred er derimot kohesjonen antatt til å være av veldig liten betydning. Ved å se bort fra kohesjonen får man et hastighetsprofil for terminalhastigheten gitt ved:

$$v(y) = v_0 + \frac{2}{3} \left[\frac{g(\sin \varphi - \mu \cos \varphi)}{m - \mu v_2} \right]^{\frac{1}{2}} * h^{\frac{3}{2}} * \left[1 - \left(1 - \frac{y}{h} \right)^{\frac{3}{2}} \right] \quad (4.12)$$

Hvor v_0 er slip-hastigheten gitt ved:

$$v_0 = \left[\frac{\rho g (\sin \varphi - \mu \cos \varphi)}{s} h \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.13)$$

φ er helningen i skredbanen (se Figur 4.2).



Figur 4.2 Hastighetsprofil ved laminær strømming (Norem, et al., 1987)

Det kan også vises at de hastighetsavhengige friksjonsparameterne i NIS-modellen sammen tilsvarer ξ i Voellmy-modellen, med følgende sammenheng:

$$\xi = \left[\frac{(\rho g)^{\frac{1}{2}}}{s} + \left(\frac{4h^2}{9(m - b v^2)} \right)^{\frac{1}{2}} \right]^2 \quad (4.14)$$

4.1.1.4 Savage-Hutter

Savage og Hutter (1989) utviklet et sett med generelle likninger for å beskrive bevegelsen av granulære materialer ned et skråplan. Likningene er i første rekke beregnet for å gjelde steinsprang, og fjell- og steinskred, men er også mulig å løse for snøskred, noe som er utført av Zwinger, et al. (2003). Det skal nevnes at Voellmy-ligningen er en løsning på disse ligningene, så modellen kan anses som en utvidet Voellmy-modell (Prokop, 2016).

Savage-Hutter-teorien tar utgangspunkt i å behandle skredmassene som et eksakt volum av granulært materiale, som oppfører seg som et inkompressibelt Coulumb-kontinuum (Savage og Hutter, 1989). Skredmaterialene blir altså ansett som et kontinuerlig sammenhengende materiale, i motsetning til Voellmy-modellen hvor skred blir tilnærmet med et massepunkt. I sin mest generelle form tar likningene følgende form:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu) = 0 \quad (4.15)$$

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = (\sin \xi - \tan \delta \operatorname{sgn}(u) \cos \xi) - \beta \frac{\partial h}{\partial x} \quad (4.16)$$

Parameterne som inngår er:

h	=	Flyte høyde
u	=	Hastighet parallelt med underlaget
ξ	=	Gjennomsnittlig helningsvinkel
δ	=	Basal friksjonsvinkel

β er en konstant av liten størrelse, gitt ved

$$\beta = \epsilon k_{\text{actpass}} \cos \xi \quad (4.17)$$

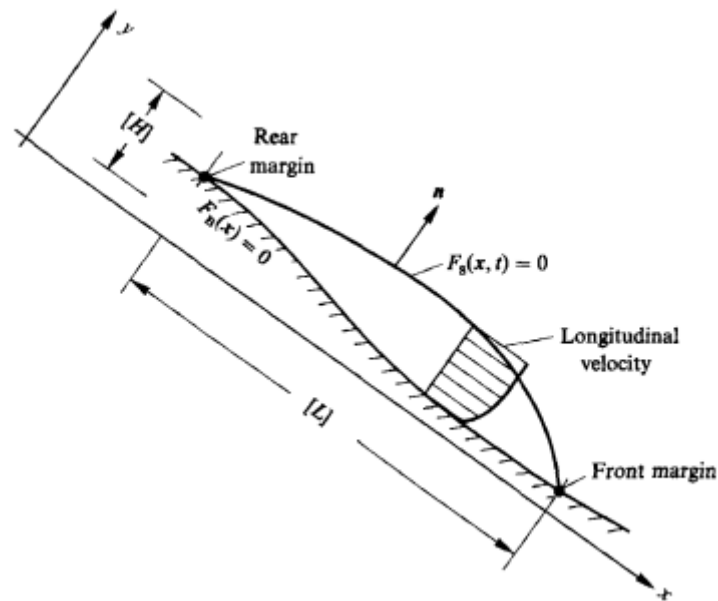
hvor ϵ er forholdet mellom skredets maksimale flyte høyde og lengde, $\epsilon = H/L$ (se Figur 4.3). Observasjoner har vist at lengden på skred er større enn flyte høyden, så ϵ er en parameter med liten størrelse. k_{actpass} er en jordtrykkskoeffisient fra geoteknikken som angir forholdet mellom horisontalt og vertikalt trykk:

$$k_{\text{actpass}} = \frac{p_{xx}}{p_{yy}} \quad (4.18)$$

k_{actpass} kan ta to verdier, k_{act} eller k_{pass} , som er henholdsvis aktiv og passiv spenningstilstand. I denne sammenheng antas det at spenningstilstanden bestemmes av hvorvidt skredmassene blir

elongert eller komprimert i bevegelsesretningen. $k_{actpass}$ kan finnes som en funksjon av basal og indre friksjonsvinkel, henholdsvis δ og ϕ :

$$\left. \begin{matrix} k_{act} \\ k_{pass} \end{matrix} \right\} = 2[1 \mp (1 - (1 + \tan^2 \delta) \cos^2 \phi)^{\frac{1}{2}}] / \cos^2 \phi - 1 \quad (4.19)$$



Figur 4.3: Geometrien i Savage-Hutter-modellen (Savage og Hutter, 1989)

4.1.1.5 samosAT

samosAT er et numerisk modellerings- og simuleringsprogram for snøskred, som baserer seg på Savage-Hutter teorien, og er kalibrert ut fra 22 referanseskred. Det ble gitt ut i 1999, som «samos», og videreutviklet i 2007, hvor programmet fikk navnet samosAT. Programmet har vært i bruk i Østerrike siden 2007, i tillegg til Island, Sør-Tyrol og Russland (Sauermoser, et al., 2015).

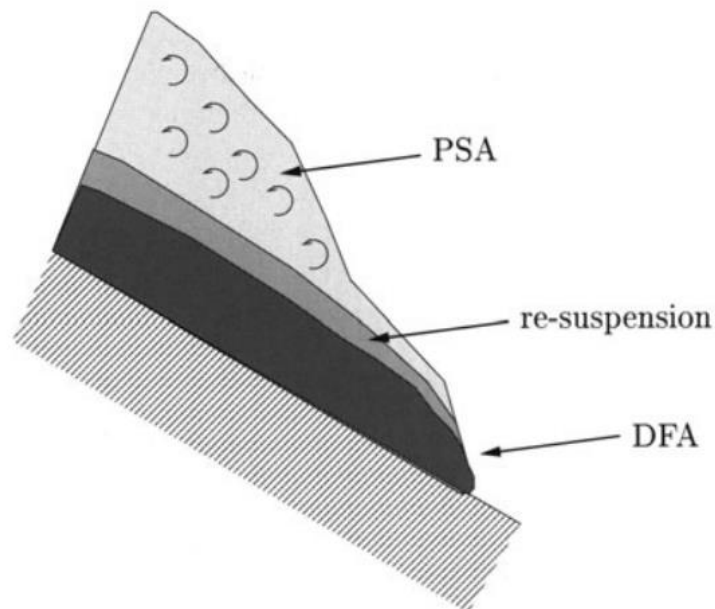
Som tidligere nevnt løste Zwinger, et al. (2003) Savage-Hutter-likningene spesifikt for tørre snøskred, og det er denne løsningen som er basis for skredprogrammet samosAT. De antok en tredelt modell, med en pudderskydel («powder snow avalanche», [PSA]) oppå en flytende fast kjerne («dense flow avalanche», [DFA]), og et tynt resuspensjonslag i midten hvor masse transporteres fra PSA til DFA (se Figur 4.4). I denne oppdelingen blir den faste delen, DFA, modellert med Savage-Hutter-likningene, mens pudderskydelen, PSA, blir modellert på henhold av en $k-\epsilon$ turbulensmodell (Launder og Spalding, 1972) og resuspensjonslaget blir ansett som en grenseflate mellom DFA og PSA. I samosAT blir snømassen antatt som en

miks av luft og ispartikler, med en konsentrasjon av ispartikler c . Da blir snømassens totale tetthet (Sampl og Granig, 2009).

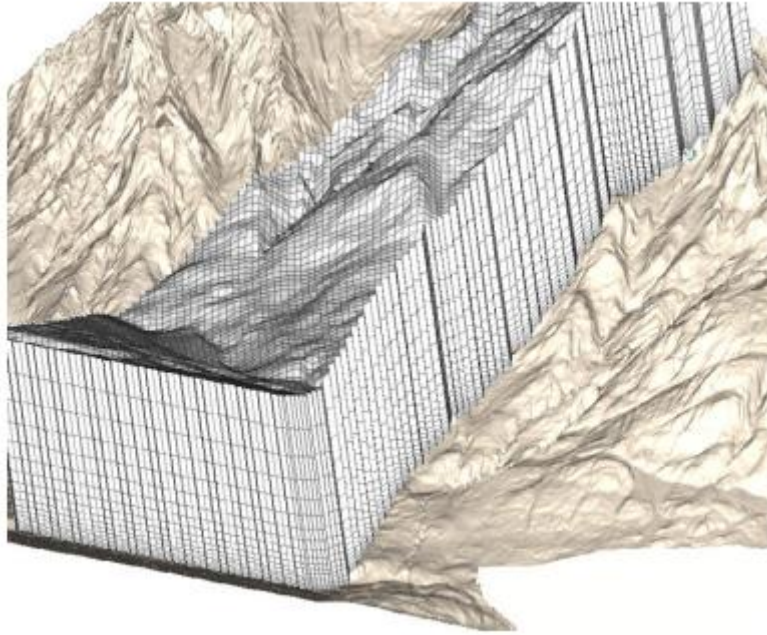
$$\rho = c\rho_{\text{ice}} + (1-c)\rho_{\text{air}} \quad (4.20)$$

Hvor ρ_{ice} er ispartiklenes tetthet, mens ρ_{air} er luftens tetthet. Den totale tettheten i DFA-delen ligger mellom 200 og 300 kg/m³, mens tettheten i PSA-delen ligger mellom 1 og 10 kg/m³.

samosAT utfører beregningene for DFA-delen i 2 dimensjoner, mens PSA-delen blir beregnet i 3 dimensjoner. Begge blir beregnet i et kalkulasjonsgrid basert på en 3-dimensjonal digital terrengmodell [DTM], hvor gridet for DFA-beregningene er et 2-dimensjonalt grid på terrengoverflaten, mens gridet for PSA-beregningene er 3-dimensjonalt over terrengoverflaten (se Figur 4.5). Den anbefalte oppløsningen på DTM-en er 5 m.



Figur 4.4: Skredmodell brukt i Zwinger, et al. (2003)



Figur 4.5: Eksempel på 3-dimensjonalt kalkulasjonsgrid for PSA (Sampl og Granig, 2009)

Hastigheten i DFA-delen av skredmodellen blir simulert i to retninger, som gjør det til en 2-dimensjonal modell. Hastigheten blir modellert på hensyn av skjærfriksjonen mot underlaget, $\tau^{(b)}$, gitt ved

$$\tau^{(b)} = \tau_0 + p^{(b)} \mu \left(1 + \frac{R_{s0}}{R_{s0} + R_s} \right) + \frac{\rho \|\bar{u}\|^2}{\left(\frac{1}{\kappa_D} \ln \frac{h}{R_D} + B_D \right)^2} \quad (4.21)$$

Her er:

- τ_0 = Minste skjærfriksjon (brukes bare i små skred)
- $p^{(b)}$ = Normaltrykket fra skredet mot underlaget
- R_s = En «fluidiserings»-faktor
- R_D = Overflateruhet
- B_D, R_{s0}, κ_D = Empiriske faktorer

R_s bidrar til å minske coulomb-friksjonen ved lav fluidisering for å forhindre spredning når skredet stopper opp, og er gitt ved

$$R_s = \frac{\rho \|\bar{u}\|^2}{p^{(b)}} \quad (4.22)$$

For et snø-element med masse m og grunnflateareal A finnes normaltrykket mot underlaget, $p^{(b)}$, finnes ut fra tyngdeakselerasjonens komponent normalt på underlaget, g_3 , underlagets kurvatur i bevegelsesretningen, κ_1 , og elementets totalhastighet, masse og grunnflateareal:

$$p^{(b)} = -(g_3 - \kappa_1 \|\bar{u}\|^2) \frac{m}{A} \quad (4.23)$$

samosAT har konstante verdier for μ , R_{s0} , K_D , R_D og B_D , som er, respektivt, 0,155, 0,222, 0,43, 0,1 m, og 4,13.

For et tilsvarende snø-element som ovenfor finnes da endringer i hastighet ved å løse følgende uttrykk for bevegelsesenergi-balanse:

$$\frac{d(mu_i)}{dt} = mg_i - A \frac{\partial}{\partial x_i} (K_{(i)} \frac{p^{(b)}}{2} h) - A \tau^{(b)} \frac{u_i}{\|\bar{u}\|} + F_i^{(res)} \quad (4.24)$$

Her er det brukt et globalt, statisk koordinatsystem i to dimensjoner, med retninger $i = 1, 2$. $u_{p,i}$ er elementets hastighet i retning i , mens g_i er tyngdeakselerasjonens komponent i retning i . $K_{(i)}$ er en normaltrykkskoeffisient, mens $F_i^{(res)}$ er en motstandskraft fra obstruksjoner i skredbanen (trær, steiner, etc.). samosAT tar også medrivning av snø med i simuleringen, gitt ved

$$\frac{dm}{dt} = w_f q_{ent} \|\bar{u}\| - j_s A \quad (4.25)$$

Her er:

- w_f = Skredets frontbredde
- q_{ent} = Tilgjengelig snø for medrivning
- j_s = Fluks av partikler fra DFA til PSA (finnes ved likning (4.28))

Medrivning av snø krever energi for å «knuse opp» snøen, og dette fører til en ekstra motstandskraft på skredet, gitt ved

$$F_{ent} = w_f (e^s + \rho_E d_E e^d) \quad (4.26)$$

Hvor

- e^s = Nødvendig knusningsenergi per bruddoverflate-enhet
- e^d = Deformasjonsenergi per medrevet masse-enhet
- ρ_E, d_E = Tetthet og partikkeldiameter for medrevet snø

Resuspensjonslaget blir, som tidligere nevnt, ansett som en grenseflate mellom DFA og PSA. For PSA-delen anses resuspensjonslaget som en «grov vegg», som beveger seg i samme hastighet som DFA-delen. Skjærfriksjonen i grenseflaten blir da gitt ved

$$\tau_w = \frac{\rho_{\text{air}} \Delta u^2}{\left(\frac{1}{\kappa} \ln \frac{y}{R_p} + B_p\right)} \quad (4.27)$$

hvor

- ρ_{air} = Tettheten til luft
- Δu = Hastighetsforskjell mellom DFA og PSA
- R_p = Ruhets-lengde
- y = Avstand fra underlaget
- B_p, κ = Empiriske faktorer, $B_p = 8,5$, $\kappa = 0,43$

Ut fra dette kan fluksen av ispartikler over resuspensjonslaget, j_s , finnes:

$$j_s = -\tau_w \frac{\Delta c}{\Delta u} \left(\frac{c_{\text{susp}} c_d}{d_p} \right) \quad (4.28)$$

Her er:

- Δc = Forskjell i partikkelkonsentrasjon mellom DFA og PSA
- c_{susp} = Empirisk korreksjonsfaktor
- c_d = Dragskoeffisient
- d_p = Partikkeldiameter (antatt sfæriske partikler)

Pudderskydelen, PSA, blir betraktet som en to-fase-strømning, med fasene luft (gass) og is (fast stoff), som har forskjellige hastigheter. Disse fasene vil da gi et drag på hverandre, som påvirker hastighetene. Endringer i hastighet for en partikkel med masse m_p kan da finnes fra balanse i bevegelsesenergien for partikkelen:

$$m_p \frac{du_{p,i}}{dt} = F_{p,i} + m_p g_i \quad (4.29)$$

I motsetning til bevegelseslikningen for DFA blir beregningene for PSA utført i tre dimensjoner, med retninger $i = 1, 2, 3$.

F_p er en dragkraft som virker på partikkelen. Den finnes som en funksjon av hastighetsforskjeller mellom luften og partikkelen, partikkelens tetthet og diameter, og dragskoeffisienten:

$$F_{p,i} = c_d \frac{\rho \|\Delta \vec{u}_p\|^2}{2} \frac{d_p^2 \pi}{4} \frac{\Delta u_{p,i}}{\|\Delta \vec{u}_p\|} \quad (4.30)$$

$\Delta u_{p,i}$ er hastighetsforskjellen mellom luften og partikkelen, hvor også luftens turbulente fluktuasjon må tas med i beregningen:

$$\Delta u_{p,i} = (u_i + u'_i) - u_{p,i} \quad (4.31)$$

Her er u_i luftens hastighet, mens u'_i angir luftens turbulente fluktuasjon.

Av henhold til kalkulasjonstid blir ikke hver partikkel simulert alene, men blir gruppert i grupper på rundt 100 kg og simulert som en gruppe.

Inngangsparametere

De viktigste inngangsparametere i samosAT er den digitale terrengmodellen, DTM, ettersom den legger basis for hele simulasjonen, og løsneområdet, som legges inn som en shapefil fra et GIS. I tillegg er det mulig å legge inn område for medrivning av snø, og sekundære løsneområder. Begge disse legges inn som shapefiler (Prokop, 2016).

For denne oppgaven ble det gjort tilgjengelig en begrenset versjon av samosAT; samosBeta. I denne versjonen er det ikke mulig å endre friksjonsparameterne eller snøens tetthet, som er satt til å være 200 kg/m^3 . Det er heller ikke mulig å simulere pudderskred i denne versjonen (personlig kommunikasjon med Felix Oesterle, forsker ved det Østeriske senter for strømning- og skredkontroll; die.wildbach, i forbindelse med opplæring i bruk av programmet 10. mars 2017).

4.1.1.6 AVAL-1D

AVAL-1D er en numerisk versjon av Voellmy-Salm-modellen (4.1.1.2), og er utviklet ved SLF («Institut für Schnee- und Lawinenforschung») i Sveits i 2002. Det er en 1-dimensjonal modell, med to moduler, FL-1D og SL-1D, som henholdsvis modellerer flakskred og puddersnøskred (Sauermoser, et al., 2015).

FL-1D tar utgangspunkt i en utvidet Voellmy-Salm-modell, som også inkluderer elementer fra NIS-modellen (4.1.1.3), og en russisk utvidelse til Voellmy-Salm-modellen utført av Eglit (1968). Skredmassen blir modellert som et fluid-kontinuum med konstant tetthet. Skredets

masse og volum er antatt konstant under hele skredhendelsen, så medrivning av snø i skredløpet er ikke inkludert i modellen. Det er antatt uniform hastighet i dybdeprofilen, og uniform flyte høyde i breddeprofilen (ikke lengdeprofilen). De største forskjellene fra Voellmy-Salm-modellen er inkluderingen av skredmassen, i tillegg til at strømmingen er ustasjonær (Christen, et al., 2002b).

Friksjonsparameterne i FL-1D er, som i Voellmy-Salm-modellen, μ og ξ , i tillegg til en koeffisient for indre friksjon, λ . μ og ξ må spesifiseres av brukeren, men ved å velge størrelse og returperiode kan det brukes anbefalte verdier fastsatt av SLF. Det er også mulig å endre på tettheten, ρ , og den indre friksjonen, λ , men det frarådes. I tillegg til friksjonsparameterne må informasjon om løsnemrådet (lengde, bredde og snødybde), og topografien spesifiseres av brukeren. Topografien defineres ved en av tre metoder (Christen, et al., 2002a):

1. Spesifisere koordinater for punkter i skredbanen i programmet
2. Last inn en tekst-fil i programmet med koordinater, høyde og skredbredde for punkter i skredbanen
3. Last inn et topografisk kart, angi fire punkter for georeferering, og angi høyden til høydekurvene manuelt (siden det ikke brukes en digital terrengmodell).

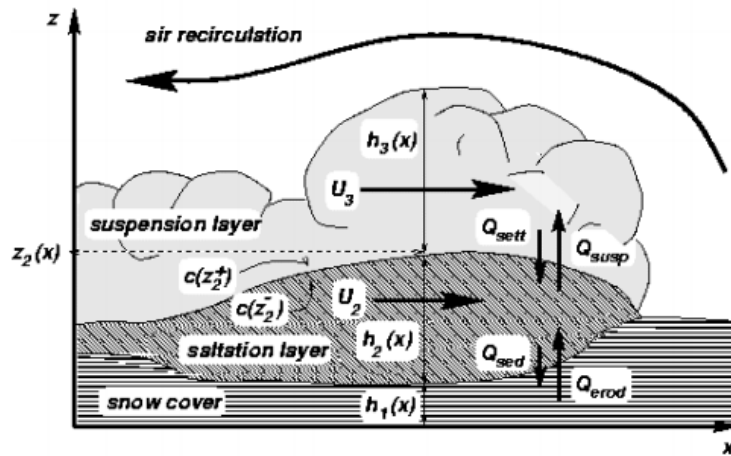
SL-1D modellerer som sagt puddersnøskred, og deler de inn i to deler: saltasjonslaget og pudderskydelen. Modellen er bygget på en rekke antakelser:

- Den dominerende faktoren for massebalansen og friksjonen langs underlaget er at snøpartikler i saltasjonslaget treffer andre snøpartikler på underlaget så disse blir «skutt ut» i saltasjonslaget.
- Dybden til saltasjonslaget er avhengig av hastigheten
- Masseutveksling mellom lagene kommer av turbulens
- Utveksling av bevegelsesmengde mellom lagene kommer av masseutveksling og dragkrefter på snøpartiklene i saltasjonslaget

I likhet med samosAT (4.1.1.5) brukes en $k-\epsilon$ turbulensmodell for å finne hastigheten i pudderskydelen. Saltasjonslaget blir modellert ut fra massebalanse gitt med

$$\partial_t (h_2 \rho_2) + \nabla_{\parallel} * (h_2 \rho_2 \vec{U}_{2\parallel}) = Q_{\text{erod}} - Q_{\text{sed}} - Q_{\text{susp}} + Q_{\text{sett}} \quad (4.32)$$

Her er \vec{U} hastighetsvektoren, og Q_{erod} , Q_{sed} , Q_{susp} , Q_{sett} henholdsvis erodert, sedimentert, suspendert og avsatt massefluks (se Figur 4.6). Vektornotasjonen \parallel vil si komponent parallell med underlaget (Issler, 1998).



Figur 4.6: Komponenter som inngår i SL-1D (Issler, 1998)

4.1.1.7 RAMMS – «Rapid Mass Movement Simulation»

RAMMS er et numerisk modellering- og simuleringsprogram utviklet ved SLF i Sveits, som ble ferdigstilt i 2010. Det er en direkte videreutvikling av AVAL-1D, og baserer seg på Voellmy-Salm-modellen. Som i samosAT beregnes det også i RAMMS 2-dimensjonale hastighetsvektorer i et kalkulasjonsgrid, som er basert på en 3-dimensjonal digital terrengmodell [DTM]. Ut fra dette anses RAMMS som en 2-dimensjonal modell (Sauermoser, et al., 2015).

Originalt benyttet RAMMS en friksjonsmodell direkte basert på Voellmy-modellen (4.1.1.1), som kan uttrykkes slik:

$$S = \mu N + \frac{\rho g U^2}{\xi} \quad (4.33)$$

Her er:

S = Friksjonskraft

N = Normalkraft fra skredet på underlaget

U = Absoluttverdien av hastigheten, $U = \|\vec{u}\|$, hvor \vec{u} er hastighetsvektoren

Som det framstår av likning (4.33) er det ikke tatt hensyn til snøens kohesjon. I følge Bartelt, et al. (2015) er snø i bevegelse ett «kohesivt granulært materiale», og antyder dermed at

kohesjonen er en viktig del av skreddynamikken. Bartelt, et al. (2015) har vist at å ikke inkludere kohesjonen i en simulering kan legge på opptil flere 10-talls meter på utløpslengden, og dermed føre til en overdrevet utløpslengde. Basert på fullskalaforsøk ble det derfor utledet en ny modell for friksjonskraften, som inkluderer kohesjonen:

$$S = \mu N + (1 - \mu)C - (1 - \mu)C \exp\left(-\frac{N}{C}\right) + \frac{\rho g U^2}{\xi} \quad (4.34)$$

Her er C kohesjonen, hvor de anbefalte verdiene for henholdsvis tørre og våte skred er 0 – 100 og 100 – 300 Pa.

Så lenge skredbanen ikke er fullstendig plan vil undulasjoner i banen føre til en sentripetalkraft, som vil påvirke normalkraften N. For å inkludere denne effekten i RAMMS utviklet Fischer, et al. (2012) en likning for sentripetalkraft i snøskred:

$$F = \rho h f \quad (4.35)$$

Hvor:

$$f = \bar{\mathbf{u}} \mathbf{K} \bar{\mathbf{u}}^T \quad (4.36)$$

Her er \mathbf{K} en matrise som beskriver kurvaturen, mens $\bar{\mathbf{u}}$ og $\bar{\mathbf{u}}^T$ er hastighetsvektoren i vanlig og transponert tilstand.

Trær i skredbanen vil virke som hindre på skredet, og påvirke utløpslengden. For store skred er dette i RAMMS uttrykt ved at den turbulente friksjonen er høyere i områder med skog, basert på at skred taper energi ved å brette og bøye trær. For små og middels store skred er det derimot antatt at skred ikke ødelegger skogen, og det antas at skog da vil føre til at skredet mister masse. Dette tapet av masse, per enhetsareal, er da funnet til å være

$$\frac{dM_d}{dt} = -\frac{K}{|\bar{\mathbf{u}}|} \quad (4.37)$$

Her er K en koeffisient som avhenger av type skog, tetthet av trær og overflateruhet.

Christen, et al. (2010) fant at selv om Voellmy-Salm modellen er nøyaktig til å finne den maksimale flyte høyden og hastigheten i fronten av skredet, så fungerer den ikke til å modellere utviklingen av hastigheten over hele skredet. Dette er vesentlig å inkludere i en skredsimulering, ettersom det kontrollerer distribusjonen av masse innad i skredet, som igjen har stor påvirkning på medrivning av snø i skredløpet, som bestemmer skredvolumets

utvikling over tid. For å løse dette ble det inkludert en modell som analyserer skredbevegelse basert på tilfeldig kinetisk energi («Random Kinetic Energy [RKE]). RKE kommer av at ikke alle partiklene i et snøskred beveger seg kun i skredets bevegelsesretning, men også har en tilfeldig bevegelseskomponent som kan være i alle retninger, også vertikalt.

Friksjonsparameterne i RAMMS, μ og ξ , er avhengige av denne energien:

$$\mu = \mu_0 \exp\left(-\frac{R}{R_0}\right) \quad (4.38)$$

$$\xi = \xi_0 \exp\left(\frac{R}{R_0}\right) \quad (4.39)$$

Her er R den tilfeldige kinetiske energien, mens R_0 er en konstant som definerer den eksponentielle vekstraten.

RKE er irreversibel energi, i motsetning til standard kinetisk energi, og kan dermed ses på som en indre energi, tilsvarende varme. Men i motsetning til varme må RKE forsvinne når skredet stopper opp. Ved tiden $t = 0$ i skredet er det heller ingen RKE, men den utvikles over tid og minker mot slutten. Dermed er ikke lenger μ og ξ konstante under skredhendelsen, men varierer med tiden som en funksjon av RKE. Dette gir da en mer realistisk hastighetsprofil i hele skredvolumet, i tillegg til at medrivning av snø kan tas med (Christen, et al., 2010).

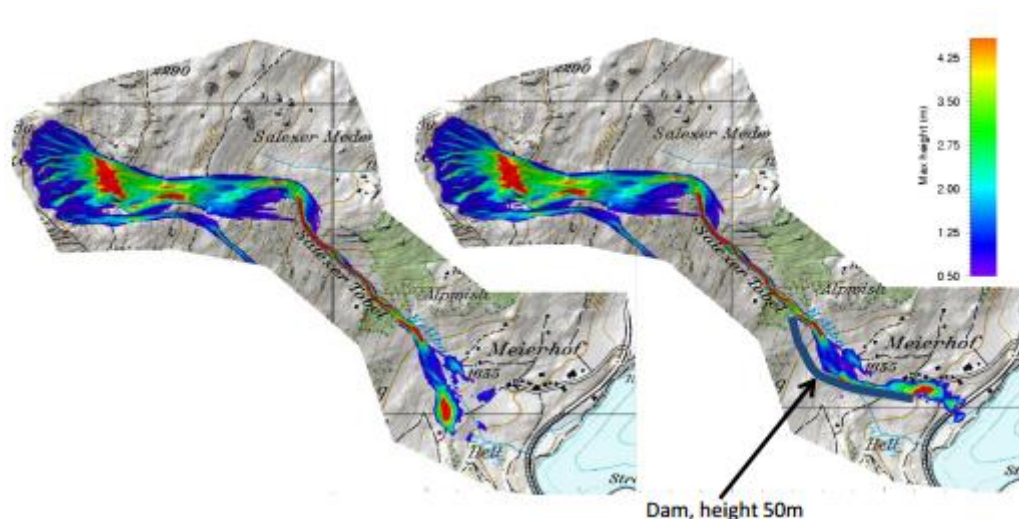
Fremgangsmåte og inngangsparametere

Inngangsparameterne i RAMMS kan deles inn i tre grupper: Terrenginformasjon (DTM), skredets start-parametere, og friksjonsparametere. Terrenginformasjonen legges inn ved å laste inn en DTM for fjellsiden, og er den mest vesentlige inngangsparameteren. Resolusjonen på DTM-en vil påvirke nøyaktigheten på beregningene, og 25 m resolusjon er anbefalt minste oppløsning av Bühler, et al. (2011), som også anbefaler å vise varsomhet vis oppløsningen er dårligere enn 30 m på DTM-en. Resolusjonen for kalkulasjonsgridet må også velges, hvor en lav resolusjon vil gi mindre presise beregninger enn en høy resolusjon, men vil ta kortere tid å regne ut. Bartelt, et al. (2013b) anbefaler resolusjoner bedre enn 5 m. For å forkorte beregningstiden må det også angis et kalkulasjons-domene, som tegnes inn i RAMMS. Domenet bør være lite nok til å forkorte beregningstiden, men stort nok til at ikke skredet går utenfor domenets grenser (Bartelt, et al., 2013b).

Skredets startinformasjon går på å bestemme skredets startvolum, ved å angi et løsneområde og flaktykkelse. I tillegg angis skredets gjennomsnittlige tetthet, ρ . Løsneområdet kan enten bestemmes i RAMMS ved å tegne det direkte inn, eller lastes inn som en shapefil fra et GIS, for eksempel arcGIS (Bartelt, et al., 2013b). Flaktykkelsen, h , bestemmes på forskjellige metoder fra land til land, og diskuteres i kapittel 6.1.4.2.

Friksjonsparameterne RAMMS bruker er, som tidligere omtalt, μ og ξ , i tillegg til kohesjonen, C . Den valgte kohesjonen er konstant i hele simulasjonen, hvor de anbefalte verdiene er 0 – 100 Pa for tørre skred og 100 – 300 Pa for våte skred (Bühler, et al., 2014). μ og ξ kan velges til å være konstante i hele simulasjonen, eller variere ut fra terrengformer (åpen skråning, kanalisert skråning, renneformasjoner eller flatt område) og skogsinformasjon. I tillegg kan de også settes til å variere ut fra høyde over havet, med tre områder (over grense 1, nedenfor grense 1, og nedenfor grense 2). RAMMS har et sett med innebygde friksjonsparametere, som blir bestemt ved å angi størrelse (veldig lite – lite – middels – stort) og returperiode (10 – 30 – 100 – 300 år). For å få med forskjellene i friksjon fra skogsområder må disse legges inn i modellen. Det gjøres ved å angi skogsområder som polygoner, og kan enten gjøres ved å tegne direkte i RAMMS eller ved å importere de som shapefiler fra et GIS (Bartelt, et al., 2013b).

Det er også mulig å legge inn skredvoller i RAMMS. De legges inn som en endring i topografien, ved å øke høyden der vollen er lagt. Det gjøres ingen endringer ellers for å ta hensyn til vollen, og ifølge Bartelt, et al. (2013b) er det ikke mulig å bruke RAMMS til å gi gode antakelser om en skredvoll er av tilstrekkelig størrelse. Viktige faktorer for skredvoller som energitap, geometri og snøavsetninger foran vollen tas det for eksempel ikke hensyn til. Det RAMMS derimot kan brukes til er å simulere påvirkninger på strømmingen i skredet, som vist i Figur 4.7.



Figur 4.7: Eksempel på innlagt skredvoll i RAMMS (Bartelt, et al., 2013b)

Fremtidige utvidelser

En utvidet versjon av snøskred-modulen i RAMMS er under utvikling, og vil få navnet RAMMS:EXTENDED. I denne nye modulen vil det være mulig å angi klimatiske og regional forhold, som «vått maritimt» eller «tørt kontinentalt», i tillegg til å ha utvidet mulighet til å simulere våte skred. Her angis tetthet, temperatur og vanninnhold for snøen, som varierer vesentlig for tørre og våte skred. Den nye modulen vil også ta hensyn til fluidisering av tørre skred, og «smøring» («lubrication») av våte skred (Bühler, et al., 2014).

4.1.2 Empiriske/topografiske modeller

4.1.2.1 Alfa-beta metoden

En enkel metode for å antyde snøskreds utløpslengde, som er mye benyttet, ble utviklet av Lied og Bakkehøi (1979) ved Norges Geotekniske Institutt [NGI] i 1979. Metoden er empirisk, og bruker kun topografien i skredbanen for å kalkulere utløpslengden.

Metoden går ut på å angi utløpsvinkelen, α . Den angir vinkelen mellom startpunktet for skredet og de ytterste skredavsetningene, eller skredets maksimale utløp. Utløpsvinkelen ble målt for 423 forskjellige snøskred i Norge, som viste seg at den er tilnærmet normalfordelt, med et gjennomsnitt på 33° og standardavvik på $6,3^\circ$. Ett første forsøk på å utvikle en modell for å angi α ble utført ved å sammenligne α/β for 275 av disse skredene, hvor β er den gjennomsnittlige helningen i skredløpet. Den finnes som vinkelen mellom startpunktet for skredet, og det punkt hvor skredbanen har en helning på 10° . (Figur 4.8 viser en grafisk framvisning av alfa-beta metoden). Valget av 10° -punktet kommer av at det er observert at

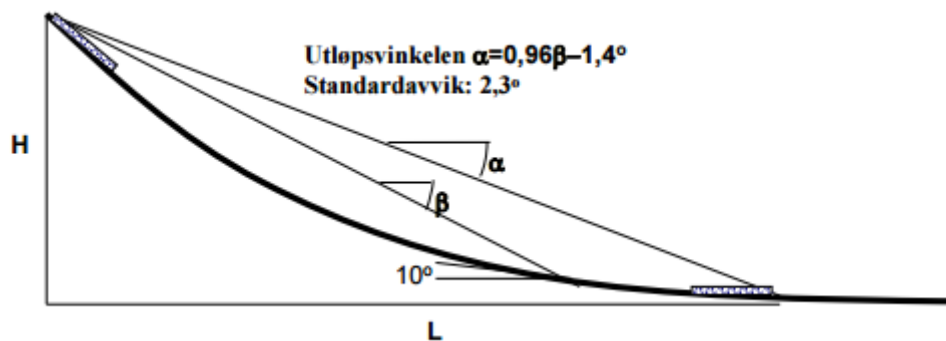
tørre skred starter oppbremsingen rundt denne helningen, så skredene vil bremses og stopper nedenfor dette punktet i skredbanen. Ut fra analysen ble det funnet en sammenheng på følgende form (Lied og Bakkehøi, 1979):

$$\alpha = C_1 * \beta + C_2 \quad (4.40)$$

Her er C_1 og C_2 empiriske tallverdier som angir forholdet mellom α og β . I analysen utført av Lied og Bakkehøi (1979) ble disse verdiene funnet til å være henholdsvis 0,98 og -1,2, som gir likningen:

$$\alpha = 0,98\beta - 1,2^\circ \quad (4.41)$$

Dette ga en korrelasjonskoeffisient på $R=0,93$ og et standardavvik $SD = 2,44^\circ$.



Figur 4.8: Grafisk framstilling av alfa-beta metoden (Lied og Bakkehøi, 1979)

Denne modellen tar altså kun utgangspunkt i den gjennomsnittlige helningen i skredløpet, men det er også andre topografiske forhold som har betydning for skredets utløpslengde. For å inkludere flere parametere utførte Lied og Bakkehøi (1979) en multippel regresjonsanalyse hvor følgende parametere ble ansett:

- Vinkelen i løsneområdet, θ
- Total fallhøyde av skredet, H
- Skredets krumning, y''
- Maksimum bredde av utløsningsområdet, R_{maks}
- Minimum bredde av skredløpet, T_{min}
- Maksimum bredde av utløpsområdet, D_{maks}

Totalt 26 forskjellige sammenhenger av disse parameterne ble undersøkt, og ut fra regresjonsanalysen ble følgende uttrykk for utløpsvinkelen funnet som den beste:

$$\alpha = (0,62 - 0,28\{H\}y'')\beta + (19\{H\}y'' - 2,3) + 0,12\theta \quad (4.42)$$

Dette uttrykket ga en korrelasjonskoeffisient $R = 0,95$ og standardavvik $SD = 2,3^\circ$.

Som likning (4.42) viser ble hverken R_{maks} , T_{min} eller D_{maks} inkludert i den beste tilnærmingen. Disse parameterne er ble tatt med for å inkludere en eventuell innsnevring av skredløpet, som etter hydraulisk teori vil føre til økning av flyte høyden og dermed økning av hastigheten. Ut fra dette vil det være naturlig å anta at en innsnevring av skredløpet vil ha betydning for utløpslengden til skred, men det viste seg å være av liten betydning i denne analysen.

For å finne krumningen, y'' , tilnærmes skredbanens geometri med en parabelfunksjon på formen $y = ax^2 + bx + c$, hvor y'' er den andrederiverte av y med hensyn på x , $y'' = 2a$. Y er vertikal posisjon, mens x er horisontal posisjon. I følge Lied og Kristensen (2003) ligner geometrien i de fleste skredbaner på en parabel, så tilnærmingen er legitimert.

Det ble også prøvd å differensiere mellom skred på henhold av topografien i utløsningsområdet, hvor de undersøkte skredene ble gruppert i fem grupper:

- Botner
- Grunne forsenkninger
- Fjellskrent
- Plane fjellsider
- Konvekse helninger

Det viste seg at skred fra botner ofte fikk lange utløp, hvor 50 % av de undersøkte skredene hadde $\alpha \leq 25^\circ$. I forhold er tilsvarende tall for grunne forsenkninger, som hadde den nest laveste gjennomsnittlige α -vinkelen 19 %. Det ble ikke utført noen regresjonsanalyse på dette, ettersom subjektiviteten i klassifiseringene gjør resultatene usikre.

Et resultat som ses av alfa-beta-metoden er at skred i slake skredbaner, lav helning, vil gå lengre enn skred i bratte skredbaner, med en høy helning. Dette kommer av flere faktorer, blant annet friksjonsforskjeller. Tap av bevegelsesenergi ved friksjon er et ikke-reversibelt energitap, som gir at skred med lite friksjonstap vil gå lengre enn skred med høyere friksjonstap. I en bratt skredbane vil den hastighetsavhengige friksjonen fra luftmotstand og turbulens være større enn i en slak skredbane som er akkurat bratt nok til å opprettholde skredbevegelsen. En brattere skredbane har også ofte en mer markant overgang mellom

fjellsiden og dalbunnen, som gir en lavere kurvatur-radius. Normalkraften for et legeme i sirkulær bevegelse er proporsjonal med v/R^2 hvor v er hastigheten og R er sirkelens kurvatur. Ettersom friksjonen øker med økende normalkraft vil da en slak skredbane med stor kurvatur-radius gi en lavere friksjon enn en bratt skredbane med liten kurvatur-radius (Lied og Bakkehøi, 1979).

En annen faktor som påvirker utløpslengden er mengden snø i skredbanen, ettersom store skred går lengre enn små skred. I slake utløsningsområder behøves en større last for å initiere skred, og grunnet det vil det trenge ett tykkere snødekke for utløsning av skred enn i et bratt utløsningsområde. Også i skredløpet vil snømengden virke inn på utløpslengden, ettersom medrivning av snø får skred til å vokse i størrelse. Slake skredbaner har en tendens til å avlagre større snømasser enn bratte skredbaner, så det blir mer medrivning og skredet går lengre (Lied og Kristensen, 2003).

4.1.2.2 Energilinje-metoden

En annen tilnærming for å finne utløpslengde og hastighet er ved å betrakte skreds energi i skredbanen ved hjelp av såkalte energilinjer. Betrakningen av energilinjer ble først utført av Körner (1980), og Norem (2014) utformet en metode for å bruke energilinjer til å estimere utløpslengde for skred i tillegg til skredets hastighet underveis i skredbanen.

Energilinje-betrakningen tar utgangspunkt i Bernoulli's likning for energi som sier at summen av potensiell energi, kinetisk energi og energitap for et fluid i stasjonær bevegelse. Én form av Bernoulli's likning angir de forskjellige energileddene som energihøyder (Bernoulli, 1738):

$$H = H_z + H_p + H_k + \Delta H = H_z + \frac{p}{\rho g} + \frac{v^2}{2g} + \Delta H \quad (4.43)$$

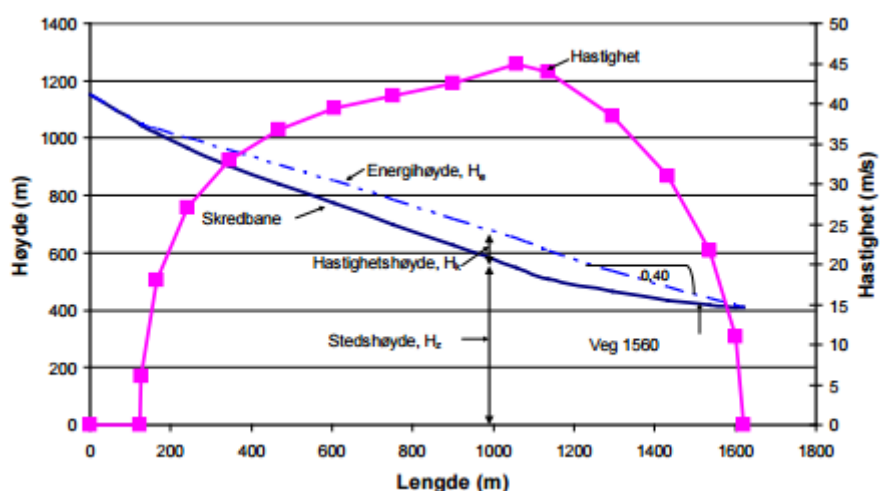
Hvor:

- H = Energihøyde
- H_z = Stedshøyde
- H_k = Hastighetshøyde
- H_p = Trykkhøyde
- p = Trykk
- ρ = Tetthet
- ΔH = Energitap, som energihøyde

For snøskred er trykkhøyden, $H_p = \frac{P}{\rho g}$, av ubetydelig karakter og blir antatt lik null. Da blir likningen:

$$H = H_z + H_k + \Delta H \quad (4.44)$$

Helningen på energilinjen gir et uttrykk for ΔH , hvor en bratt helning angir et høyt energitap mens en slak helning angir lite energitap. Den er funnet til å variere rundt 0,4:1 (21,8°), med 0,3:1 (16,7°) som en minimumsverdi. 0,3:1 er kun observert for store skred. Figur 4.9 viser et eksempel på en energilinje fra et skred på Nakkefonna i Møre og Romsdal. Det er også observert at helningen på energilinjer er slakere i starten av skredløpet enn i utløpsområdet, og vil ha tilnærmet samme helning som skredløpet i det bratteste partiet. I utløpsområdet er helningen funnet til å være nokså konstant lik 0,4:1.



Figur 4.9: Eksempel på energilinje for skred på Nakkefonna. Hastigheten er beregnet med NIS-modellen (se kapittel 4.1.1.3) (Norem, et al., 2006)

Ut fra dette utviklet Norem (2014) en systematisk metode for å angi energilinjer for å beregne hastigheten i ethvert punkt i skredbanen. Helningen til energilinjen er antatt å være 0,3:1 i utløpsområdet, parallell med skredbanen i det bratteste området, og 0,4:1 i utløpsområdet. I metoden tegnes det én linje med helning 0,3:1 fra nederste del av antatt utløsningsområdet, én linje tegnes parallell med den bratteste delen av skredbanen, hvor H_k finnes ved likning (4.46) og (4.49), og én linje tegnes fra skredets ytterste utløpspunkt oppover med en helning på 0,4:1. Linjene kobles så sammen for å lage en kontinuerlig energilinje for hele skredbanen. I ethvert punkt i skredbanen kan da hastigheten finnes ved å måle H_k i gjeldende punkt, og deretter bruke følgende likning:

$$v = \sqrt{2gH_k} \quad (4.45)$$

I skredbanens bratteste punkt antas hastigheten å være lik terminalhastigheten, som finnes ved likning (4.46):

$$v_{\text{term}} = \sqrt{3000 * h_{\theta}^{1.5} (\sin \gamma - 0,31 \cos \gamma)} \quad (4.46)$$

Denne likningen er basert på følgende likning

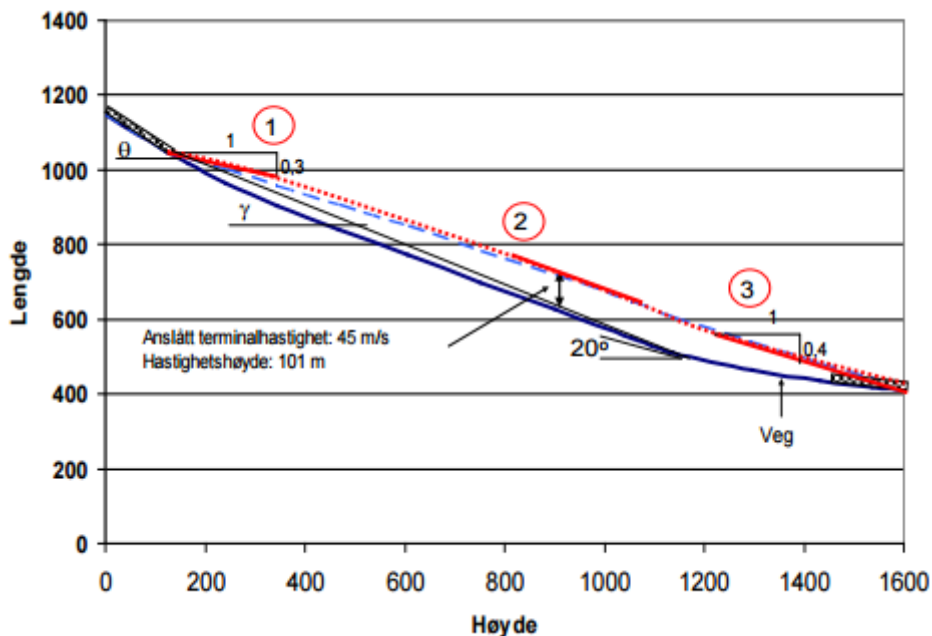
$$v_{\text{term}} = \left[\frac{\rho g h^{1.5} * (\sin \gamma - \mu \cos \gamma)}{\kappa} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.47)$$

hvor κ er viskositeten. I likning (4.46) er det brukt en gjennomsnittsverdi for $\frac{\rho g}{\kappa}$, og en valgt verdi for μ .

I likning (4.46) og (4.47) er γ gjennomsnittlig helning i skredbanen ned til punktet hvor helningen er 20° , og h_{θ} er skredets flyte høyde (se Figur 4.10) gitt ved

$$h_{\theta} = 1,4 \frac{\sin 40 - 0,2 \cos 40}{\sin \theta - 0,2 \cos \theta} \quad (4.48)$$

Hvor θ er helningen i utløsningsområdet (se Figur 4.10).



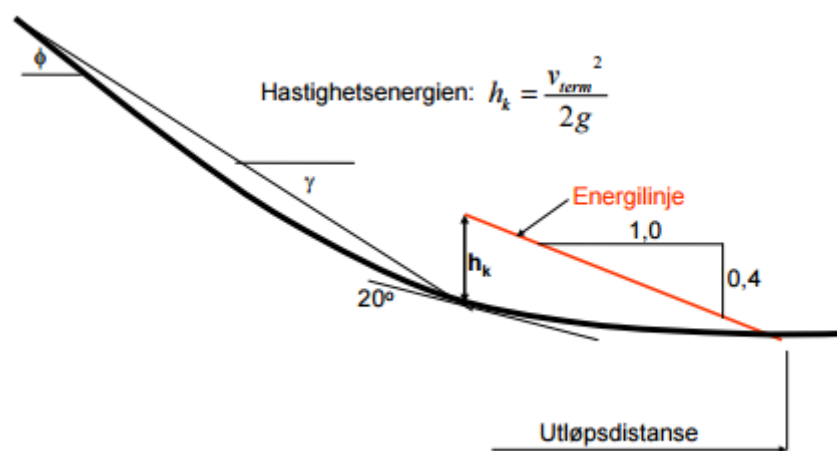
Figur 4.10: Eksempel på bruk av energilinje-metoden (Norem, 2014)

For å finne hastigheter i skredbanen det som sagt antatt at utløpslengden for dimensjonerende skred er gitt. Det er også mulig å bruke energilinjer til å estimere utløpslengden med en meget

enkel metode. Da antas det at hastigheten i skredbanens 20°-punkt er terminalhastigheten gitt ved likning (4.46), og hastighetshøyden i dette punktet angis ved

$$H_k = \frac{v_{\text{term}}^2}{2g} \quad (4.49)$$

Fra denne høyden trekkes det da en linje med helning 0,4:1 i skredbevegelsens retning, og skjæringspunktet med bakken angir det punktet hvor all kinematisk energi i skredet er omgjort til varmeenergi så skredet stopper opp. En prinsippskisse av dette er vist i Figur 4.11 (Norem, 2014).



Figur 4.11: Prinsippskisse for å bruke energilinjer til å finne utløpslengde (Norem, 2014)

4.1.3 Fremgangsmåte

4.1.3.1 Numeriske modeller

De numeriske modellene som benyttes i denne oppgaven, RAMMS og samosBeta, har hovedsakelig de samme inngangsparameterne: DTM, løsneområde, og flaktykkelse. I RAMMS er det også mulig å definere returperiode, hvor en kan velge 10, 30, 100, eller 300 år. Ut fra den valgte returperioden kan RAMMS automatisk regne ut friksjonsparameterne, μ og ξ . I denne oppgaven er returperioden i RAMMS satt til 30 år, og det brukes standard friksjonsparametere fra programmet til dette. Det er ikke angitt skogsområder i simulasjonene. I samosBeta er det mulig å angi områder for medrivning av snø. Det er valgt å ikke utføre det i denne oppgaven.

I begge modellene er det brukt en DTM med en oppløsning på 5 m, bortsett fra i Jøvika hvor det ikke var tilgjengelig.

Løsneområdene er definert i arcGIS og importert derfra til programmene. Plassering og dimensjon for områdene er definert ut fra terrenghelning, analyse av flybilder, og feltarbeid. Terrenghelningen er den viktigste faktoren, og i løsneområdene må den være mellom 30 og 60°. Bredden til områdene er angitt enten på bakgrunn av helningen, hvis den er lavere enn 30° eller høyere enn 60°, eller ved objektiv analyse av terrengformasjoner. I det siste tilfellet er løsneområdene avgrenset i bredden av rygger i terrenget. Løsneområdenes lengde er angitt ut fra høyden, hvor den er funnet ved å angi en høydeforskjell på 100 m mellom løsneområdets bakre og fremre avgrensning. I de tilfeller hvor helningsvinkelen blir lavere enn 30° eller høyere enn 60° innenfor dette området avgrenses løsneområdet der helningen går utenfor disse rammene. Ut fra feltarbeid og tolkning av flyfoto utelukkes områder med tett skog eller kraftig terrengruhet.

Flaktykkelse er valgt ut fra en metode benyttet av Håland, et al. (2015), som anser skjærkrefter i snøen, og snøens skjærstyrke. Skjærstyrken, τ_s , er gitt ut fra Mohr-Coulombs bruddkriterium:

$$\tau_s = c + \rho gh \mu \cos \alpha \quad (4.50)$$

hvor

c	=	Snøens kohesjon
ρ	=	Snøens tetthet (antatt konstant)
h	=	Snødybde
g	=	Tyngdeakselerasjonen
α	=	Skråningens helning i utløsningsområdet
μ	=	Friksjonsparameter

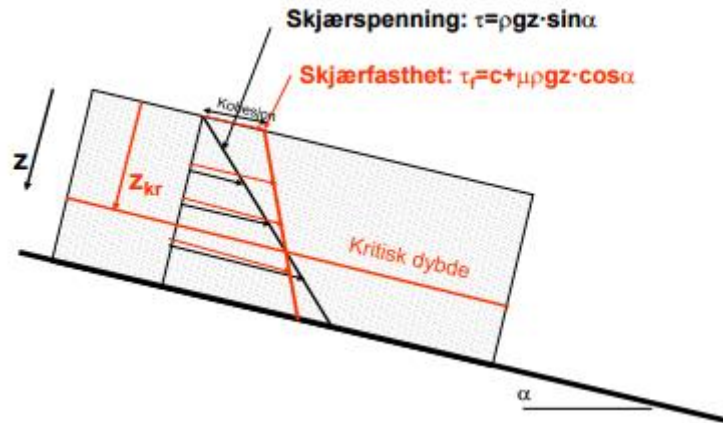
Gravitasjonskraften vil påføre snø i en helning med en skjærkraft, gitt ved:

$$\tau_{xy} = \rho gh \sin \alpha \quad (4.51)$$

Ved å anta et homogent snødekke vil da både skjærkraften og skjærstyrken i snøen endre seg lineært nedover i snødekket, som vist i Figur 4.12.

Ut fra klassisk beregningsmekanikk antas det brudd når $\tau_{xy} = \tau_s$, og den kritiske dybden for brudd finnes ut fra det ved følgende ligning:

$$z_{kr} = \frac{c}{\rho g (\sin \alpha - \mu \cos \alpha)} \quad (4.52)$$



Figur 4.12: Skjærspenning og -fasthet (styrke) i et homogent snødekke, med kritisk dybde z_{kr} (Norem, 2014)

Parameterne i ligning (4.52) er satt til å være følgende, som angitt av Håland, et al. (2015):

$$\begin{aligned}
 c &= 2 \text{ kN/m}^2 \\
 \mu &= 0,2 \\
 \rho &= 300 \text{ kg/m}^3
 \end{aligned}$$

Ligning (4.52) er da kun avhengig av terrenghelningen, α , og brukes til å bestemme flaktykkelsen i simuleringene slik.

4.1.3.2 Empiriske modeller

I de empiriske modellene må skredbanen defineres. Det har blitt utført i arcGIS ved å konstruere polylinjer, som så har blitt importert til autoCAD hvor det har blitt produsert høydeprofil ved hjelp av Novapoint. Linjene har blitt konstruert på terrenganalyse, ettersom skred som oftest følger kanalisering i terrenget. I tillegg er resultater fra den numeriske modelleringen brukt til å assistere dette.

For modellering av utløpsdistanse må det i begge modellene defineres et punkt i skredbanen hvor helningsvinkelen er en henholdsvis 10 og 20° for Alfa-Beta og energilinjemodellen. Dette ble gjort i autoCAD ved å konstruere en linje med den gitte helningsvinkelen, og finne tangeringspunktet mellom denne linjen og terrengprofilet. Også startpunktet må angis, som er angitt som bakre del av valgt løснеområde fra den numeriske modelleringen.

I Alfa-Beta-metoden dras det en linje mellom de to definerte punktene, som helningen leses av på. Denne helningen utgjør β i ligning (4.41). Deretter tegnes det én linje fra startpunktet med en helning lik α fra ligning (4.41), og én linje med helning lik α pluss et standardavvik.

Utløpslengden angis der disse linjene krysser terrengprofilet, henholdsvis uten og med ett standardavvik.

I energilinje-metoden må gjennomsnittlig helning i løsnereområdet finnes. Denne ble funnet ved å dra en linje i arcGIS parallell med skredbanen i løsnereområdet, hvor den gjennomsnittlige helningen på denne linjen finnes fra DTM-en. Dette utgjør θ i ligning (4.48), og fra det ble flyte høyden, h_θ , regnet ut. Ut fra den blir terminalhastigheten, v_{term} , regnet ut med ligning (4.46). Denne inngår sammen med den gjennomsnittlige helningen i skredbanen, γ , i ligning (4.49) for å definere energihøyden, H_k , til skredet i 20-graders-punktet. γ ble funnet ved å dra en linje mellom de to angitte punktene i terrengprofilet, og lese av helningen på denne. Ved 20-graders-punktet ble det så konstruert en vertikal linje opp fra terrengprofilet med en høyde lik H_k , og fra toppen av denne ble det dratt en linje nedover i skredbanen med en helning på 0,4:1 (21,8°). Utløpsposisjonen angis der denne krysser terrengprofilet

Ettersom alle veglinjene befinner seg i utløpsområdet for de modellerte skredene ble det brukt en enkel grafisk metode for å angi skredhastigheten. Fra definert utløpsposisjon for snøskred blir det trukket en linje i terrengprofilet oppover skredbanen, med en helning på 0,4:1 (21,8°). Ved veglinjen hvor hastigheten skal undersøkes dras det en vertikal linje opp fra terrengprofilet til krysningspunktet med den andre linjen. Høyden på denne linjen (H_k) leses av, og hastigheten blir så regnet ut med ligning (4.45).

Skredhastigheten ble modellert for linjene Jekt_01, _02, _03, og _04 ved hjelp av energilinjemodellen. I terrengprofilet ble det dratt en hastighetslinje fra definert utløpslengde for snøskred (se 6.6.1.4) oppover i skredbanen med en helning 0,4:1. I punktene hvor skredbanen krysser veglinjer ble det dratt en vertikal linje fra terrengprofilet til hastighetslinjen, og lengden på denne ble målt. Denne inngikk som H_k i ligning (4.45), og hastigheten ble beregnet. Denne ble så brukt, sammen med flyte høyde gitt fra samosBeta, i ligning (2.3) til å beregne høyde på fangvoll.

4.2 Flomskredmodellering

Flomskred blir i denne oppgaven modellert med én numerisk modell; RAMMS::DEBRIS FLOW, og to empiriske modeller; Alfa-Beta og energilinjemetoden.

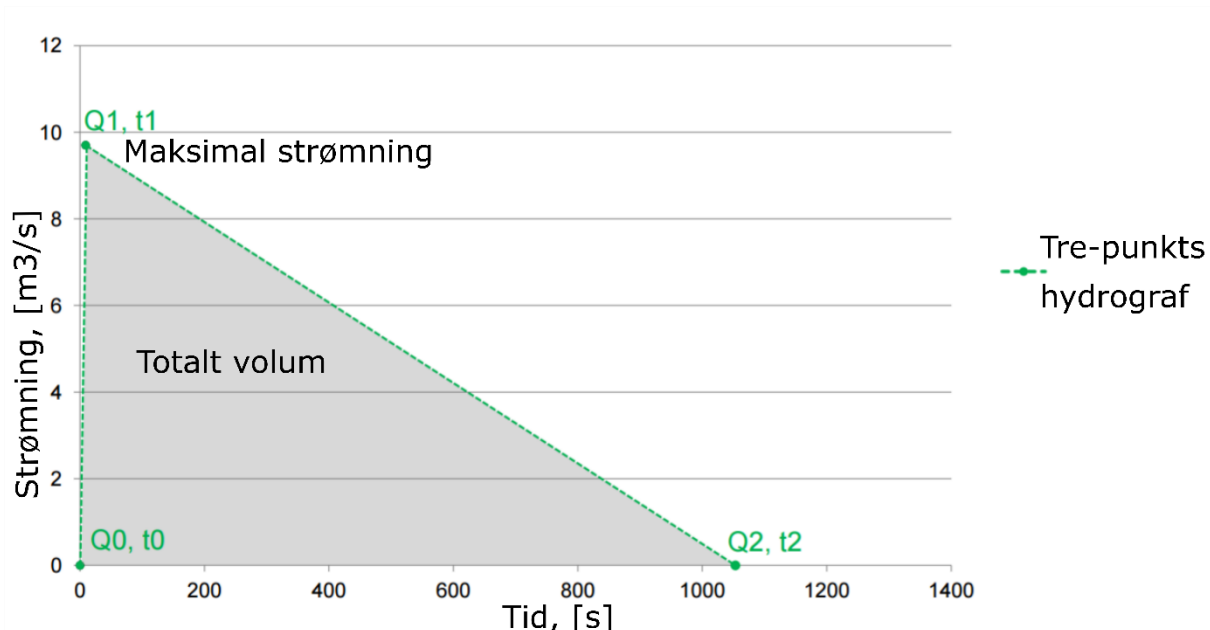
4.2.1 Numerisk/dynamisk modell, RAMMS

RAMMS::DEBRIS FLOW er et modelleringsverktøy som ble utviklet av SLF i 2011. Modellen er basert på RAMMS for snøskred, og beregner skredbevegelsen på samme måte.

Det henvises derfor til kapittel 4.1.1.7 for beskrivelse av modellen, med unntak av noen forskjeller som forklares her.

I motsetning til snøskred-modulen fra RAMMS kan det ikke defineres returperioder, og det er ikke noe innebygd verktøy for å regne ut varierende friksjonsparametere i fjellsiden. Dette skyldes både at det er en mindre database tilgjengelig med godt dokumenterte flomskred, og at det er store variasjoner i komposisjoner i flomskred, som gjør at friksjonsverdiene vil variere. Derfor anbefales det å kalibrere friksjonsverdiene for de skredene man vil simulere. Det er dog mulig å definere forskjellige friksjonsverdier i forskjellige deler av fjellsiden ved å importere opp til to polygoner med forskjellige friksjonsverdier. Som startverdier for kalibreringen er det anbefalt å bruke $\mu = 0,2$ og $\xi = 200 \text{ m/s}^2$. μ varierer mellom 0,05 og 0,4 for flomskred, mens ξ varierer mellom 100 og 200 m/s^2 for steinete flomskred, og mellom 200 og 1000 m/s^2

I RAMMS::DEBRIS FLOW kan det benyttes to forskjellige start-modeller: Blokk-utløsning og hydrograf. Blokk-utløsningen fungerer på samme måte som i snøskred-modulen, ved at en blokk med angitt høyde blir satt i bevegelse nedover fjellsiden. Hydrografen fungerer annerledes, og bør plasseres i skredløpet der det ikke lenger forekommer erosjon (Deubelbeiss og Graf, 2013). Dette grunnet at skredene her har oppnådd maksimalt volum og maksimal skredhastighet. Ved bruk av hydrograf antas det at skredstrømningen øker meget fort til maksimal strømning, og deretter gradvis avtar mot null. Dette defineres med tre punkter i en tid-strømning-graf, som vist med et eksempel i Figur 4.13. Her defineres totalt volum for skredet, maksimal strømning, Q_1 , skredets maksimale totalhastighet, og tid til maksimal strømning, t_1 . For kanaliserte flomskred er det anbefalt å bruke hydrograf. Løsneområdene legges inn på samme måte som i snøskred-modulen (Bartelt, et al., 2013a).



Figur 4.13: Eksempel på tre-punkts hydrograf. Modifisert fra Bartelt, et al. (2013a)

4.2.2 Empiriske/topografiske modeller

Norem og Sandersen (2014) har videreutviklet Alfa-Beta- og energilinje-modellen fra snøskred til å også gjelde flomskred. For Alfa-Beta-modellen benyttes da 20° -punktet istedenfor 10° -punktet, og ligningen for α er her:

$$\alpha = 0,96\beta - 4,0^\circ \quad (4.53)$$

For energilinje-modellen antas det i 20° -punktet en maksimal hastighet på 10 m/s og en flytehyde på 2 m, som samlet gir en trykk- og hastighetshøyde på 7 m. Det dras da en linje opp vertikalt fra 20° -punktet med en lengde på 7 m, og fra denne dras det en linje nedover i skredbanen. Helningen på denne varierer mellom 0,2:1 ($11,3^\circ$) for flomskred med mye finstoff, til 0,3:1 ($16,7^\circ$) for skred med grove masser. Det er dog ikke videreutviklet en metode å beregne hastighet for flomskred med energilinjer (Norem og Sandersen, 2014).

4.2.3 Fremgangsmåte

4.2.3.1 Numerisk modell, RAMMS

Inngangsparameterne i RAMMS er DTM, løsnemråde, flaktykkelse, friksjonsparametere, og parametere til hydrografen. Det ble benyttet en DTM med 5 m oppløsning.

Friksjonsparameterne ble korrigert ut fra flomskredet som ble observert i Jektevika 29. juli 2016 (se resultat), og ble $\mu = 0,14$ og $\xi = 400 \text{ m/s}^2$.

Plassering av løснеområder var krevende, da det i motsetning til snøskredmodellering ikke eksisterer noen «manual» på hvordan gjøre dette. Med unntak av flomskredløp_02 i Jektevika (se figur 5.13) ble det for alle skredløp derfor plassert utløpsområde på bakgrunn av flyfoto. De ble plassert i øvre del av de synlige skredløpene, med tilsvarende bredde som løpet, og en lengde på ca. 30 meter. Alle løснеområdene ble lagt i områder brattere enn 25° . Bredden på alle skredløpene var ca. lik, rundt 5 m. Dermed får løснеområdene et areal på 30 m^2 . Løsnetykkelsen ble valgt til å være 1 m for alle simuleringene, så de får et volum på ca. 30 m^3 . Alle parametere er valgt ut på henhold av flomskredet som gikk 29. juli 2016 (se 5.2.1.4), på en antakelse om at de avsatte skredmassene i skredløpet tilsvarer de avsatte massene i avsetningen i utløpsområdet. For flomskredløp_02 i Jektevika ble løснеområdet for skredet 29. juli 2016 observert, og dette løснеområdet ble brukt.

Løsneområdet for flomskredsimuleringer med hydrograf bør ifølge Deubelbeiss og Graf (2013) plasseres i skredløpet der det ikke foregår erosjon nedenfor. Ifølge Norem og Sandersen (2014) starter flomskred oppbremsingen når helningsvinkelen blir lavere enn 20° . Det antas derfor at det ikke foregår erosjon nedstrøms for skredbanens 20° -punkt, og løснеområdene for modellering med hydrograf er derfor blitt plassert rett ovenfor dette punktet.

4.2.3.2 Empiriske modeller

For fremgangsmåte for de numeriske modellene henvises det til kapittel 4.1.3.2, hvor fremgangsmåten for den empiriske modelleringen av snøskred forklares. Det er dog noen forskjeller:

I Alfa-Beta-metoden for flomskred benyttes 20° -punktet istedenfor 10° -punktet, og det modelleres ikke med standardavvik.

I energilinje-metoden for flomskred er energihøyden konsekvent 7 m, og helningen på energilinjen er 0,3:1 ($16,7^\circ$) istedenfor 0,4:1 ($21,8^\circ$).

4.3 Feltarbeid og intervjuere

Det ble utført totalt 6 dager med feltarbeid, to dager med intervjuer, og en vinterbefaring. To av feltdagene ble gjort i Nakkedalen, to på Skarmunken, én i Jektevika, og én i Jøvika og Jektevika. Intervjuobjektene var Arnold Hauan, brøytebilfører i Nakkedalen og på Skarmunken i flere tiår, Else og Einar Indrevold, lokalbeboende på Skarmunken, og Kjell Borch, lokalbeboende ved Jektevika. Elsa Indrevold vokste opp på Skarmunken og har bodd der hele livet. Hun er nå pensjonist. Kjell Broch vokste opp på østsiden av Jektevika på

Vindenesodden, og måtte i sin barndom gå gjennom Jektevika på vei til skolen i Jøvika. Han bor fortsatt på Vindenesodden, og driver nå som saue- og hønsebonde. Under intervjuene ble det spurt om skredhistorien, hvor og bår det har gått skred.

Under feltarbeidet ble det fokusert på å finne skredtegn i naturen fra snøskred og flomskred. Hovedsakelig ble det fokusert på tegn på vegetasjonen, som omtalt i 2.2.7, og for flomskred ble det fokusert på å undersøke dreisløp for kjennetegn av flomskred, som omtalt i 2.3.5 (levéer, tegn på erosjon, tegn på vegetasjon). Det ble også gjort vurderinger av eventuelle utløpsområder for snøskred ved å studere terrengruhet, formasjoner, og vegetasjon.

5 Resultat

5.1 Snøskred

5.1.1 Feltarbeid og intervjuer

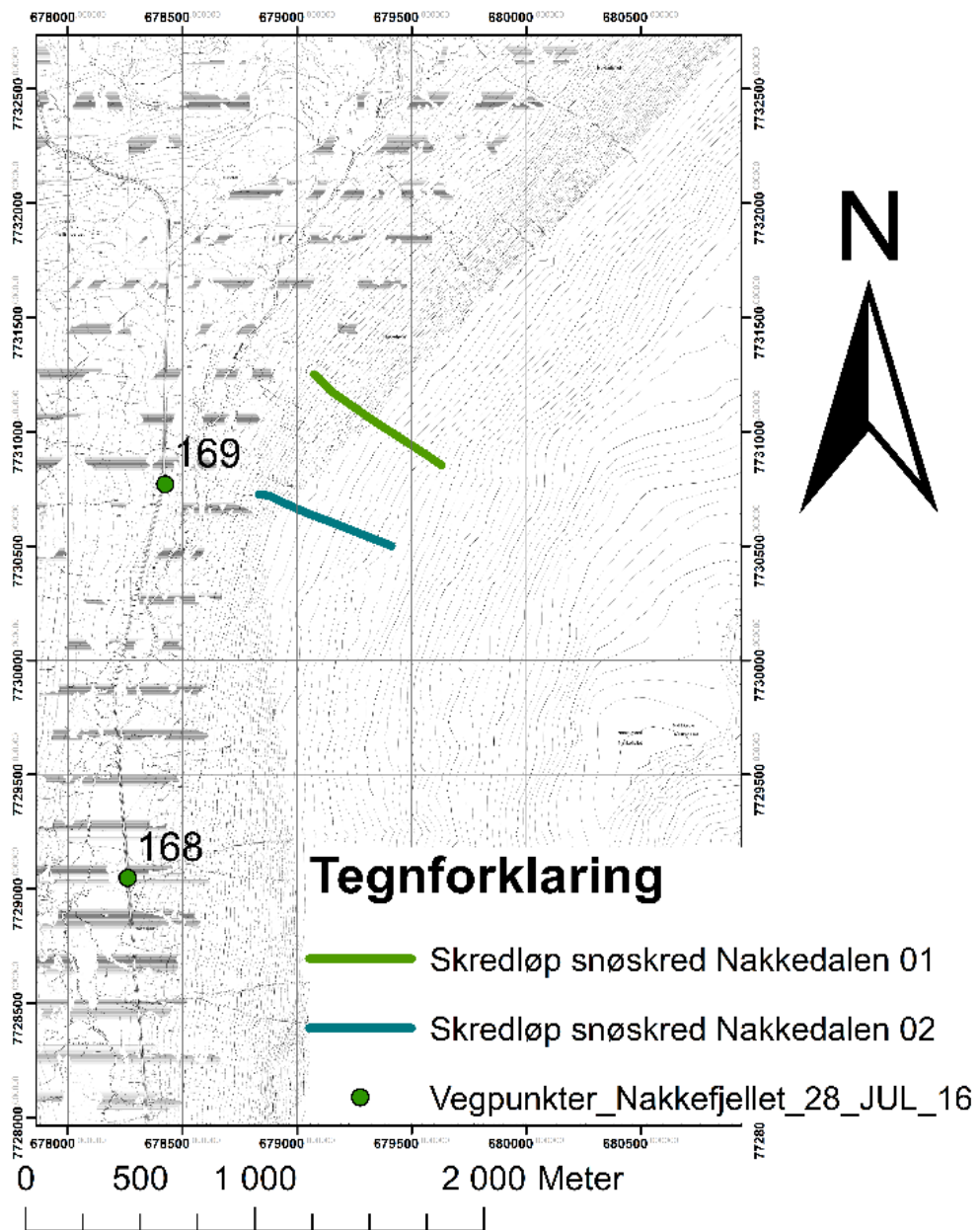
5.1.1.1 Nakkedalen

Det ble utført feltarbeid i Nakkedalen 20. og 22. juli 2017, i tillegg til befaring i bil med lokal Arnold Hauan 28. juli.

Under feltarbeidet ble det funnet to antatte skredløp i skogen, vist i figur 5.1. Figur 5.2 viser et foto av det ene skredløpet.

Under befaringen med Hauan ble det kjørt bil langs fv 51 gjennom Nakkedalen, hvor Hauan bemerket hvor han hadde observert snøskred i løpet av de årene han har jobbet som brøytebilfører. Mellom vegpunkt 168 og 169 (figur 5.1), hvor de mulige tunnelpåhuggene ligger, hadde Hauan aldri observert snøskred under skoggrensen, kun over. Ved vegpunkt 168 hadde han derimot observert snøskred ned til bunnen av fjellsiden. Nord-øst for Skredløp 01 har det også gått skred til dalbunnen ved flere anledninger.

Feltobservasjoner Nakkedalen



Figur 5.1: Feltobservasjoner i Nakkedalen, snøskred.



Figur 5.2: Knekte trær i skredløp snøskred Nakkedalen 01 (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 20.07.16)

5.1.1.2 Skarmunken

Ved Skarmunken ble det utført feltarbeid 29. juni og 21. juli 2016, og vinterbefaring 17. mars 2017. I tillegg ble det utført intervju av to beboere på Skarmunken, Einar og Else Indrevold, og befaring med Arnold Hauan 28. juli. Eiendommen til Hr. og Fru Indrevold er merket med vegpunkt 167 i figur 5.3.

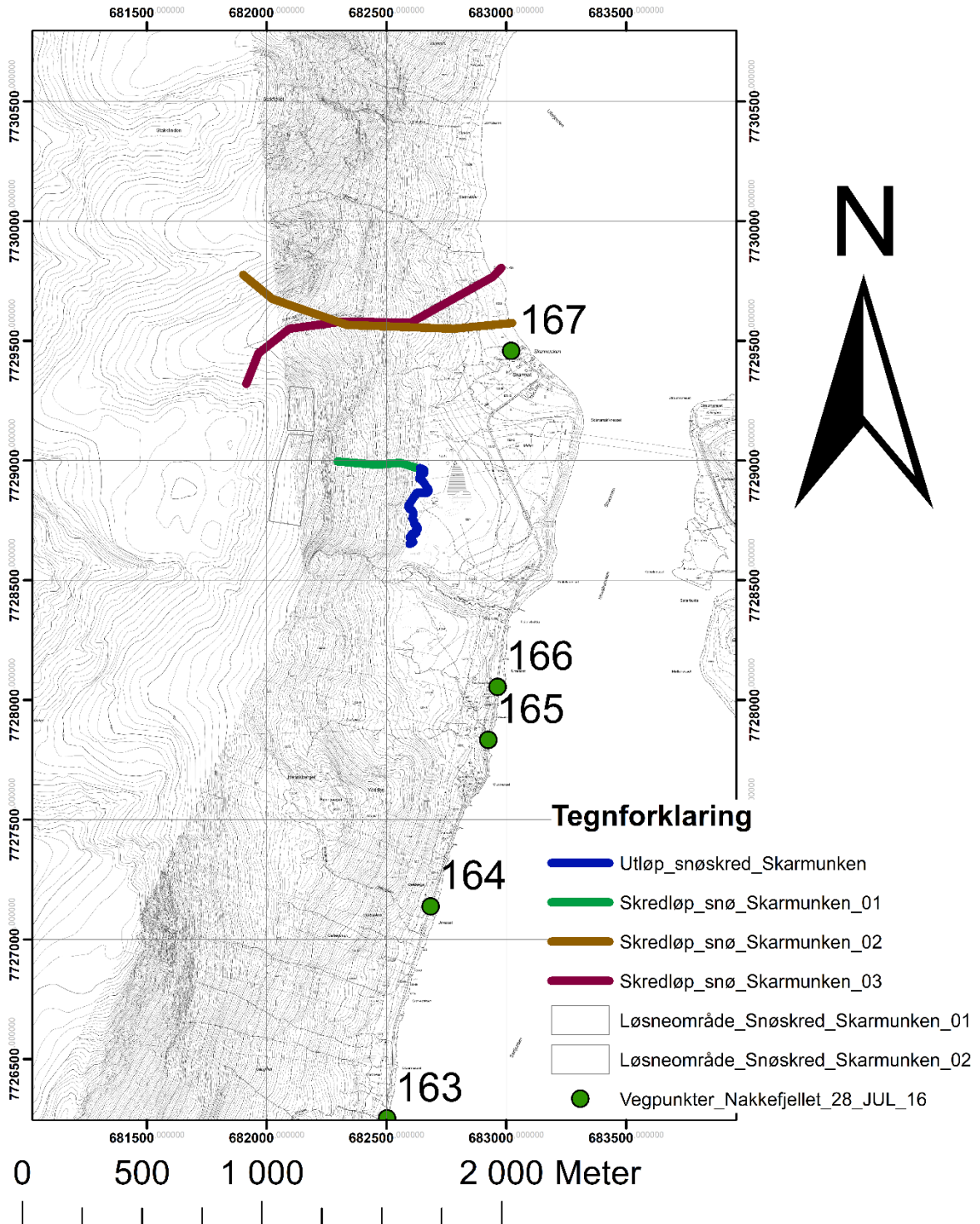
Under feltarbeidet ble det observert ett antatt skredløp (Skredløp_snø_Skarmunken_01), og antatt utløpsområde for tidligere snøskred, begge vist i figur 5.3. Ut fra feltarbeid og vinterbefaring ble det og fastsatt antatte løsneområder for snøskred.

I følge Einar og Else Indrevold har det gått skred til fjorden fra nord- og sørsiden av Storelva, senest i 1997 og 2000. Løpene til disse er vist i figur 5.3, markert som Skredløp_snø_Skarmunken_02 og Skredløp_snø_Skarmunken_03. I 2000 gikk det skred fra nordsiden av Storelva i retning bebyggelsen på Skarmunken, og fulgte gjerdet på eiendommen til Hr. og Fru Indrevold ned til fjorden. De fortalte og om da det gikk skred i 1942 til bebyggelsen, som «flyttet fjøset nedover, mens kjerringa satt og melka kyrne». I området det

vurderes tunnelpåhugg på Skarmunken har de aldri observert store skred, men det har gått mindre «vårskred» (våte løssnøskred).

Befaringen med Hauan ble gjennomført i bil, fra Skarmunken og sørover til Reiervik. Her var det to områder hvor Hauan har observert snøskred; mellom vegpunkt 163 og 164, og mellom 165 og 166. I 2000 gikk det et sammenhengende skred mellom punkt 165 og 166, som ødela 5 hytter. I likhet med Hr. og Fru Indrevold hadde ikke Hauan observert store skred i området hvor tunnelpåhugget vurderes.

Feltobservasjoner Skarmunken



Figur 5.3: Feltobservasjoner på Skarmunken, snøskred

5.1.1.3 Jøvika

I Jøvika ble det utført feltarbeid 02. august 2016. Det ble ikke observert noen pålitelige spor av tidligere snøskred her.

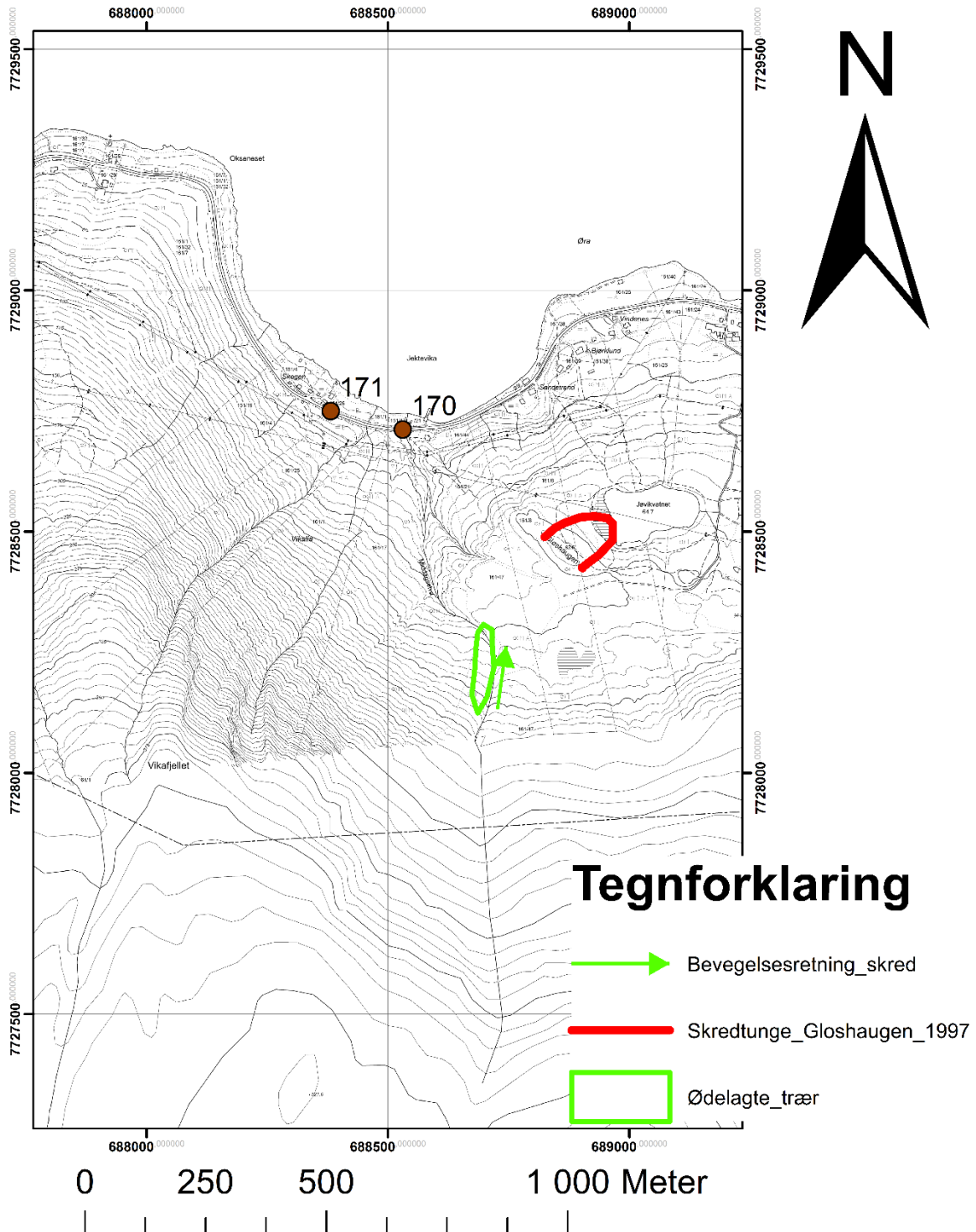
5.1.1.4 Jektevika

I Jektevika ble det utført feltarbeid 28. juni og 2. august 2016, i tillegg til intervju av lokalbeboer Kjell Broch 1. august 2016.

Under feltarbeidet ble det observert ett antatt skredløp inn på et jorde, med flere knekte trær. Et foto av dette vises i figur 2.10.

Ifølge Broch har det gått snøskred ned til fjorden i Jektevika ca. hvert 20. - 30. år, mellom vegpunkt 170 og 171 i Figur 5.4. Disse har løsneområde i nord-vest i Jektevika. Ved vegpunkt 171 har det ifølge Broch «rullet noen snøballer opp på trappa» til huset som ligger der. Broch hadde også observert snøskred i 1997 over Gløshaugen i Jektevika. Dette har han bare observert én gang, og hadde aldri hørt om at snøskred hadde gått så langt før her. Dette skredet hadde løsneområde i sør-øst. Her går det dog ifølge Broch skred ut på jordene ca. hvert 3. – 5. år.

Feltobservasjoner Jektevika



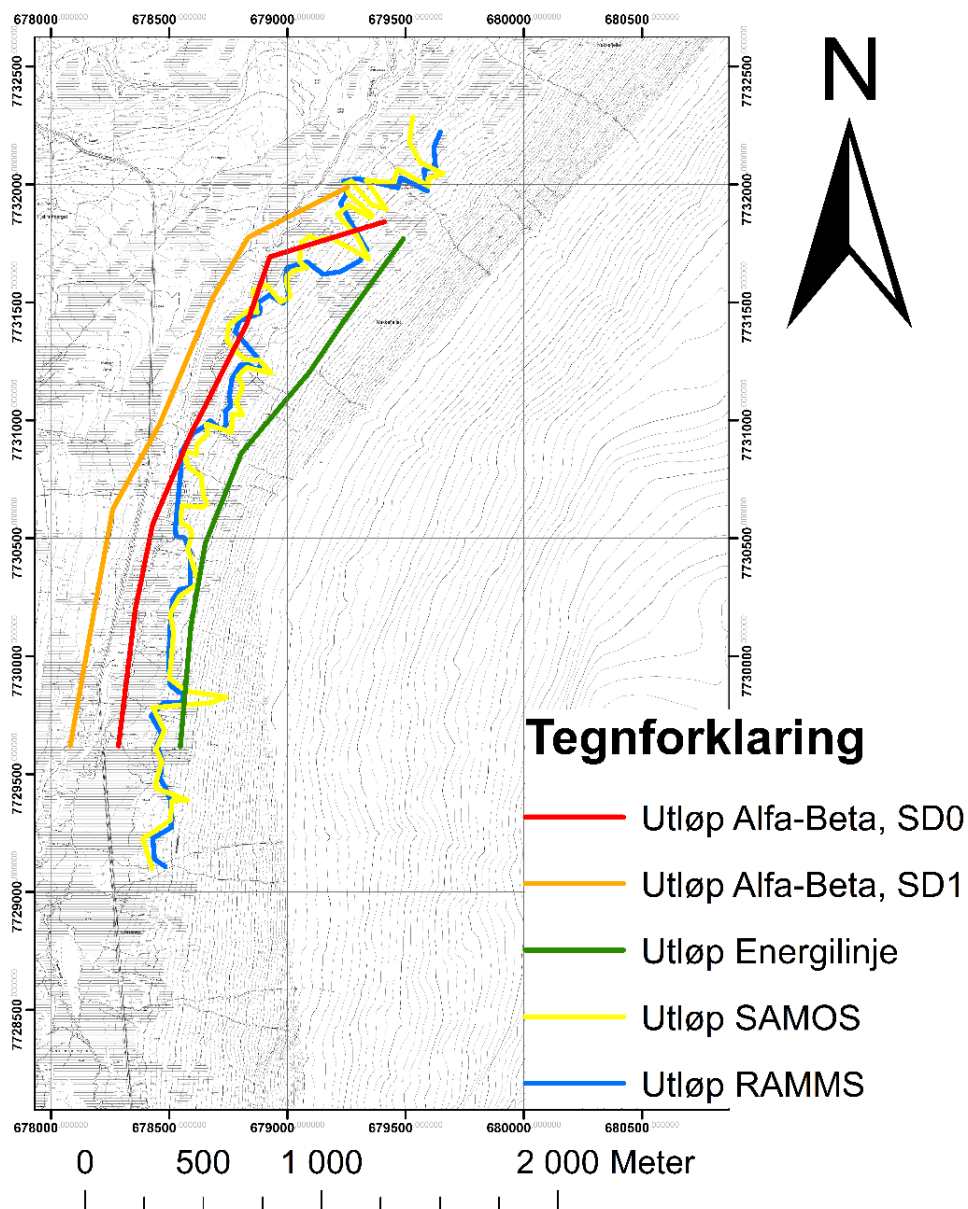
Figur 5.4: Feltobservasjoner i Jektevika, snøskred.

5.1.2 Simuleringer

Figur 5.5, Figur 5.6, Figur 5.7 og Figur 5.8 viser de simulerte utløpslengdene for snøskred i henholdsvis Nakkedalen, Skarmunken, Jøvika og Jektevika fra alle modellene.

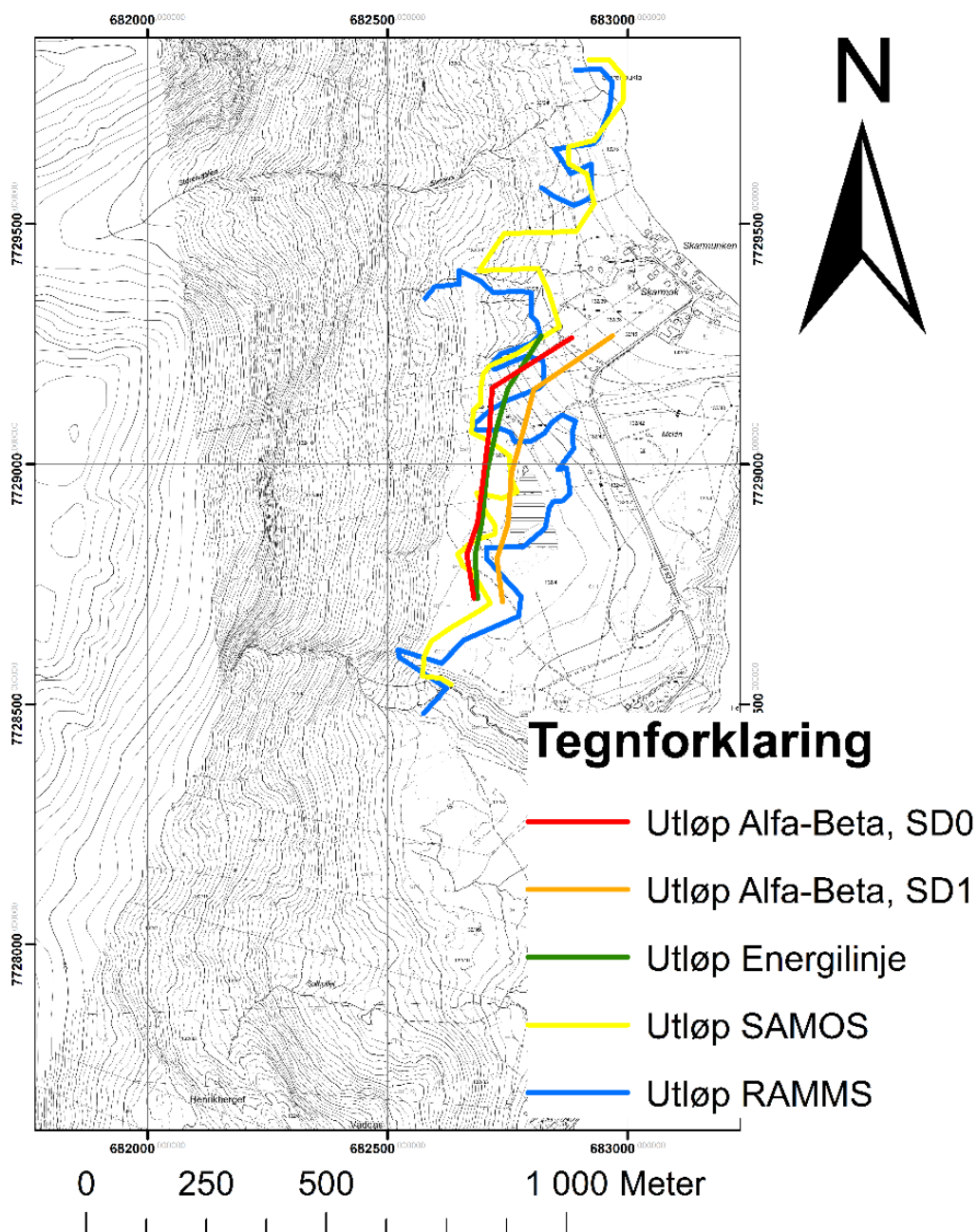
Utløpslengdene for de forskjellige modellene, målt på linjene for de empiriske beregningene, er vist i Tabell 5.1. Resultatene fra hver enkelt modell vises i **X**

Sammenstilling av utløp for snøskred i Nakkedalen fra modellering



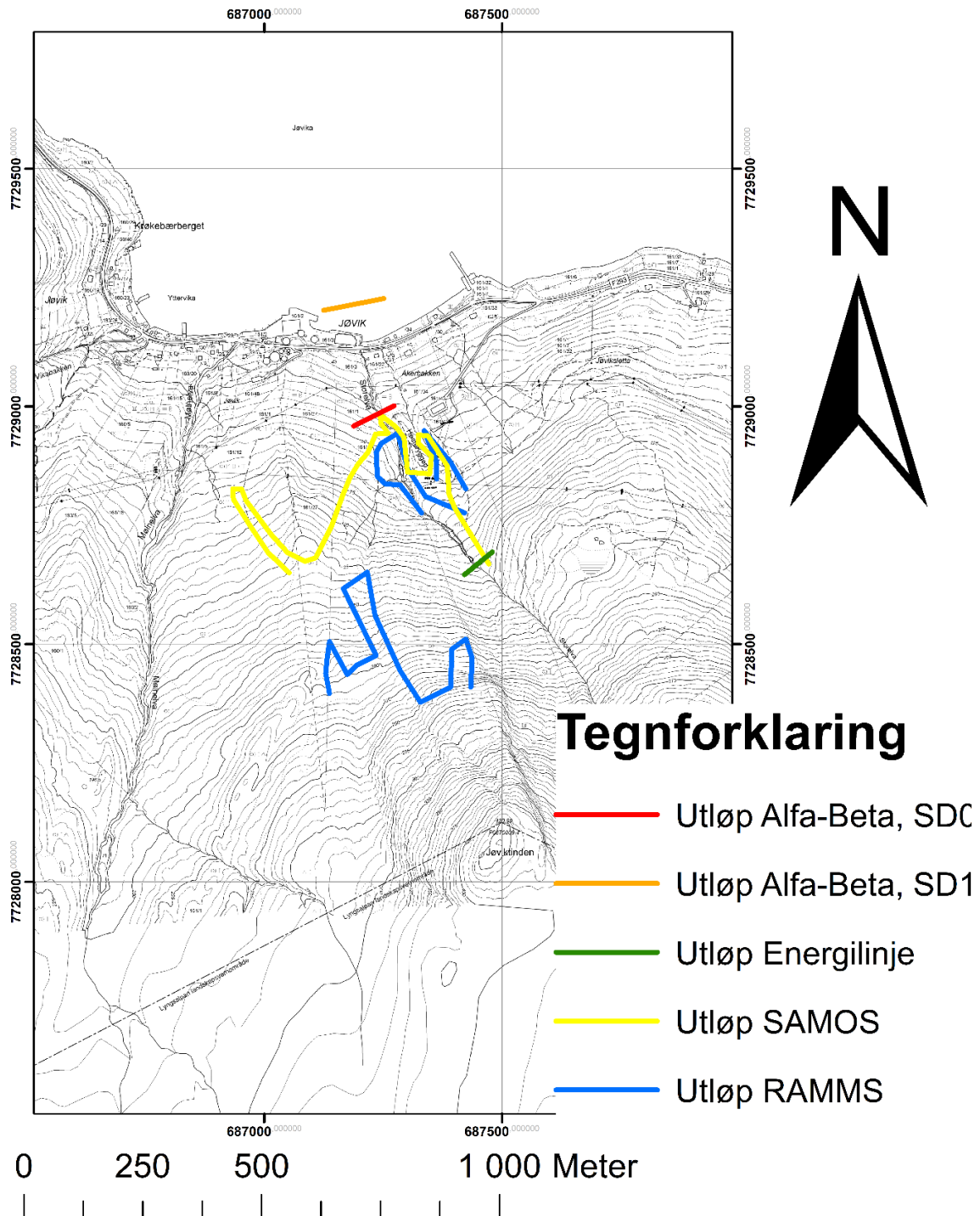
Figur 5.5: Sammenstilling av utløps for snøskred i Nakkedalen fra modellering.

Sammenstilling av utløp for snøskred på Skarmunken fra modellering



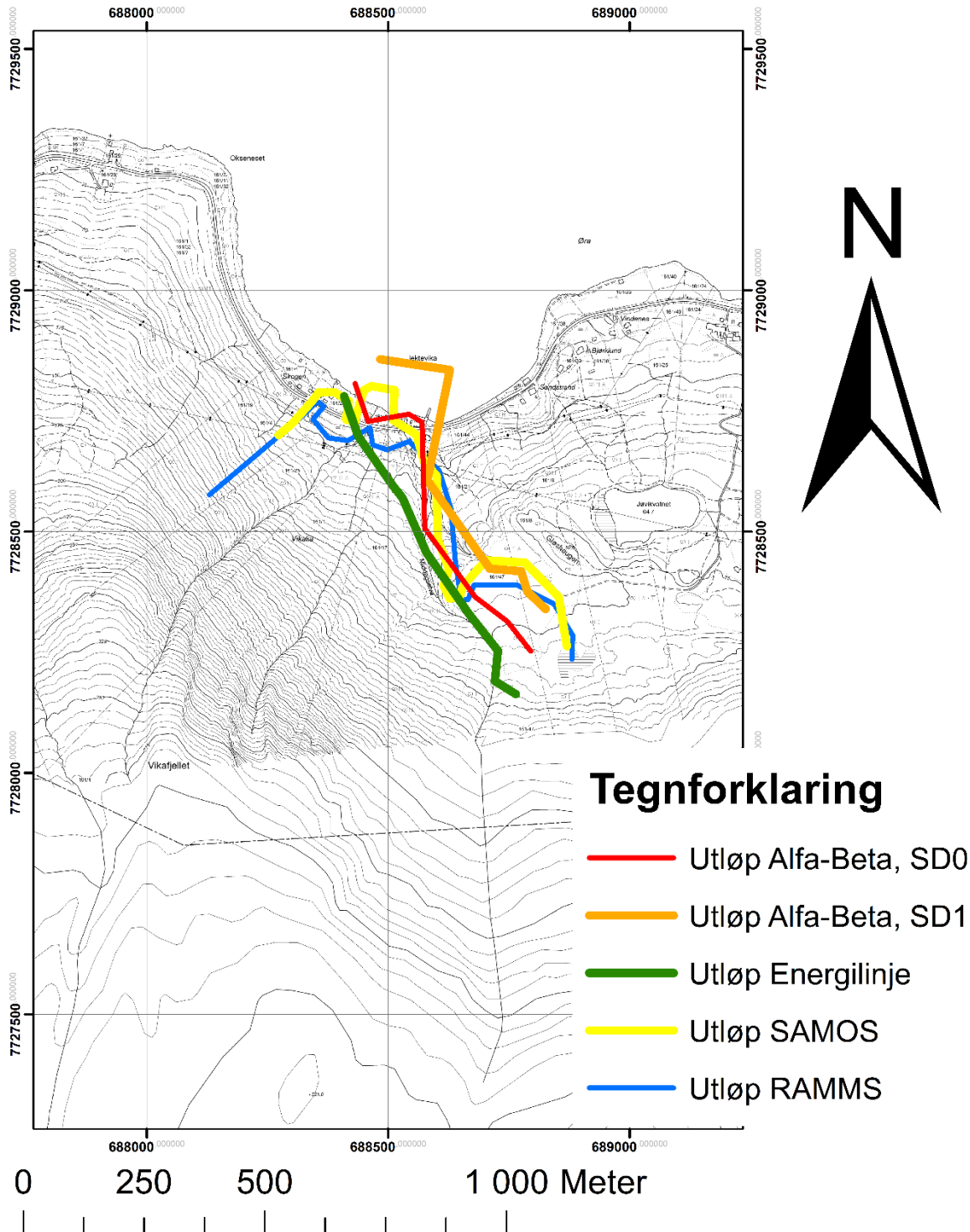
Figur 5.6: Sammenstilling av utløps for snøskred på Skarmunken fra modellering.

Sammenstilling av utløp for snøskred i Jøvika fra modellering



Figur 5.7: Sammenstilling av utløps for snøskred i Jøvika fra modellering.

Sammenstilling av utløp for snøskred i Jektevika fra modellering



Figur 5.8: Sammenstilling av utløps for snøskred i Jektevika fra modellering.

Tabell 5.1: Utløpsposisjon for snøskred fra modellering. Posisjon angitt på linjer brukt til empirisk modellering.

		Utløpsposisjon				
	Linje	Alfa-Beta_SD0	Alfa-Beta_SD1	Energilinje_0,4:1	samos	RAMMS
Skarmunken	Skar_01	787	875	725	749	779
	Skar_02	620	707	652	605	765
	Skar_03	628	700	643	614	784
	Skar_04	644	702	651	674	784
	Skar_05	642	706	652	651	761
	Skar_06	647	708	662	635	685
	Skar_07	648	708	653	665	725
Jektevika	Jekt_01	705	779	651	658	628
	Jekt_02	858	966	676	866	816
	Jekt_03	919	1040	773	875	805
	Jekt_04	677	769	639	750	670
	Jekt_05	605	704	552	731	681
	Jekt_06	636	716	578	629	589
	Jekt_07	733	827	639	853	853
	Jekt_08	809	918	686	937	897
	Jekt_09	583	649	547	577	577
Jøvika	Jov_01	928	1165	524	933	883
Nakkedalen	Nakkedalen_01	1147	1362	1039	1380	1390
	Nakkedalen_02	1129	1253	712	1016	1016
	Nakkedalen_03	1669	1853	1335	1716	1706
	Nakkedalen_04	1619	1760	1391	1570	1560
	Nakkedalen_05	1973	2154	1736	1815	1825
	Nakkedalen_06	1979	2152	1733	1782	1792
	Nakkedalen_07	1983	2189	1722	1818	1838

Tabell 5.2: Beregnede hastigheter fra energilinje-modellen, flyteøyder fra samosBeta, og vollhøyder på veglinjer i Jektevika.

Linje	Nederste veglinje			
	Hast.høy	Hastighet	Flyteøyde	Høyde voll
Jekt_01	11	15	0,5	12,5
Jekt_02	3	8	1	5
Jekt_03	NA	NA	NA	NA
Jekt_04	29	24	4	34
Linje	Midtre veglinje			
	Hast.høy	Hastighet	Flyteøyde	Høyde voll
Jekt_01	14	17	0,5	15,5
Jekt_02	8	13	3	12
Jekt_03	6	11	0,5	7,5
Jekt_04	34	26	3	38
Linje	Øvre veglinje			
	Hast.høy	Hastighet	Flyteøyde	Høyde voll
Jekt_01	24	22	1	26
Jekt_02	25	22	4	30
Jekt_03	17	18	0,5	18,5
Jekt_04	47	31	2	50

5.2 Flomskred

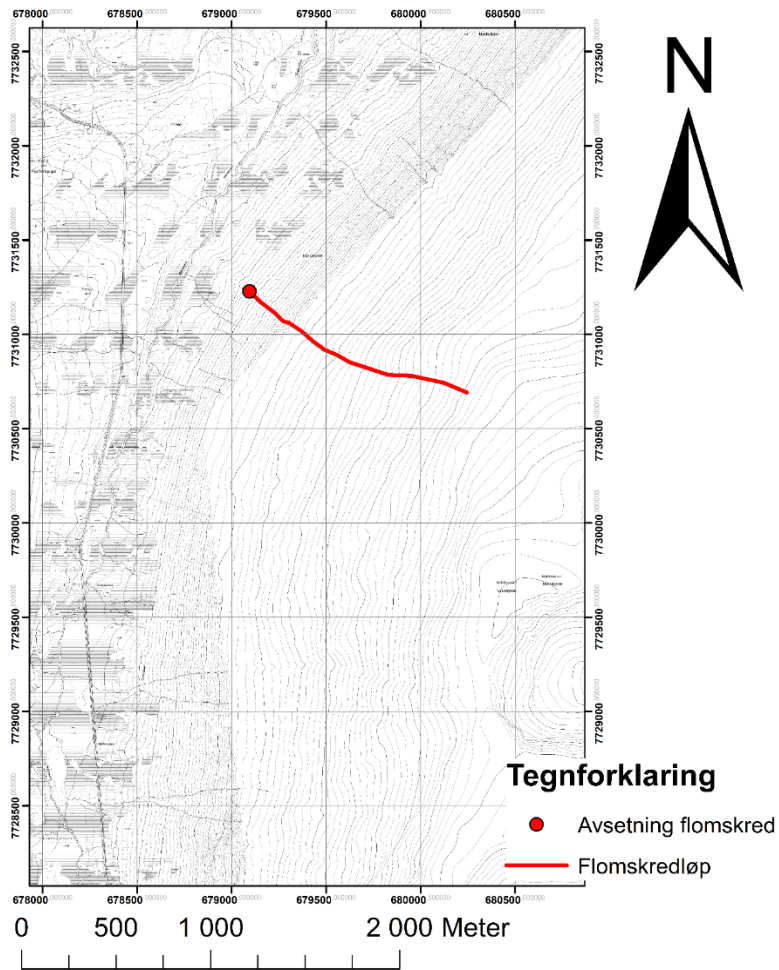
5.2.1 Feltarbeid og intervjuer

5.2.1.1 Nakkedalen

Under feltarbeidet i Nakkedalen ble det funnet ett antatt flomskredløp, med antatt avsetning fra flomskred. Begge er vist i figur 5.9, og et foto av avsetningen er vist i figur 5.10.

Arnold Hauan hadde aldri observert flomskred fra veien.

Feltobservasjoner Nakkedalen, flomskred



Figur 5.9: Feltobservasjoner i Nakkedalen, flomskred.



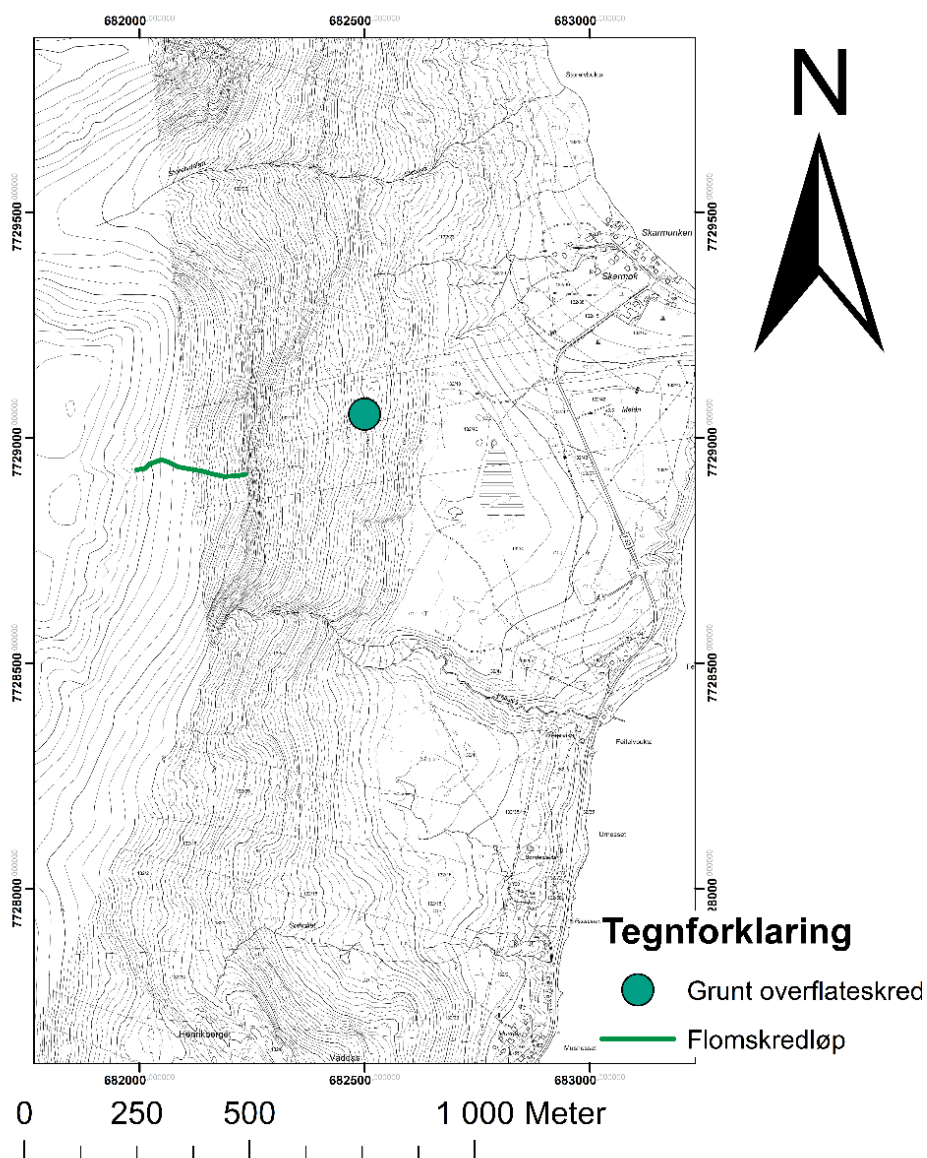
Figur 5.10: Antatt avsetning fra flomskred i Nakkedalen. (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 20.07.16)

5.2.1.2 Skarmunken

På Skarmunken ble det funnet ett antatt flomskredløp (figur 5.12), og spor av et grunt overflateskred, begge vist i figur 5.11. Det grunne overflateskredet hadde en dybde på ca. 20 – 30 cm, en bredde på ca. 10 m, og en lengde på ca. 10 m. Avsetningene ble funnet ca. 40 m nedenfor.

Herr og Fru Indrevold hadde ikke observert flomskred på Skarmunken, heller ikke Hauan.

Feltobservasjoner Skarmunken, flomskred



Figur 5.11: Feltobservasjoner på Skarmunken, flomskred



Figur 5.12: Antatt flomskredløp på Skarmunken (foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 21.06.16)

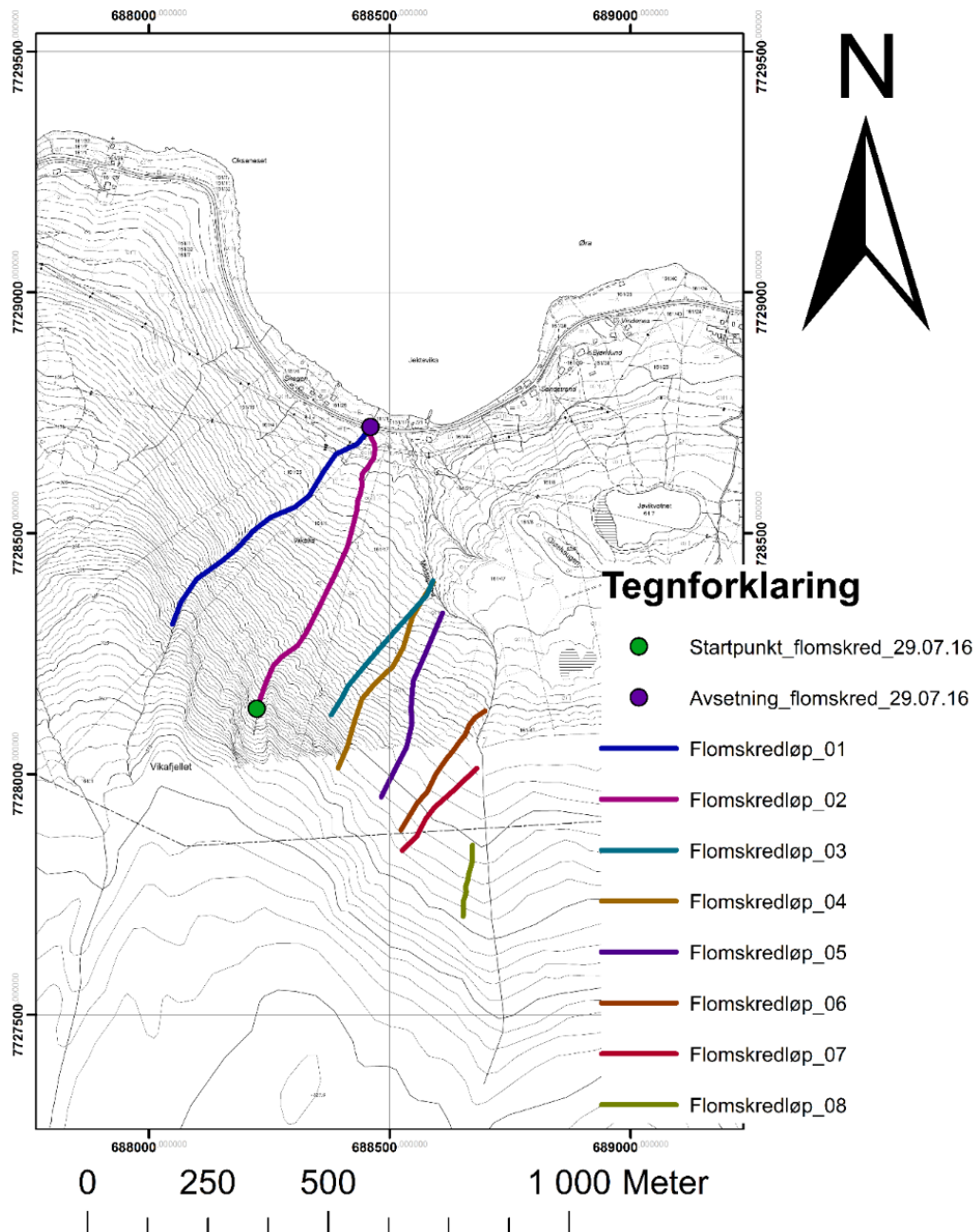
5.2.1.3 Jøvika

I Jøvika ble det ikke funnet tegn til flomskred eller sørpeskred.

5.2.1.4 Jektevika

I Jektevika gikk det et flomskred 29. Juli 2016, mens artikkelforfatteren var i området. Skredets avsetning var ved FV293 (figur 5.14, og hadde et volum på ca. 5-15 m³. Det ble også avsatt masser langs løpet for skredet, med et uvisst volum. Skredløpet (Flomskredløp_02), avsetningsposisjon og antatt startpunkt er vist i figur 5.13. I tillegg til dette ble det funnet ett annet ferskt skred, i flomskredløp_06 i figur 5.13, og flere eldre skredløp. Totalt ble det observert 8 antatte flomskredløp.

Feltobservasjoner Jektevika, flomskred



Figur 5.13: Feltobservasjoner i Jektevika, flomskred.



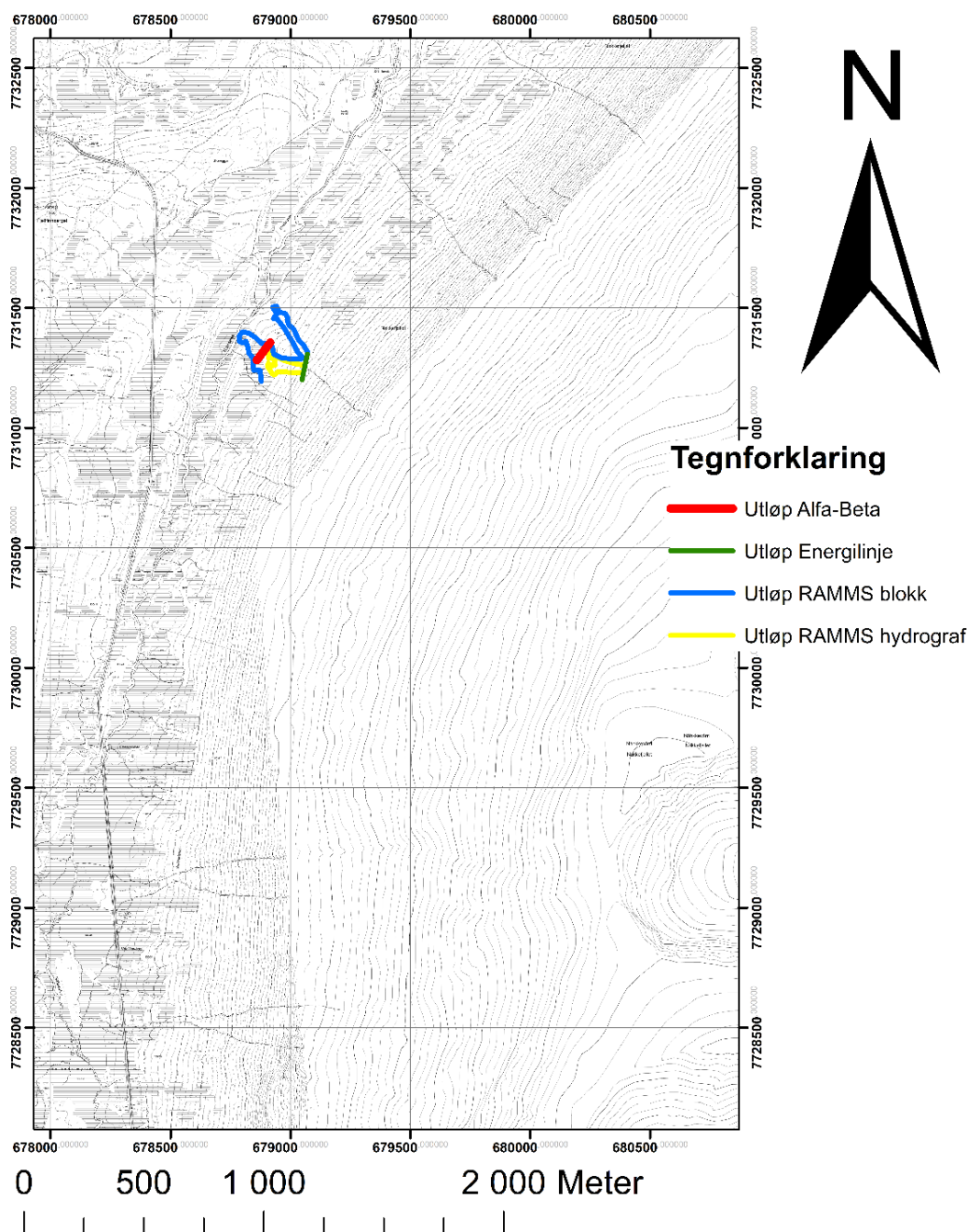
Figur 5.14: Avsetning flomskred med stort innhold av finstoff. (Foto: Knut Ivar Lindland Tveit, 02.08.16)

5.2.2 Simuleringer

Figur 5.15, figur 5.16, figur 5.17 viser de simulerte utløpslengdene for flomskred i henholdsvis Nakkedalen, Skarmunken, Jøvika og Jektevika fra alle modellene.

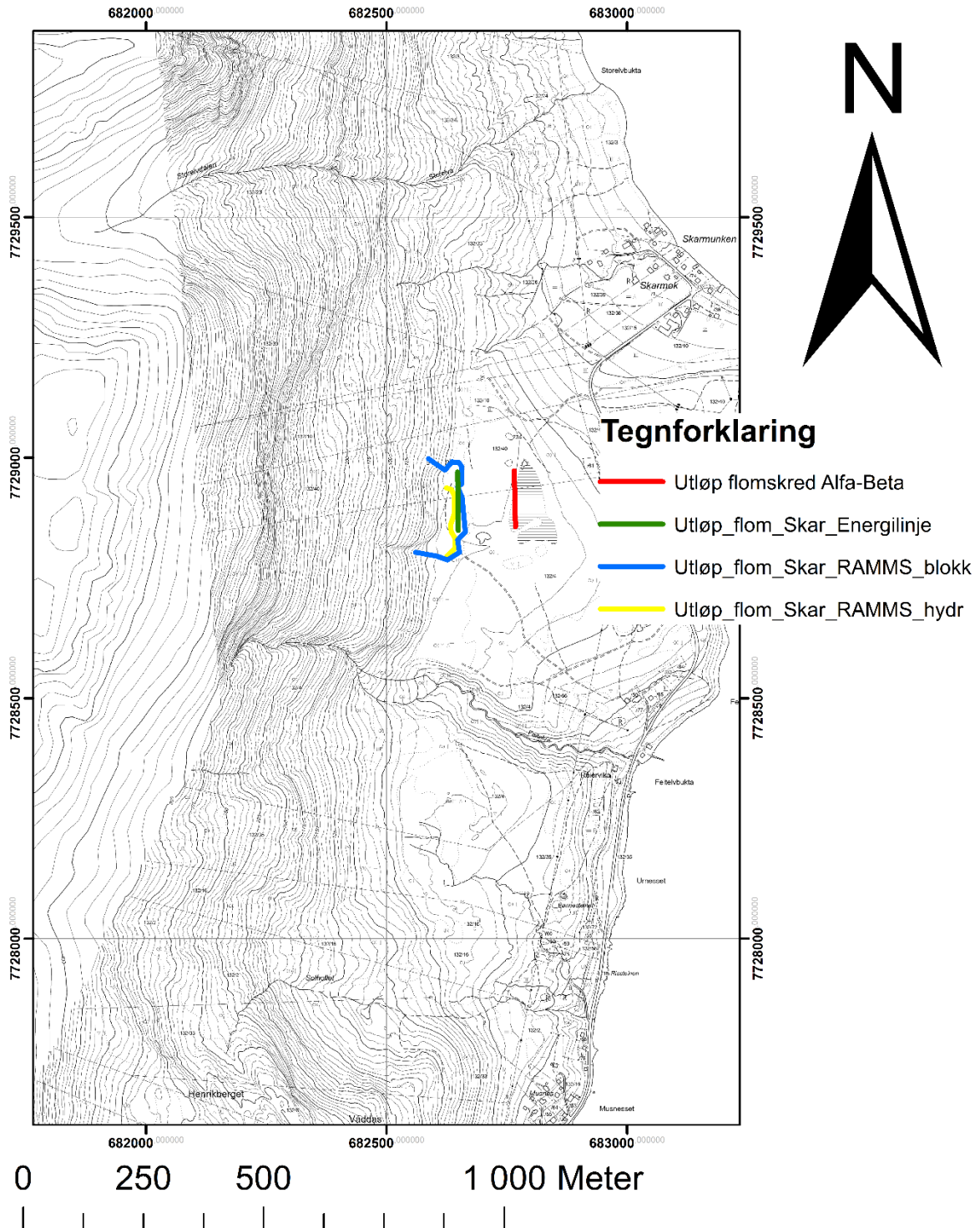
Utløpslengdene for de forskjellige modellene, målt på linjene for de empiriske beregningene, er vist i tabell 5.1. Resultatene fra hver enkelt modell vises i tabell 5.3

Sammenstilling av utløp for flomskred i Nakkedalen fra modellering



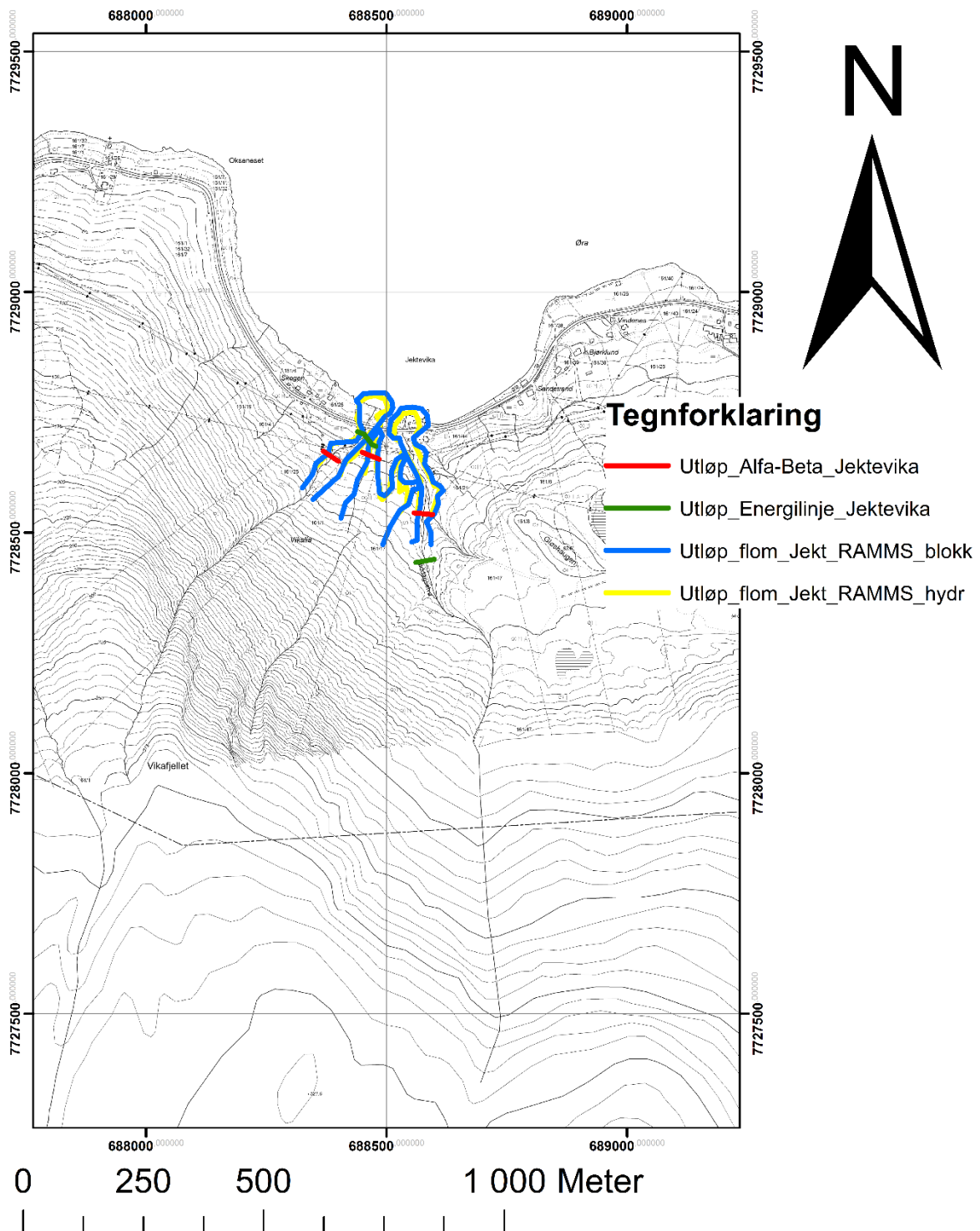
Figur 5.15: Sammenstilling av utløp for flomskred i Nakkedalen fra modellering.

Sammenstilling av utløp for flomskred på Skarmunken fra modellering



Figur 5.16: Sammenstilling av utløp for flomskred på Skarmunken fra modellering.

Sammenstilling av utløp for flomskred i Jektevika fra modellering



Figur 5.17: Sammenstilling av utløp for flomskred i Jektevika fra modellering.

Tabell 5.3: Utløpslengde for flomskred fra modellering. Lengde angitt på linjer brukt til empirisk modellering, antatt startposisjon brukt i Alfa-Beta på alle målingene.

		Utløpslengde			
	Linje	Alfa-Beta	Energilinje	RAMMS_hydrograf	RAMMS_blokk
Skarmunken	Skar_01	768	649	642	662
Jektevika	Jekt_01	491	573	655	665
	Jekt_02	591	606	661	621
	Jekt_03	455	430	760	770
	Jekt_04	504	457	778	768
	Jekt_05	617	511	840	810
	Jekt_06	511	396	1000	980
	Jekt_07	399	269	1010	1000
	Jekt_08	475	327	1055	335
Nakkedalen	Nakkedalen_01	1455	1270	1426	1576

5.3 Sørpeskred

Det ble ikke funnet noen tegn etter sørpeskred i naturen, og ingen av intervjuobjektene hadde observert sørpeskred i området.

6 Diskusjon

6.1 Bruk av modeller

Modellene som blir brukt i denne oppgaven er som navnet tilsier nettopp modeller. Det er derfor viktig å presisere at dette er hjelpemidler, som ikke erstatter feltarbeid og kunnskap og erfaring om snø- og flomskred. Dette presiseres av både McClung og Schaerer (2006) og Prokop (2016)

6.1.1 Dynamiske vs. Empiriske modeller

Et stadig tilbakevendende spørsmål angående skred-modellering er hvorvidt de enkle, og ikke minst helt gratis, empiriske metodene er tilstrekkelig nøyaktige i forhold til de dynamiske og numeriske modellene.

En fordel med de empiriske/topografiske metodene er at det er få inngangsparametere. I alfa-beta-metoden (4.1.2.1) er det kun utløsningspunktet og skredbanen som må defineres. Energilinje-metoden krever litt mer da helningen i utløsningsområdet og skredløpet har betydning for utregningen av terminalhastigheten. Dette forenkler bruken av metodene, og minimerer muligheten for å gjøre feil ved bruk av dem. Alle modellene krever dog at brukeren spesifiserer skredbanen, så de må utføres av personer med kunnskap om skredbevegelse så skredbanen blir angitt riktig.

En mangel ved alfa-beta-metoden og den statistiske og geometriske metoden er at de ikke har noen funksjon for å modellere hastighet eller flyte høyde i skredbanen, som ofte er ønskelig å utføre i forhold til valg av sikring av f.eks. en vei. Dette er dog mulig å gjøre med energilinje-metoden.

Med alfa-beta-metoden er det heller ikke mulig å modellere skred med forskjellige returperioder, som er ønskelig hvis kravet til returperiode ikke er tilsvarende den returperioden metoden gir. Dette er mulig å gjøre i energilinje-metoden ved å endre helningen på energilinjen (Håland, et al. (2015) bruker 0,35:1 istedenfor 0,4:1 for lengre returperioder), men det er ikke angitt hvilken helning som skal brukes for hvilken returperiode så dette må utføres med forsiktighet. Den statistiske og geometriske metoden gir også mulighet for å variere returperioden ved å variere konfidensintervallet. Her er det dog det samme problemet som i energilinje-modellen ved at det ikke er angitt en sammenheng mellom returperiode og konfidensintervall, så dette må også utføres med forsiktighet.

En siste begrensning med de topografiske/empiriske modellene er at de kun modellerer skredbanen i to dimensjoner, som en linje, i motsetning til noen av de numeriske modellene (RAMMS og samosAT) som modellerer skredbevegelsen i et tre-dimensjonalt terreng.

De dynamiske modellene tar alle utgangspunkt i friksjonsfaktorer, så disse må angis. De har alle flere inngangsparametere, så mulighetene for å gjøre feil vil være større enn i de empiriske modellene. Ifølge Håland, et al. (2015) er det også en problemstilling ved de numeriske modellene at en kan «bestemme» hvor skredene skal stoppe ved å endre på inngangsparametere, så det bør benyttes objektive kriterier og stilles krav til kunnskap og erfaring hos brukeren. Modellene skilles på antall dimensjoner, hvor noen (Voellmy, Voellmy-Salm, NIS, Savage-Hutter, AVAL-1D) kun modellerer i én dimensjon langs en linje, mens de andre (samosAT og RAMMS) modellerer i to eller tre dimensjoner i et tre-dimensjonalt terreng. Modelling i et tre-dimensjonalt terreng vil være en fordel da skredets bredde kan implementeres bedre, i tillegg til at endring av skredløp (som diskutert i 2.2.4.3) kan anses.

De numeriske modellene RAMMS og samosAT er kommersielle produkter, hvor en må kjøpe lisens for å bruke. Disse kan være kostbare å anskaffe, så det må vurderes opp mot viktigheten av nøyaktighet i kartleggingen om disse bør kjøpes inn og brukes.

6.1.2 Dynamiske modeller

6.1.2.1 Voellmy og Voellmy-Salm

Voellmy-modellen var den første dynamiske modellen som ble utviklet, og mange av modellene (Voellmy-Salm, AVAL-1D, Savage-Hutter og RAMMS) tar utgangspunkt i denne modellen. Voellmy-Salm-modellen var mye brukt i blant annet alpene fra 1955 fram til AVAL-1D kom ut i 2002 (Christen, et al., 2002b), som så ble mer eller mindre erstattet av RAMMS i 2010 (Sauer Moser, et al., 2015). Voellmy-Salm-modellen var godt likt ettersom den var enkel å bruke, og krevde relativt få inngangsparametere. Den fikk dog kritikk for å over-simplifisere skredbevegelsen (Christen, et al., 2002b), og for å gi for lave skredhastigheter og urealistiske avsetningshøyder (Sauer Moser, et al., 2015).

6.1.2.2 NIS-modellen

NIS-modellen anser skredmassen som et granulært kontinuum med indre friksjon og deformasjon, i motsetning til Voellmy-Salm-modellen som beregner skredbevegelsen som et massepunkt og kun anser de ytre kreftene på skredmassen. Dette tilsier at NIS-modellen burde modellere skredbevegelsen bedre enn disse, som ifølge Lied og Kristensen (2003) stemmer. I

deres analyse fikk dog NIS-modellen dårligere korrelasjonskoeffisient enn alfa-beta-metoden. Modellen ble også undersøkt for bruk i Canada av Jamieson og Stethem (2002), som også konkluderte med at alfa-beta-metoden ga bedre utløpslengder. NIS-modellen er etter forfatterens oppfatning lite i bruk til modellering direkte, men er en av modellene AVAL-1D baserer seg på (Christen, et al., 2002b).

6.1.2.3 Savage-Hutter og samosAT

Savage-Hutter-likningene er utviklet generelt for granulære strømminger, hvor de blant annet kan brukes til snøskred (kapittel 4.1.1.4). De kan anses som en utvidelse av Voellmy-modellen. Som NIS-modellen anser også Savage-Hutter-likningene skredmassen som et kontinuum, kontra et massepunkt. Aktive og passive spenningsforhold er også tatt med i betraktning. Likningene er meget allsidige, da de kan modellere forskjellige granulære strømminger, men krever avanserte numeriske beregninger og er etter forfatterens oppfatning lite i bruk til direkte modellering av snøskred. Dog er Savage-Hutter-teorien basisen i modelleringsprogrammet samosAT.

samosAT brukes til skredfarekartlegging i blant annet Østerrike og Tyrol, men er til forfatterens forståelse lite brukt i Norge. Dens største fortrinn i forhold til det andre 2-dimensjonale modelleringsverktøyet RAMMS er at det er mulig å modellere snøskydelen. Dette er spesielt nyttig for å modellere store skred med lang returperiode, men kan være unødvendig for å modellere små skred med lav returperiode. I en sammenlikning av modelleringsmodeller utført av Sauermoser og Illmer (2002) som inkluderte alfa-beta-metoden, AVAL-1D og samos ble det konkludert at samos var den viktigste modellen, ettersom store skred med pudderskydel er de mest ødeleggende skredhendelsene. Denne artikkelen ble dog utgitt i 2002, altså før oppdateringen til samos og før RAMMS ble utgitt.

Det er som sagt lite erfaring med bruk av samosAT i Norge, og modellen ble heller ikke inkludert i Håland, et al. (2015) sin sammenlikning av modelleringsverktøy. Det er derfor vanskelig å uttrykke nøyaktigheten til modellen angende hastighet og utløpsdistanse. Modellen har dog fått kritikk for utilstrekkelig modellering av saltasjonslaget, problemer med simulering i skog, og usikker nøyaktighet i Savage-Hutter-teorien (Prokop, 2016).

6.1.2.4 AVAL-1D og RAMMS::AVALANCHE

AVAL-1D modellerer snøskred i en dimensjon, i et 2-dimensjonalt terreng. Modellen har dermed ikke fordelene til de 2- og 3-dimensjonale modellene samosAT og RAMMS som kommer av det. De beregnede hastighetene blir høyere enn i Voellmy-Salm-modellen, og

dermed også mer riktig ettersom Voellmy-Salm-modellen er kritisert for å beregne for lave hastigheter. På grunn av manglende mulighet til å inkludere medrivning av snø i skredløpet kan avsetningshøydene bli for lave (Sauermoser, et al., 2015). Som tidligere nevnt er RAMMS en direkte videreutvikling av AVAL-1D, så sistnevnte er i lite bruk per dags dato. En fordel AVAL-1D dog har i forhold til RAMMS er muligheten til å modellere puddersnøskred, noe som ikke er mulig i RAMMS.

RAMMS er en mye brukt modell for snøskredsimuleringer, og brukes i Norge av blant andre Statens Vegvesen (Håland, et al., 2015). Den er som sagt basert på Voellmy-modellen, som er en mye brukt modell innen skredsimulering. Sånn sett kan RAMMS ha en fordel kontra samosAT, som baserer seg på Savage-Hutter-modellen som det er mindre erfaring med.

I den første utgaven av RAMMS var det ikke mulig å inkludere kohesjonen i simuleringen, og heller ikke medrivning av snø i skredløpet. I den nyeste utgaven er dette blitt mulig, samt effekter av undulasjoner i terrenget og bedre inkludering av effekten av trær i skredbanen, som har forbedret modellen. Kohesjonen er dog uvesentlig for store skred, og kan ofte settes lik null ifølge Håland, et al. (2015). En annen fordel med RAMMS er muligheten til å variere friksjonsparameterne med høyde. I Håland, et al. (2015) sin sammenlikning av modelleringsverktøy ble det forsøkt å endre på høydegrensene i forhold til skoggrensen i Norge, siden den er lavere enn i alpine hvor RAMMS er utviklet. De fant at med denne justeringen gav RAMMS de mest nøyaktige utløpslengdene. Angående hastigheten fant de dog at RAMMS beregnet for lavt energitap i utløpsområdet, som fører til for høye hastigheter. Ut fra det ble det ikke anbefalt å bruke RAMMS direkte til å beregne sikringstiltak, som f.eks skredvoller. Ved å inkludere kohesjonen mener dog Håland, et al. (2015) at energitapet vil bli høyere, så modellen gir en mer realistisk hastighet i utløpsområdet.

6.1.2.5 RAMMS::AVALANCHE vs. samosBeta

RAMMS::AVALANCHE og samosBeta bygger på den samme grunnleggende teorien fra Voellmy, hvor samosBeta bruker teoriene utarbeidet av Savage og Hutter (1989), mens RAMMS bygger på videreutviklingen av Voellmy-modellen utarbeidet av Salm i 1966 (Sauermoser, et al., 2015).

En av de mest vesentlige forskjellene på RAMMS og samosBeta er friksjonsparameterne. RAMMS bruker to parametere, μ og ξ , som kan velges til å variere med hensyn på returperiode, høyde og terrengformasjoner, eller holdes konstante i simuleringen. SamosBeta

benytter seg også av den hastighetsuavhengige friksjonsfaktoren μ , i tillegg til en fluidiseringsfaktor og empiriske faktorer. Disse er konstante i hele simuleringen.

Som sagt er det mulig i RAMMS å definere friksjonsfaktorene ut fra returperiode, noe som ikke er mulig i samosBeta. Dermed baseres returperioden i samosBeta kun på flaktykkelse. Dette kan dog være mer realistisk, da forskjeller i returperiode for snøskred er forbundet med forskjell i skredvolum. Det er derfor diskutabelt hvor korrekt det er å benytte seg av returperiode-avhengige friksjonsvinkler i RAMMS (personlig kommunikasjon med medveileder Øyvind S. Hellum, Statens Vegvesen, mars 2017).

Det ble observert noen forskjeller i beregnede utløpslengder fra RAMMS og samosBeta. I Nakkedalen var det små forskjeller, mens RAMMS beregnet lengst utløpslengder på Skarmunken, mens samosBeta beregnet lengst utløpslengder i Jøvika og Jektevika. Skarmunken er karakterisert med en åpen, jevnt bratt fjellside med brå overgang til flat mark under, mens Jøvika og Jektevika er karakterisert med markerte skredbaner. Ut fra dette virker det som at samosBeta er mer følsom for brå endringer av helningsvinkel, og kanalisering.

6.1.2.6 RAMMS::DEBRIS FLOW

Som diskutert i 4.2.1 er RAMMS::DEBRIS FLOW basert på den samme friksjonsmodellen som RAMMS::AVALANCHE, med de samme friksjonsparameterne. Flomskredmodulen til RAMMS ble utgitt i 2011, og er dermed relativt nytt. I litteratursøket til denne oppgaven ble det funnet lite erfaringer med denne modulen, men før den ble utgitt ble snøskred-modulen forsøkt brukt til flomskredmodellering (Graf og McArde, 2009; Hussin, et al., 2012). De hadde dermed ikke mulighet til å benytte hydrograf-simulering. De fikk allikevel gode resultat, og klarte å gjenskape to flomskred i simuleringene med god nøyaktighet.

I Norge er det lite erfaringer med bruk av RAMMS til flomskredsimuleringer, men det ble utført en masteroppgave ved NTNU av M. Frekhaug i 2015 hvor forskjellige simuleringsverktøy for flomskred ble sammenlignet (RAMMS::DEBRIS FLOW, DAN-3D, FLO-2D, Alfa-Beta, og energilinje-modellen). I denne sammenligningen ble det konkludert med at RAMMS og Alfa-Beta ga de beste resultatene for utløpslengder, og at RAMMS ga realistiske resultater for hastigheten (Frekhaug, 2015).

Ifølge Deubelbeiss og Graf (2013) anbefales det å bruke hydrograf for å simulere kanaliserte flomskred. I denne oppgaven ble det oppfattet som mer krevende å bruke hydrograf, da det kreves flere inngangsparametere (løsningsområde og -dybde, friksjonsparametere, hastighet, strømning, totalt volum, og tid til maks. strømning i hydrografen) enn ved blokkutløsning

(løsneområde og -dybde, og friksjonsparametere). Mangelen på tilgjengelig informasjon om disse parameterne i denne oppgaven førte dermed til at det måtte gjøres mange antakelser for å simulere flomskred med hydrograf. Ut fra de observerte avsetningene ble det antatt et volum på 100 m^3 , og ut fra verdier nevnt av Norem og Sandersen (2014) ble det antatt en hastighet på 10 m/s og en strømming på $15 \text{ m}^3/\text{s}$. Tid til maksimal strømming ble antatt til $1,0 \text{ s}$. Dette ble gjort på bakgrunn av Bartelt, et al. (2013a), slik at hydrografen ble lignende i formen som eksempler vist der. Disse inngangsparameterne ble brukt i all flomskredsimuleringen.

Simuleringene i denne oppgaven viste generelt lite forskjell på resultatene fra hydrograf- og blokk-simulering. Det var generelt liten forskjell i utløpslengde, under 6 % for alle skredløp bortsett fra Jekt_08 og Nakkedalen_01 (prosent av utløpslengden til RAMMS_blokk, tabell 5.3). I Nakkedalen var det en forskjell på 10 %, som utgjorde 150 m, mens det på Jekt_08-løpet var en forskjell på hele 215 %, som utgjorde 720 m. I det sistnevnte løpet viste RAMMS med hydrograf over dobbel utløpslengde i forhold til alle de andre modellene.

6.1.3 Empiriske modeller

6.1.3.1 Alfa-beta-modellen, snøskred

Alfa-beta-metoden er en meget anerkjent metode for å angi utløpslengder, og er mye brukt i Norge av blant andre Statens Vegvesen. Metoden har ifølge Håland, et al. (2015) blitt ansett som den beste metoden for å angi utløpslengder i Norge, og Norem (2014) anbefaler alfa-beta-metoden sammen med energilinjemetoden som en første kontroll ved en skredfarekartegging. I hovedsak er det den enkleste formen av likningen som brukes, hvor utløpsvinkelen kun er avhengig av gjennomsnittlig terrenghelning, gitt ved likning (4.41). Denne metoden har en stor fordel i at den er enkel å bruke, og det må ikke angis friksjonsparametere. Det øker objektiviteten i bruk av metoden, som minsker mulighetene for å gjøre feil.

I analysen til Håland, et al. (2015) ga alfa-beta-metoden med ett standardavvik og energilinjemetoden de mest nøyaktige utløpslengdene av de empiriske modellene som ble brukt (alfa-beta med og uten standardavvik, og energilinje-metoden), men den ga fortsatt dårligere resultater enn den numeriske modellen RAMMS. En ulempe med alfa-beta-metoden er at den er beregnet på skred med lang returperiode. Håland, et al. (2015) angir at den gir fornuftige resultat for skred med returperioder mellom 100 og 300 år. Det vanskeliggjør bruken av alfa-beta-metoden for å modellere skred med lavere returperioder, som ofte er aktuelt ved for eksempel konstruksjon av en veg. En annen ulempe som blir bemerket av

Sauermoser og Illmer (2002) er at modellen er beregnet på langsgående konkave skredbaner, som begrenser mulighetene for å bruke modellen på skredbaner som ikke har denne formen.

6.1.3.2 Energilinje-modellen, snøskred

Energilinje-metoden er en enkel metode å bruke, da det få inngangsparametere som må angis. Det er mulig å modellere skred med forskjellige returperioder ved å endre helningen for energilinjen, som er en fordel ovenfor alfa-beta-metoden hvor dette ikke er mulig. Som nevnt ovenfor kom energilinjemetoden bedre ut enn alfa-beta-metoden uten standardavvik i analysen til Håland, et al. (2015) i henhold til å beregne utløpsdistanser. Det ble dog funnet at denne metoden beregner for lange utløp i skredbaner med brå vinkelendring mellom skredløpet og utløpsområde, så metoden bør benyttes med forsiktighet i slike skredbaner.

Energilinjemetoden har en stor fordel i forhold til alfa-beta-metoden i at den kan brukes til å beregne hastigheten i tillegg til utløpsdistansen. Håland, et al. (2015) fant at den ga høyere terminalhastighet enn de andre metodene for skredbaner med lav høydeforskjell. En vil forvente høyere hastigheter i skredbaner med stor høydeforskjell, som de andre modellene viser bedre, men det er samtidig vist at tørre skred med lav viskositet kan få høye hastigheter selv i skredbaner med lav høydeforskjell. Det ble dermed ikke konkludert hvorvidt energilinjemetoden er mer eller mindre realistisk enn de andre metodene.

6.1.3.3 Energilinje-modellen og Alfa-beta-modellen, flomskred

Både energilinje- og Alfa-Beta-modellen tar kun utgangspunkt i topografien i skredbanen for å modellere utløpslengden. Som nevnt i 2.3.3.2 er det dog flere faktorer som virker inn på utløpslengden, som f.eks grad av kanalisering i utløpsområdet, og variasjoner i flomskreds karakter (granulære vs. turbulente). Det er derfor store usikkerheter om disse metodene kan vise pålitelige resultat.

I sammenligningen av simuleringsverktøy utført av Frekhaug (2015) viste dog Alfa-Beta-modellen gode resultater, og ble anbefalt sammen med RAMMS til å modellere utløpslengder for flomskred.

6.1.4 Valg av parametere

6.1.4.1 Utløsningsområdets lokasjon og dimensjoner, snøskred

I alle de 2- og 3-dimensjonale numeriske modellene må utløsningsområdet defineres. Det tegnes enten direkte inn i programmet, eller legges inn som en shapefil fra et GIS. Plassering og dimensjonering av utløsningsområdet vil ha en effekt på volumet til skredet, og selvsagt hvor skredet beveger seg. Dette er vanskelig å utføre på objektive kriterier, og stiller krav til

kunnskap hos de som utfører det. I de empiriske metodene vil dette være enklere, da det bare er skredbanen og bruddkantens lokasjon som må bestemmes.

Plasseringen av utløsningsområdet kan ofte gjøres fra et historisk perspektiv, ved at lokalbefolkningen har kunnskap om hvor skredene har blitt utløst før (Håland, et al., 2015). I områder uten kunnskap om tidligere skred må det derimot utføres på bakgrunn av objektive parametere, i hovedsak topografiske. Som diskutert i kapittel 2.2.4.2 er terrenghelningen vesentlig for utløsning av snøskred, hvor de fleste skred løses ut ved en helning mellom 30 og 60°, og spesielt mellom 35 og 40°. Det vil da være vesentlig at det valgte utløsningsområdet har en terrenghelning innenfor 30 og 60°.

Som diskutert i kapittel 2.2.4.2 er det også flere andre topografiske forhold som spiller inn på hvor det utløses skred, som karakteristiske formasjoner, eksposisjon, og terrengruhet og vegetasjon. Ut fra disse kan noen lokasjoner utelukkes, for eksempel er det usannsynlig at det utløses skred i tett skog hvor avstanden mellom trærne er mindre enn 5 m (se 2.2.4.2), eller tvers over en ryggformasjon. Parametere som konveksitet kan være behjelpelig på å definere utløsningsområdets bakkant.

Utløsningsområdets dimensjoner kan sies å bestå av lengden og bredden, hvor lengden er avstanden fra bruddkanten til flakets nedre begrensning, og bredden er avstanden mellom den uberørte snøen på hver side. Bredden er ifølge Håland, et al. (2015) den eneste inngangsparameteren som ikke kan bestemmes helt objektivt, så den må bestemmes subjektivt ut fra fagpersonens kunnskap. Dette må bestemmes ut fra terrenganalyse, som diskutert i 2.2.4.2.

Ifølge Sauer Moser, et al. (2015) er det gjennomsnittlige forholdet mellom lengden og bredden 0,5. Ut fra det kan man da angi lengden på utløsningsområdet som halvparten av bredden, hvis bredden er bestemt først. Håland, et al. (2015) tar derimot utgangspunkt i en antakelse om at det meste av vindtransportert snø avsettes i et område med en høyde på 100 m under det punktet hvor virvelstrømmene dannes, som antas å tilsi bruddkantens lokasjon. Derfor blir utløsningsområdet angitt ved å anse 100 m høydeforskjell under bruddkanten. For begge disse metodene må det dog presiseres at terrenghelningen må være mellom 30 og 60° i hele utløsningsområdets lengde.

6.1.4.2 Snødybde

I alle de 2- og 3-dimensjonale dynamiske modellene må også snødybden presiseres. Den vil spille inn på volumet for skredmassen, og slik ha påvirkning på maksimal hastighet og

utløpslengde. Det er i hovedsak to metoder som brukes til å angi dette, hvor den ene kun er basert på terrenghelningen i utløsningsområdet mens den andre også tar hensyn til klimatiske forhold. I denne oppgaven brukes den førstnevnte metoden, som er forklart i 4.1.3.1.

Denne metoden er brukt av Håland, et al. (2015) til valg av snødybde i deres sammenlikningsprosjekt av modelleringsverktøy for norske forhold. En fordel med denne metoden er at den kun er avhengig av terrenghelningen, kohesjonen og tettheten til snøen, noe som gjør den enkel å bruke også i områder med lite kunnskap om skredhistorien.

En antakelse for metoden diskutert ovenfor er at snøen er homogen. Som diskutert i 2.2.5.1 er derimot som oftest ikke dette tilfellet, da snødekket som oftest består av flere lag med forskjellige egenskaper, hvor snøskred som oftest initieres ved brudd i svake lag i snødekket. Dette er dog vanskelig å inkludere i et valg av snødybde i simulering, da skredvurderingene utføres i et perspektiv over flere år, avhengig av valgt returperiode, og disse svake lagene kan opptre ved flere forskjellige dybder.

Som diskutert i 2.2.6 vil også klimatiske forhold, som vil variere mellom forskjellige områder, påvirke størrelse og frekvens for skred. I metoden beskrevet ovenfor vil ikke dette tas med i konsiderasjon, hvor to like bratte fjellsider i områder med forskjellige klimatiske forhold vil få samme snødybde i modelleringen. Dette er en svakhet med denne metoden, da en kan anta at skred med tilsvarende returperioder i for eksempel et maritimt og kontinentalt klima vil ha forskjellig snødybde.

I alpene benyttes en annen, mer avansert, metode for å angi snødybde, utviklet av Salm, et al. (1990). I denne metoden legges det mer vekt på klimatiske forhold, hvor det hentes inn data fra værstasjoner i området. I denne metoden finnes snødybden ved fire forskjellige faktorer:

- Akkumulert snø 3 siste døgn som funksjon av returperioden
- Høydekorreksjon
- Pålagring av vindtransportert snø
- Korreksjon fra helningsvinkelen i utløsningsområdet

Denne metoden har en fordel i forhold til den første metode, ved at den tar for seg klimaforhold og dermed burde denne metoden være bedre egnet til å skille mellom områder med forskjellige klimatiske forhold. Som sagt er dog denne metoden mer avansert, og dermed også vanskeligere å benytte. Det gjør det lettere å gjøre feil, blant annet ved avlesning av

grafer. I tillegg vil det være vanskelig å benytte metoden i områder med få eller ingen værstasjoner, så en ikke får tak i klimadata til modellen (Håland, et al., 2015).

Som diskutert ovenfor gir den første metoden akseptable resultat ut fra Lied og Kristensen (2003), så det virker som at den ofte kan være bra nok når kravet til nøyaktighet ikke er stort og det mangler klimadata. For å konkludere hvilken metode som egner seg best kunne det vært nyttig å utføre en analyse av bruddhøyden for skredhendelser, og utføre en sensitivitetsanalyse for snøhøyden.

6.1.4.3 Utløsningsområdets lokasjon og dimensjoner, flomskred

RAMMS::DEBRIS FLOW tar ikke hensyn til medrivning av masser i skredløpet, og derfor anbefales det å legge inn et større skredvolum, og dermed større utløsningsområde, enn det antatte egentlige utløsningsområde (Bartelt, et al., 2013a). Med unntak av flomskredløp_02 i Jektevika var det ikke observert løsningsområde for noen av skredløpene i denne oppgaven, som gjorde det krevende å definere lokasjonen for disse. Ut fra flyfoto var det derimot mulig å observere hele skredbanen for alle skredløpene, og ut fra det ble løsningsområdet for blokk-utløsning plassert i øvre del av de observerte skredbanene.

For hydrograf-modellering ble løsningsområdene lagt rett ovenfor 20°-punktet. Det ble valgt på henhold av Deubelbeiss og Graf (2013), som kommenterte at løsningsområdet bør plasseres der det ikke lenger foregår erosjon, i samhold med Norem og Sandersen (2014) som kommenterte at flomskred ikke lenger eroderer når skredbanen blir slakere enn 20°. Optimalt bør hydrografen plasseres der man har mest informasjon om strømning, hastighet og volum for skredet (Bartelt, et al., 2013a). I denne oppgaven var ikke denne informasjonen tilgjengelig for noen av skredløpene, og derfor ble den tidligere nevnte metoden brukt.

6.1.4.4 Friksjonsparametere, snøskred

Alle de dynamiske modellene er basert på friksjonsparametere, hvor flere av dem bruker parameterne innført av Voellmy: μ og ξ . Ett problem er at det er mulig ved å endre på disse og mer eller mindre bestemme hvor en vil at skredet skal stoppe. Derfor er det viktig å være mest mulig objektiv i valg av disse. Det er utført analyser for å estimere disse parameterne, blant annet av (Bakkehøi, et al., 1981). For begge de brukte modellene er det inkludert anbefalte friksjonsparametere i modellen. I analysen til Håland, et al. (2015) ble det forsøkt å endre høydegrensene hvor friksjonsparameterne varierer, som ga gode resultater. Det er også mulig å utføre simulasjoner i RAMMS med faste parametere, men det anbefales ikke (Bartelt, et al., 2013b).

I RAMMS er det mulig å inkludere kohesjonen i snøen. Dette er viktig for våte skred, hvor kohesjonen vil spille en stor rolle. For tørre flakskred er det mer diskutabelt hvorvidt kohesjonen bør inkluderes (Håland, et al., 2015).

6.1.4.5 Friksjonsparametere, flomskred

Friksjonsparametere i RAMMS::DEBRIS FLOW er blant de viktigste inngangsparametere for å få realistiske simuleringer. Dette kan dog være krevende å få til, da disse parametere varierer kraftig på bakgrunn av flomskreds varierende karakter. Som tidligere nevnt er disse parametere hastighets-uavhengig friksjon, μ , og hastighets-avhengig friksjon, ξ . Bartelt, et al. (2013a) oppgir at μ varierer mellom 0,05 og 0,40, mens ξ varierer mellom 100 – 200 m/s² for steinaktige, granulære skred, og mellom 200 – 1000 m/s² for gjørmete, turbulente skred. Hvis det da er lite tilgjengelig informasjon om flomskredenes karakter i et område vil det være krevende å gjøre gode valg av disse parametere. Skredet i Jektevika som gikk 29. juli 2016 hadde lite innhold av grove masser, og virket til å ha en karakter som et gjørmete flomskred. Derfor ble det i kalibreringen antatt at ξ lå i intervallet 200 – 1000 m/s². Ettersom det ikke var tilgjengelig informasjon om hastighet eller strømningsvolum ble kalibreringen utført med fokus mest på utløpslengde, og noe fokus på avsetningens volum. Målingen av avsetningsvolumet ble kun utført på øyemål, da det ikke var tilgjengelig utstyr for å gjøre nøyaktige målinger, og det er derfor knyttet store usikkerheter til denne.

6.1.4.6 Skredbane i de empiriske modellene

For de empiriske modellene må skredbanen defineres. For presise resultat krever det derfor at skredbanen blir definert riktig, som kan være krevende med komplisert topografi. Dette viste seg å være tilfelle for modelleringen i Jektevika, som preges av komplisert topografi og kanaliserte skredløp. En mulig løsning på dette, hvis numeriske modeller er tilgjengelig, er å først utføre numerisk modellering for deretter å bruke resultatet fra det som et hjelpemiddel til å definere skredbanen. Denne metoden ble brukt i denne oppgaven.

6.2 Feltarbeid og intervjuer

Som tidligere nevnt anbefales det absolutt ikke at skredsimuleringer blir brukt alene til å dimensjonere utløpslengder for skred, men bør brukes som et tillegg til feltarbeid og historisk kunnskap. Det er derfor ansett som vesentlig at det blir utført feltarbeid og innsamling av kunnskap om historiske hendelser, men pålitelighetene av dette arbeidet er avhengig av erfaring og kunnskap hos fagpersonen som utfører det. Spesielt i forhold til å finne spor fra snøskred på vegetasjon er det knyttet usikkerheter til resultatene, da andre fenomener (snøsig,

vind) kan føre til liknende spor som snøskred (bøyde/knekte trær). Det fins dog karakteristiske egenskaper med spor fra snøskred, som at rotsystemet ikke blir ødelagt. Størrelsesorden, antallet trær som er bøyd/knekt, og hvilken retning de knekte trærne ligger i kan også gi en indikasjon på hvilken prosess som har foregått. Når snøskred treffer vegetasjonen vil trærne knekkes i skredets retning, og ligger dermed parallelt med denne. Slik kan det skilles mellom snøskred og vind, da trær knekt ved sterk vind kan ligge i forskjellige retninger (Norem og Sandersen, 2014).

Ut fra forfatterens begrensede erfaring med å kartlegge spor fra snøskred på vegetasjonen er det lagt vekt på de tydeligste skredtegnene: Flere knekte/bøyde trær liggende nedover skråningen på grunn av snøskred, og levée-avsetninger fra flomskred. De sistnevnte regnes som sikre observasjoner.

Historiske hendelser er ansett som den sikreste informasjonen om skred. For prediksjon av utløpsdistanse med høy dimensjonerende returperiode (f.eks 5000 år) kan det dog være problematisk å bruke dette, da det ikke er tilgjengelig informasjon langt nok tilbake i tid (McClung og Schaerer, 2006).

6.3 Pålitelighet av resultatene

Ut fra alt diskutert i kapittel 6.1 og 6.2 er det definert et hierarki over hvilke resultater som blir vektlagt høyest. Følgende punktlister viser dette, hvor nr.1 blir vektlagt høyest og nr 3. minst:

1. Intervjuer
2. Feltarbeid
3. Simuleringer




Der det er tilgjengelig historisk informasjon vil dette være vektlagt mest, mens sikre observasjoner i terrenget vektlegges deretter, og simuleringene til slutt.

6.4 Sørpeskred

Som nevnt i 5.2.1 ble det ikke funnet noen spor etter sørpeskred, og ingen av intervjuobjektene hadde observert sørpeskred. Det trenger nødvendigvis ikke bety at det ikke er fare for sørpeskred i område, men i så tilfelle antas det at disse kommer sjeldent. Ettersom sikringstiltakene mot sørpeskred hovedsakelig er de samme som sikring mot flomskred antas det at flomskred-sikring vil være tilstrekkelig til å også sikre mot eventuelle sørpeskred (Norem og Sandersen, 2014).

6.5 Dimensjonerende returperiode

Dimensjonerende returperiode for snø- og flomskred er definert ut fra Figur 6.1, og er definert til å være 50 år (personlig kommunikasjon med medveileder Øyvind S. Hellum, Statens Vegvesen, januar 2017).

Årlig nominell sikrings sannsynlighet pr. enhetsstrekning	I ≤ 1/2	Yellow	Red	Red	Red	Red	Red
	II ≤ 1/5	Yellow	Yellow	Red	Red	Red	Red
	III ≤ 1/10	Green	Yellow	Yellow	Red	Red	Red
	IV ≤ 1/20	Green	Green	Yellow	Yellow	Red	Red
	V ≤ 1/50	Green	Green	Green	Green	Yellow	Red
	VI ≤ 1/100	Green	Green	Green	Green	Green	Yellow
Trafikkmengde (ÅDT)	A < 200	B 200 - <500	C 500 - <1500	D 1500- <4000	E 4000- <8000	F ≥ 8000	
 Akseptabel strekningsrisiko		 Tolererbar strekningsrisiko. Aksept avhenger av skredintensitet og kost-nytte-analyse. Akseptnivå besluttes på regionledernivå.		 Uakseptabel strekningsrisiko			

Figur 6.1: Risikomatrix for skred på vegstrekninger (Statens Vegvesen, 2014)

6.6 Valg av dimensjonerende utløpslengde, og anbefalt sikring

6.6.1 Snøskred

6.6.1.1 Nakkedalen

Nakkedalen preges av motstridende resultater fra modellering og feltarbeid/intervjuer. Det ble funnet to skredløp med spor fra snøskred som ikke nådde helt ned til dalbunnen, og Hauan uttalte under intervju at han aldri hadde observert snøskred bevege seg under skoggrensen mellom vegpunkt 168 og 169 i figur 5.1. Alle simuleringene viser derimot utløpslengder helt ned til dalbunnen.

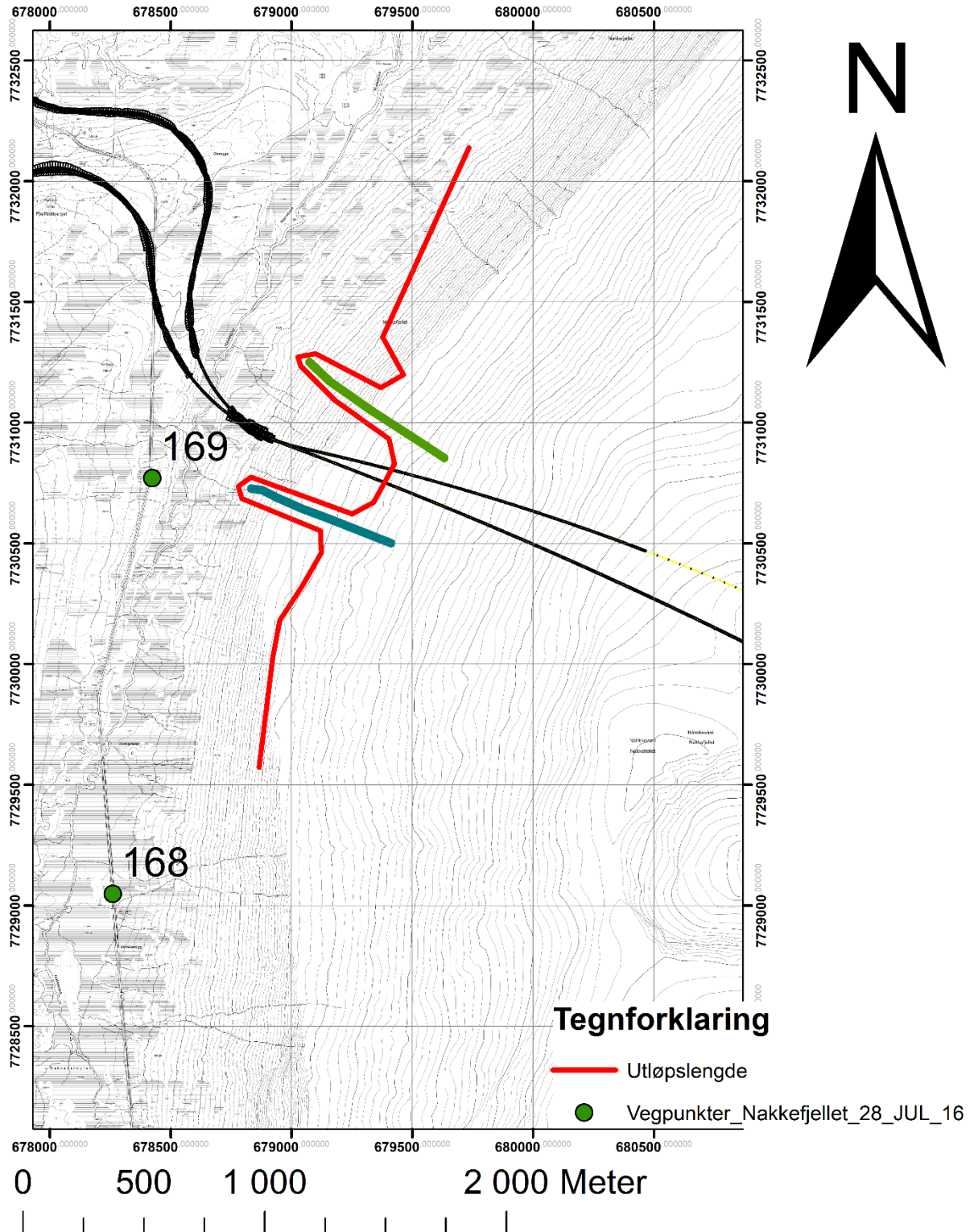
En mulig forklaring kan være at returperioden på skred ned til dalbunnen er så høy at det ikke har skjedd under Hauan sin levetid. Spesielt Alfa-Beta-modellen beregnet lange utløp i Nakkedalen, som kan passe med denne hypotesen ettersom den er funnet til å beregne skred med 200 – 300 års returperiode (Håland, et al., 2015).

En annen mulig forklaring kan være de klimatiske forholdene i området. Dominerende snøførende vindretning i Tromsø er sør-vest og nord-vest, mens fjellsiden i Nakkedalen har en vestlig/nord-vestlig eksposisjon. Dermed vil det i normale vintre ikke lagres mye snø i denne siden, så det heller ikke blir løst ut store skred. Som vist i figur 3.1 er østlig og sør-østlig vindretninger, som vil fylle inn snø i løsneområdene i Nakkedalen, de vindretningene som det snør minst på. Ved en ekstremvinter kan det derimot hende at det lagres mye snø i fjellsiden i Nakkedalen som utløser snøskred med en utløpslengde helt ned til dalbunnen. Dette ventes dog å inntreffe med så stor returperiode at det ikke er dimensjonerende for vegen.

Ut fra dette antas dimensjonerende utløpslengde for snøskred i Nakkedalen å følge skredløpene i figur 5.1 ned til dalbunnen, gå ned til dalbunnen sør for vegpunkt 168 og nordøst for skredløp 01 i samme figur, og ellers gå et stykke inn i skogen. Dette er vist i figur 6.2.

Det anbefales derfor å enten plassere tunnelpåhugget mellom skredløpene i figur 6.2, hvor påhugget er planlagt, eller mellom skredløp 2 og vegpunkt 168. Hvis dette gjøres anbefales det å ha en portal på 50 – 100 m ut fra påhugget, evt. i kombinasjon med ledevoller ovenfor påhugget for å sikre at eventuelle skred ikke treffer vegen.

Dimensjonerende utløpslengde for snøskred i Nakkedalen



Figur 6.2: Dimensjonerende utløpslengde for snøskred i Nakkedalen

6.6.1.2 Skarmunken

Som figur 5.3 viser har det gått skred ned til fjorden nord og sør for Skarmunken, men ikke ved tunnelpåhugget. Ifølge herr og fru Indrevold har skredproblemet derimot gått mindre «vårskred» (våte løssnøskred) ned til bunnen av fjellsiden her, som stemmer overens med observasjonene fra feltarbeidet.

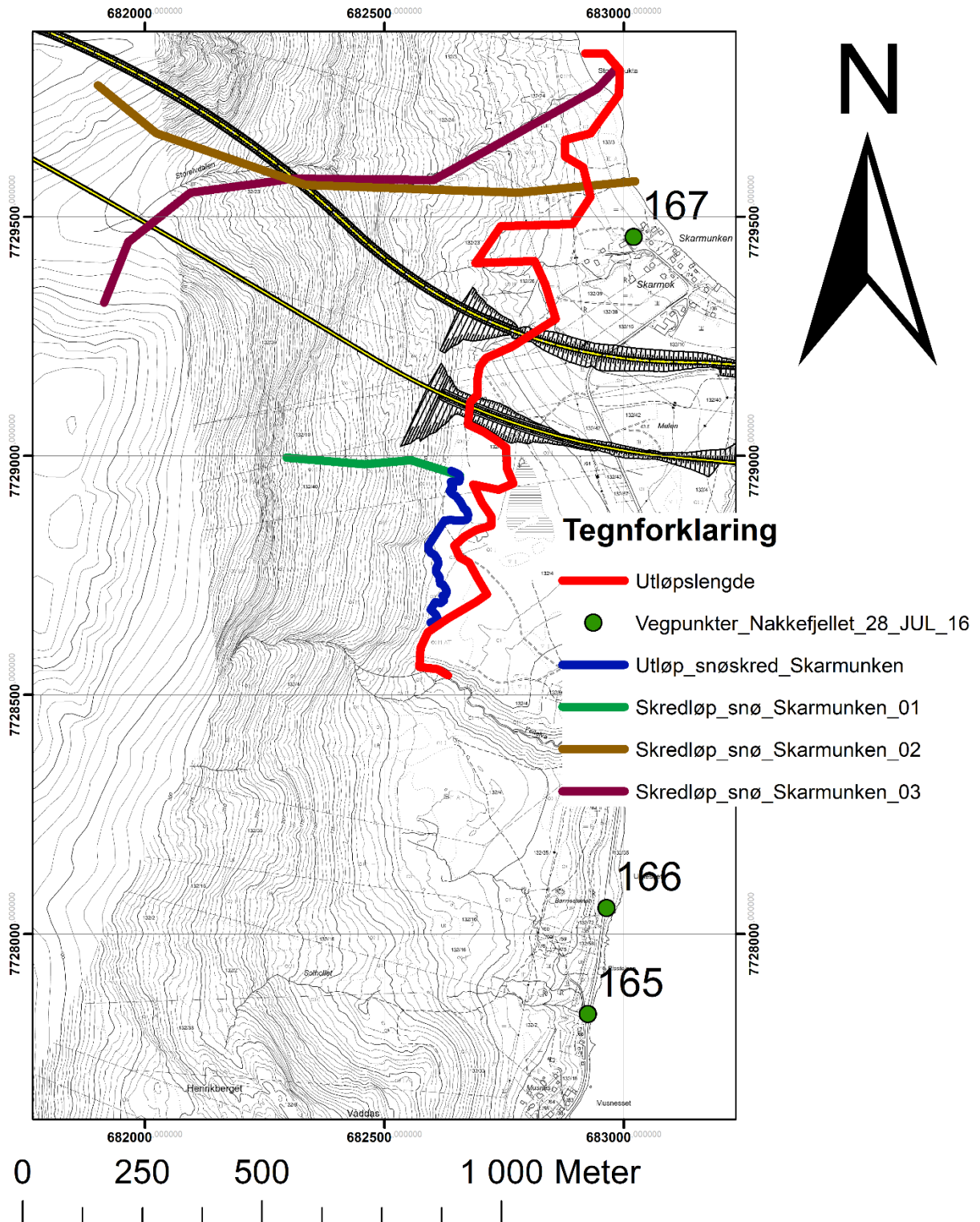
Simuleringene viser nokså like resultater, hvor RAMMS hovedsakelig beregner lengst utløp. De empiriske modellene har mindre variasjoner i utløpslengde i forskjellige skredbaner på Skarmunken, som viser at det ikke tar hensyn til variasjoner i terrengoverflaten i like stor grad som de numeriske modellene. Som vist i terrengprofilene på Skarmunken (figur H.1) er det en ganske brå overgang fra bratt terreng til flat mark. Det at simuleringene i RAMMS viser en lengre utløpslengde enn simuleringene i samosBeta antas å være grunnet dette, ved at RAMMS tar mindre hensyn til denne brå overgangen enn samosBeta gjør.

Fjellsiden på Skarmunken har en østlig eksponisjon, som innebærer at det ikke samles mye snø her ved sør-vestlige vinder. På nord-vestlige ville en derimot antatt at det samles mye snø her, men ettersom denne fjellsiden ligger skjermet inne av høyere fjell rundt virker det som at det ikke skjer.

Som sagt er altså skredproblemet ovenfor tunnelpåhugget ifølge Indrevold våte løssnøskred på våren. Disse skredtypene er ikke dimensjonerende for vegplanlegging (Norem, 2014), og er heller ikke simulert.

Simuleringene utført med samosBeta viser godt samsvar med observasjoner i felt, men dog med gjennomgående litt lengre utløpslengde. For dimensjonerende utløpslengde kan det dog være at det er mer korrekt, så på Skarmunken antas dimensjonerende utløpslengde å være tilsvarende modelleringen i samosBeta (vist i figur 6.3). Som sikringstiltak anbefales det en portal på 100 m ved bruk av det sørlige tunnelpåhugget, og 170 m ved bruk av det nordlige påhugget. Disse lengdene er målt fra påhugget tegnet inn i veglinjen, til utløpslengden angitt fra samosBeta. Ettersom terrenget er flatt fra fjellsiden og ut antas det at det ikke er nødvendig med ledevoll her.

Dimensjonerende utløpslengde for snøskred på Skarmunken



Figur 6.3: Dimensjonerende utløpslengde for snøskred på Skarmunken.

6.6.1.3 Jøvika

Under intervjurunden med Broch fortalte han at han aldri hadde observert snøskred i Jøvika, og det ble heller ikke observert tegn til snøskred her. Alle simuleringene untatt energil viser derimot utløpslengder mellom 50 og 110 m nedenfor øverste veglinje. Disse simuleringene betviles. En mulig begrunnelse er at formasjonen på Jøviktinden, hvor løsneområdene i simuleringen ligger, er en konveks formasjon som ikke samler snø. Derfor er det lite trolig at det vil gå store skred herfra. De simulerte skredene har skredløp i Storelva i Jøvika, som er et markert juv i terrenget. Det eneste eventuelle sikringstiltaket mot som snøskred her er å bygge en bru over Storelva med tilstrekkelig dimensjoner til at snøskred kan passere nedenfor.

6.6.1.4 Jektevika

I Jektevika gikk det et snøskred til fjorden i 1997, mellom vegpunkt 170 og 171 i figur 5.4, i tillegg til et snøskred flere år før det som gikk til husene på vestsiden av vegpunkt 171 (Larsen, 1997). Det gikk også ifølge lokalboende Broch et stort snøskred over Gløshaugen lenger inne i Jektevika, vist i figur 5.4. Dette skredet har utløpsområde utenfor aktsomhetskartet for snøskred fra NVE, og antas derfor å ha en returperiode på flere hundre år. Under feltarbeidet ble det observert et område med flere knekte trær liggende nedover fjellsiden, vist i figur 5.4. Dette ble tolket som et meget tydelig tegn på at det hadde gått snøskred her nokså nylig. Det passet godt overens med informasjon fra Broch, som fortalte at det går snøskred her, og inn på jorde nord-øst for dette, ca. hvert 3. – 5. år.

I Jektevika viser alle modelleringsverktøyene utenom energilinje-modellen og Alfa-Beta med standardavvik ca. samme utløpslengde, som sammenfatter noenlunde med de historiske hendelsene. Også her er det resultatene fra samosBeta som anses som de mest korrekte, da det var den eneste modellen som modellerte skred ut på fjorden der skredet gikk i 1997. I Jektevika antas det derfor at dimensjonerende utløpslengde er definert av utløpslengden modellert av samosBeta.

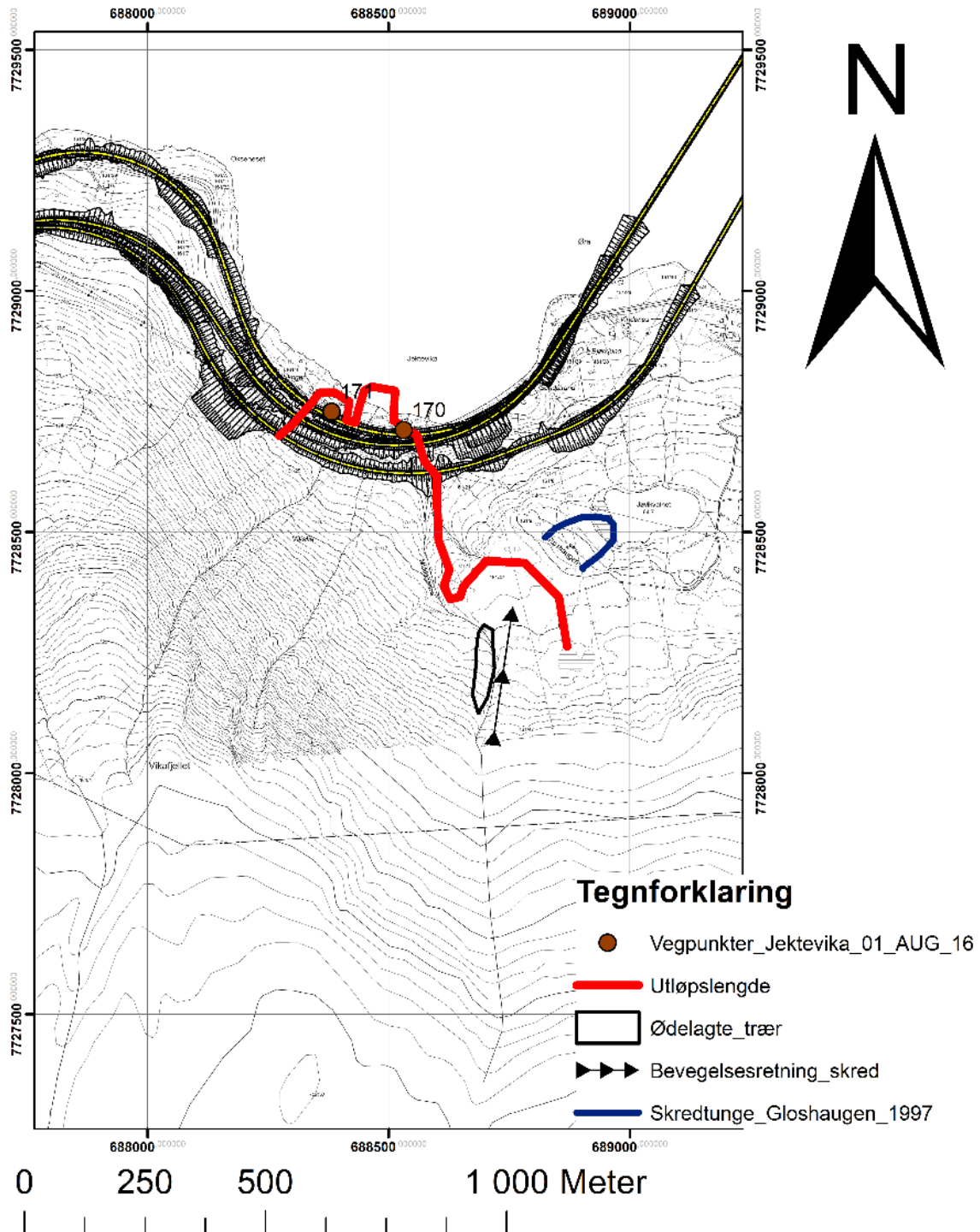
Det fører til at alle aktuelle veglinjer er innenfor dimensjonerende utløpslengde. Øverste veglinje har ca. 330 m innenfor utløpslengden, midterste veglinje har 260 m, og nederste har 230 m. Det er dermed Jektevika som er funnet til å være det feltområdet på dette prosjektet med flest meter veg utsatt for snøskred, og som krever mest sikringstiltak.

Anbefalt sikringstiltak i Jektevika er en fangvoll, og eventuelt støtteforbygninger i løsneområdene og/eller snøskjermer på plataet bak løsneområdene. Tabell 5.2 viser beregnede vollhøyder for de forskjellige veglinjene i Jektevika, hvor høyeste beregnede vangvoll for

hver veglinje er gjeldende. Da anbefales det for øvre veglinje en fangvoll på minimum 330 m med en høyde på 50 m, for midtre veglinje en fangvoll på minimum 260 m med en høyde på 38 m, og for nedre veglinje en fangvoll på minimum 230 m med en høyde på 34 m.

Modelleringen i samosBeta viser at det er de fire løснеområdene lengst vest i Jektevika som har potensiale til å utløse skred som vil nå veglinjene. Å plassere støtteforbygninger i disse kan eliminere behovet for en voll, evt. gi en ekstra sikkerhet. Disse løśnieområdene ligger alle med en nord-østlig eksposisjon, med et fjellplatå i bakkant. De ligger dermed i le for dominerende snøførende vindretning, og kan dermed bli sikret med snøskjermer. Fra et grovt overslag i arcGIS ble det antatt at 850 m snøskjermer vil være tilstrekkelig til å sikre alle disse løøgneområdene. Dette anbefales dog ikke som eneste sikring, men som et ekstra tiltak for å øke sikkerheten. Hvis det skal vurderes sikring med snøskjermer anbefales det å plassere en vind- og nedbørmåler på platået bak løøgneområdene i planleggingsfasen for å få lokale værdata.

Dimensjonerende utløpslengde for snøskred i Jektevika



Figur 6.4: Dimensjonerende utløpslengde for snøskred i Jektevika.

6.6.2 Flomskred og sørpeskred

6.6.2.1 Nakkedalen

I Nakkedalen ble det observert ett flomskredløp, med markert avsetning. Simuleringene ga, med unntak av energilinje-modellen, et utløp et par hundre meter nedenfor avsetningen.

Løsmassene her preges av tynne moreneavsetninger (se figur 3.3), som er en meget vanlig jordart for utløsning av flomskred. Energilinje-modellen ga et utløp til avsetningen. Hverken simuleringene eller feltobservasjonene ga inntrykk av at det er fare for flomskred på noen av veglinjene, så det anbefales ingen sikringstiltak. Dette gjelder også for sørpeskred

6.6.2.2 Skarmunken

Det ble observert ett flomskredløp på Skarmunken, som ble modellert. Hverken modelleringene eller feltobservasjonene tilsa at det er fare for flomskred på noen av veglinjene. Det anbefales derfor ingen sikringstiltak for flomskred eller sørpeskred på Skarmunken.

6.6.2.3 Jøvika

Det ble hverken observert eller simulert flomskred i Jøvika, og det er ikke ansett som et sannsynlig problem. Ved krysningen av de to elvene i Jøvika anbefales det allikevel at det bygges bruer eller kulverter med tilstrekkelige dimensjoner til at små flom- eller sørpeskred ikke stenger disse.

6.6.2.4 Jektevika

I Jektevika ble det observert to nylige flomskred, i tillegg til seks andre antatte skredbaner fra tidligere flomskred. Ved Flomskredløp_02 i figur 5.13, hvor det ene flomskredet ble observert, går det ifølge lokalboende Broch små, gjørmete flomskred her nesten hvert år, når det er store nedbørsmengder. Dette skredet ble brukt til å kalibrere inngangsparameterne i den numeriske simuleringen av flomskred i alle feltområdene. Det var krevende å gjenskape dette skredet med RAMMS, da de simulerte skredene i en større grad fulgte et skredløp øst for det faktiske skredløpet i utløpsområdet. Simuleringene i de andre skredbanene, hvor det ikke er observert flomskred til veggen, ga lengre utløp med samme inngangsparametere. Dette kan enten tyde på en svakhet i simuleringene, eller at flomskredene i disse skredbanene har en lengre returperiode enn i Flomskredløp_02. Grunnet alle disse usikkerhetene blir ikke flomskredsimuleringene i Jektevika vektlagt i stor grad.

I Jektevika anbefales det å enten bygge bro eller lage kulverter dimensjonert for små flom- og sørpeskred over de tre bekkene. Spesielt fokus legges på Flomskredløp_02, hvor det må

regnes med mange små flomskred. Det er derfor viktig at sikringen her dimensjoneres slik at ikke disse små flomskredene blokkerer kulvertene eller avsettes under brua, alt etter hva som bygges. Kontrolldammer i skredløpet kan også vurderes.

7 Konklusjon

7.1 Nakkedalen

I Nakkedalen defineres dimensjonerende utløpslengde for snøskred med antatt returperiode på 50 pr som vist i figur 6.2. Det er påvist ett flomskredløp, vist i figur 5.9, som ikke har forventet utløp til noen av de aktuelle veglinjene.

Det anbefales sikring mot snøskred i form av en portal ut fra tunnelpåhugget med en lengde på 50 – 100 m, som kan suppleres med ledevoller på oversiden av påhugget. Det anbefales ikke sikring mot flom- eller sørpeskred.

7.2 Skarmunken

På Skarmunken ble det observert ett snøskredløp rett sør for de planlagte påhuggene, og utløp for skred basert på vegetasjon. Modellen samosBeta beregnet litt lengre utløpslengder en de antatte fra feltarbeidet, men viste ellers godt samsvar med disse. Utløpslengdene fra denne modellen angir derfor dimensjonerende utløpslengde for snøskred med en returperiode på 50 år på Skarmunken, som vist i figur 6.3. Det ble observert ett antatt flomskredløp på Skarmunken, som ikke har forventet utløp på veglinjene.

Det anbefales sikring mot snøskred på Skarmunken i form av en portal på tunnelpåhugget, med en lengde på minimum 100 m for det sørlige påhugget og minimum 170 m på det nordlige påhugget. Det anbefales ikke sikring mot flom- eller sørpeskred.

7.3 Jøvika

I Jøvika er det ikke ansett som fare for skred av noe slag ned til veglinjene. Det anbefales ingen sikring mot skred her.

7.4 Jektevika

Jektevika er det feltområdet med størst skredfare. Her har det blant annet gått snøskred til fjorden i 1997, og det går ofte små flomskred ned til dagens veg. Også her viste modellen samosBeta godt samsvar med den historiske skredkunnskapen, og utløp fra samosBeta definerer derfor dimensjonerende utløpslengde for snøskred med en antatt returperiode på 50 år i Jektevika. Denne er vist i figur 6.4.

Det ble tolket at flomskredsimuleringene ikke ga tilstrekkelige resultat, så disse ble ikke vektlagt. Det ble observert totalt 8 antatte flomskredløp, hvor to av disse, Flomskredløp_01 og _02 i figur 5.13, krysser veglinjene. Ut fra observasjoner i felt og intervju med lokale blir det antatt at skredene som går her er små, og det anbefales derfor ikke omfattende sikring for

disse. Sikringstiltakene som anbefales er bro eller kulvert med tilstrekkelig kapasitet til at ikke eventuelle skred tetter drensløpet. Dette anbefales også for bekkeløpet lenger øst i Jektevika for en ekstra sikkerhet.

Anbefalt sikring mot snøskred er en fangvoll, med varierende høyde og lengde etter hvilken veglinje som blir valgt. For nedre veglinje anbefales det en 34 m høy og 230 m lang voll, for midtre veglinje 38 m høy og 260 m lang, og for øvre veglinje 50 m høy og 330 m lang. Denne sikringen kan også suppleres med støtteforbygninger i løseområdene eller snøskjermer på plataet bak disse. I så fall kan dimensjonene på vollen nedjusteres.

7.5 Videre arbeid

Det videre arbeidet vil være å dimensjonere sikringstiltakene nøyere, når veglinjen er bestemt. Hvis det vurderes å bruke snøskjermer for sikring av snøskred i Jektevika anbefales det å plassere en vind- og nedbørmåler på plataet hvor disse vurderes å plasseres, for å få mer nøyaktige værdata for denne lokasjonen.

8 Kilder

- Andersen, S. og Pedersen, S. A. S. (1998) *Israndslinier i Norden*. Nordic Council of Ministers.
- Bakkehøi, S., Cheng, T., Domaas, U., Lied, K., Perla, R. og Schieldrop, B. (1981) On the computation of parameters that model snow avalanche motion, *Canadian Geotechnical Journal*, 18(1), s. 121-130. doi: 10.1139/t81-011.
- Bargel, T. H., Fergus, Å. T., Devoli, G., Orvedal, K., Peereboom, I., Øydvin, E. K., Stalsberg, K., Sletten, K., Fischer, L., Rubensdotter, L. og Eilertsen, R. (2011) *Plan for skredfarekartlegging: delrapport jordskred og flomskred*. Oslo: NVE.
- Bartelt, P., Buehler, Y., Christen, M., Deubelbeiss, Y., Graf, C., McArdell, B. W., Salz, M. og Schneider, M. (2013a) *RAMMS: Rapid Mass Movement Simulation: A numerical model for debris flows in research and practice*. Tilgjengelig fra: http://ramms.slf.ch/ramms/downloads/RAMMS_DBF_Manual.pdf.
- Bartelt, P., Bühler, Y., Christen, M., Deubelbeiss, Y., Salz, M., Schneider, M. og Schumacer, L. (2013b) *RAMMS: Rapid Mass Movement Simulation: A numerical model for snow avalanches in research and practice*. Tilgjengelig fra: http://ramms.slf.ch/ramms/downloads/RAMMS_AVAL_Manual.pdf.
- Bartelt, P., Valero, C. V., Feistl, T., Christen, M., Bühler, Y. og Buser, O. (2015) Modelling cohesion in snow avalanche flow, *Journal of Glaciology*, 61(229), s. 837-850. doi: 10.3189/2015JoG14J126.
- Bernoulli, D. (1738) *Hydrodynamica sive de viribus et motibus fluidorum commentarii*. Johann Reinhold Dulsecker.
- Brattlien, K. og Hansson, A. (2012) *Den lille snøskredboka : alt du trenger å vite om snøskred på en enkel måte*. 3. utg. utg. Oslo: Fri flyt.
- Bråthen, S., Husdal, J. og Rekdal, J. (2008) *Samfunnsøkonomisk verdi av rassikring. Noen beregninger knyttet til verdi av å unngå stengte veier*. (Rapport 0801). Molde: Møreforskning Molde.
- Bühler, Y., Christen, M., Kowalski, J. og Bartelt, P. (2011) Sensitivity of snow avalanche simulations to digital elevation model quality and resolution, *Annals of glaciology*, 52(58), s. 72-80.

- Bühler, Y., Christen, M., Dreier, L., Feistl, T. og Bartelt, P. (2014) Merging of recent developments in avalanche simulation technology into practice, i *International Snow Science Workshop ISSW*.
- California Department of Water Resources (2013) *Alluvial Fan Floodplains*. Tilgjengelig fra: <http://www.water.ca.gov/floodsafe/ca-flood-preparedness/affloodplains.cfm> (Hentet: 06. juni 2017).
- Carstens, H. (2014) *Jord- og flomskred rammer hardt*. Tilgjengelig fra: <http://www.geo365.no/geofarar/jord-og-flomskred-rammer-hardt-2/> (Hentet: 20. mai 2017).
- Chézy, A. (1775) Memoire sur la vitesse de l'eau conduite dan une régole, *Reprinted in Annals des Ponts et Chaussées*, 60, s. 1921.
- Christen, M., Bartelt, P. og Gruber, U. (2002a) AVAL-1D, *Numerische Berechnung von Fließ-und Staublawinen, Manual zur Software, Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos*, User manual v1.2.
- Christen, M., Bartelt, P. og Gruber, U. (2002b) AVAL-1D: An avalanche dynamics program for the practice, i *International Congress Interpraevent*. s. 715-725.
- Christen, M., Kowalski, J. og Bartelt, P. (2010) RAMMS: numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain, *Cold Regions Science and Technology*, 63(1), s. 1-14.
- Criminale, W. O., Ericksen, J. L. og Filbey, G. L. (1957) Steady shear flow of non-Newtonian fluids, *Archive for Rational Mechanics and Analysis*, 1(1), s. 410-417. doi: 10.1007/bf00298018.
- Dannevig, P. (2009) *Troms: Klima. I Store norske leksikon*. Tilgjengelig fra: https://snl.no/Troms_-_klima (Hentet: 08. juni 2017).
- Deubelbeiss, Y. og Graf, C. (2013) Two different starting conditions in numerical debris flow models—Case study at Dorfbach, Randa (Valais, Switzerland), *GRAF, C.(Red.) Mattertal—ein Tal in Bewegung. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, 29, s. 125-138.
- Eglit, M. (1968) Theoretical approaches to the calculation of the motion of snow avalanches, *Itogi nauki. Moscow, VINITI*, s. 60-97.
- Fischer, J.-T., Kowalski, J. og Pudasaini, S. P. (2012) Topographic curvature effects in applied avalanche modeling, *Cold Regions Science and Technology*, 74–75, s. 21-30. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.01.005>.

- Fitzharris, B. B. (1981) Frequency and climatology of major avalanches at Rogers Pass, 1909 to 1977, *Paper, Division of Building Research, National Research Council Canada*, (956), s. 99.
- Frekhaug, M. H. (2015) *An assesment of prediction tools to Norwegian debris flows*. Masteroppgave, NTNU Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.
- Førland, E. J., Amundsen, H. og Grete, K. H. (2007) Utviklingen av naturulykker som følge av.
- Graf, C. og McArdell, B. W. (2009) Debris-flow monitoring and debris-flow runout modelling before and after construction of mitigation measures: an example from an instable zone in the Southern Swiss Alps, i *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*. s. 3-5.
- Hammerstrøm, I. L., Ekrol, H. C. og Kramviken, T. (2017) *Tre biler tatt av snøskred i Lavangsdalen i Troms*. Tilgjengelig fra: <http://www.aftenposten.no/norge/Tre-biler-tatt-av-snoskred-i-Lavangsdalen-i-Troms-618235b.html> (Hentet: 21. mai 2017 2017).
- Hussin, H., Quan Luna, B., Van Westen, C., Christen, M., Malet, J.-P. og van Asch, T. W. (2012) Parameterization of a numerical 2-D debris flow model with entrainment: a case study of the Faucon catchment, Southern French Alps, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(10), s. 3075-3090.
- Høeg, K., Lied, K., Karlsrud, K., Gregory, T. og Norges geotekniske, i. (2014) *Skred : skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforl.
- Håland, G., Orset, K. I., Frekhaug, M. H. og Norem, H. (2015) *Sammenligning av modelleringsverktøy for norske snøskred*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Issler, D. (1998) Modelling of snow entrainment and deposition in powder-snow avalanches.
- Jamieson, B. og Stethem, C. (2002) Snow Avalanche Hazards and Management in Canada: Challenges and Progress, *Natural Hazards*, 26(1), s. 35-53. doi: 10.1023/a:1015212626232.
- Jonsson, A. og Gauer, P. (2017) *E8 Sørbotn - Lauslett, østre trasé - Vurdering av skredfare og forslag til sikring i reguleringsplanen*. Ikke utgitt: NGI(Hentet: 07. mars 2017).
- Körner, H. (1980) The energy-line method in the mechanics of avalanches, *Journal of Glaciology*, 26, s. 501-505.

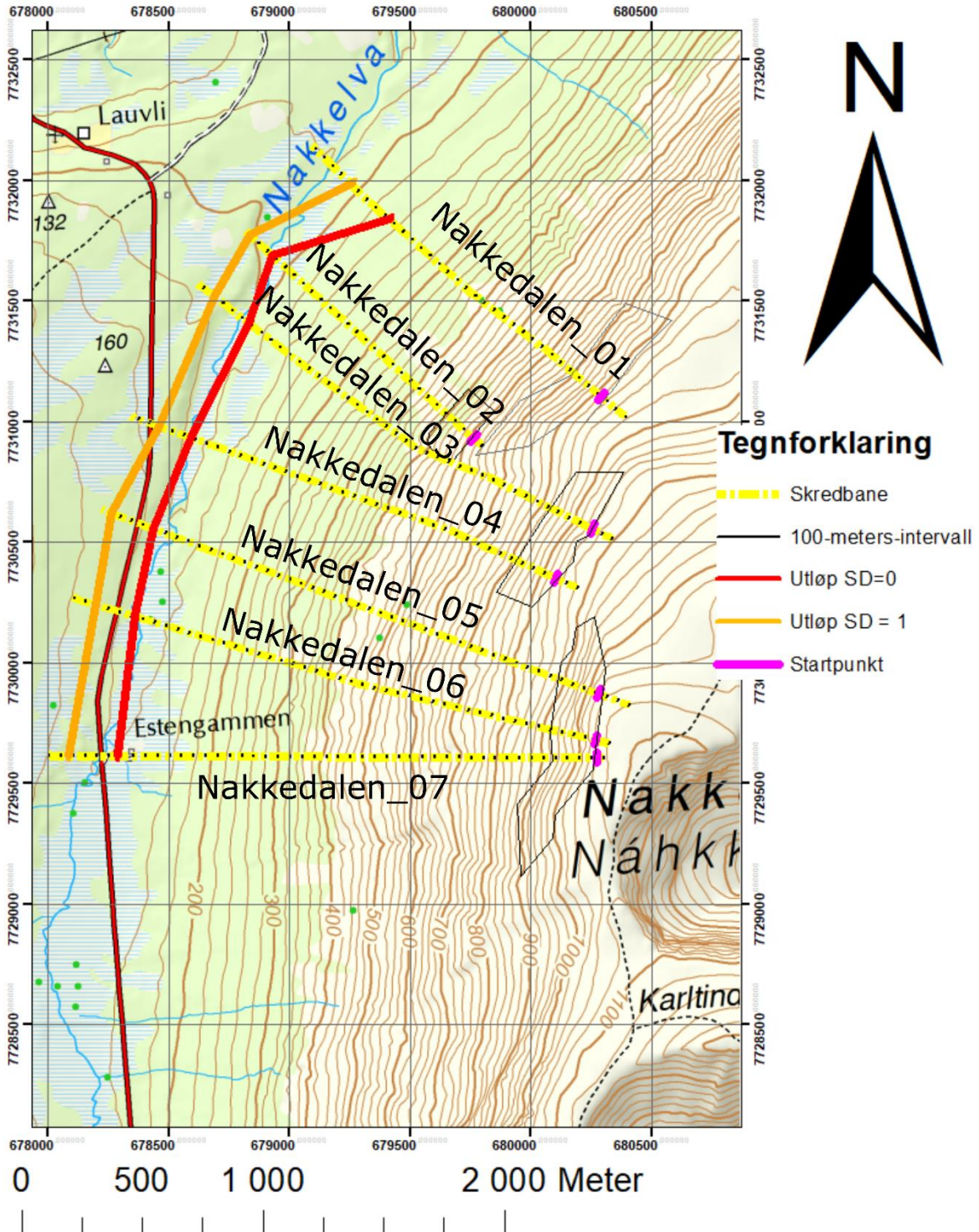
- Larsen, J. O. (1997) *FV293 Jektevik i Ullsfjord - Vurdering av skredfare og sikring*. (974088-1). Oslo: NGI.
- Lauder, B. E. og Spalding, D. B. (1972) *Lectures in mathematical models of turbulence*. London: Academic Press.
- Lied, K. og Bakkehøi, S. (1979) *Empirical calculations of snow avalanche runout distance based on topographic parameters*. Oslo: Norges Geotekniske Institutt, NGI.
- Lied, K. og Kristensen, K. (2003) *Snøskred : håndbok om snøskred*. Nesbru: Vett & viten I samarbeid med NGI, Norges geotekniske institutt.
- Lygre, E. T. (2014) *Skred på norske veier - 37000 registrerte skred: Dette er Norges 5 farligste veier*. Tilgjengelig fra: <https://www.tu.no/artikler/37000-registrerte-skred-dette-er-norges-5-farligste-veier/225245> (Hentet: 20. mai 2017).
- Margreth, S. (2007) Defense structures in avalanche starting zones. Technical guideline as an aid to enforcement, *Environment in Practice*, (0704), s. 134.
- Margreth, S. (2008) New Technical Guideline on Snow Supporting Structures in Avalanche Starting Zones, i *Proceedings Whistler 2008 International Snow Science Workshop September 21-27, 2008*. s. 867.
- McClung, D. og Schaerer, P. (2006) *The avalanche handbook*. 3rd ed. utg. Seattle, Wash: Mountaineers Books.
- Nairz, P., Mears, A. I., Sauermoser, S., Gabl, K., Stoffel, M. og Margreth, S. (2015) Avalanches: Evolution and Impact, i Rudolf-Miklau, F., *et al.* (red.) *The Technical Avalanche Protection Handbook*. Berlin: Berlin, DE: Wiley, s. 17-54.
- Norem, H., Irgens, F. og Schieldrop, B. (1987) A continuum model for calculating snow avalanche velocities, *IAHS Publ*, 162, s. 363-379.
- Norem, H., Brateng, L. og Hustad, A. (2006) Ideas on the design of earth mounds and dams to protect highways against snow avalanches, i *PIARC XII INTERNATIONAL WINTER ROADS CONGRESS, TORINO-SESTRIERE, ITALY, 2006*.
- Norem, H. (2014) *Håndbok V138 - Veger og snøskred*. Tilgjengelig fra: http://www.vegvesen.no/_attachment/740624/binary/1003961?fast_title=H%C3%A5n%20dbok+V138+Veger+og+sn%C3%B8skred.pdf (Hentet: 11.10.2016). Oslo: Vegdirektoratet.

- Norem, H. og Sandersen, F. (2014) *Håndbok V139 - Flom- og sørpeskred*. Tilgjengelig fra: http://www.vegvesen.no/_attachment/740653/binary/1006021?fast_title=H%C3%A5ndbok+V139+Flom-+og+s%C3%B8rpeskred.pdf (Hentet 11.10.2016). Oslo: Vegdirektoratet.
- Prokop, A. (2016) *Avalanche Dynamics*. Forelesningsnotater distribuert i AG346 - Snow and Avalanche Dynamics ved Universitetssenteret på Svalbard (UNIS), Longyearbyen 16.05.2016.
- Salm, B., Gubler, H. U. og Burkard, A. (1990) *Berechnung von Fliesslawinen: eine Anleitung für Praktiker mit Beispielen*. Eidgenössisches Institut für Schnee-und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos.
- Sampl, P. og Granig, M. (2009) *Avalanche Simulation with SAMOS-AT*, i *International Snow Science Workshop ISSW*.
- Sauermoser, S. og Illmer, D. (2002) The use of different avalanche calculation models practical experiences, i *International congress INTERPRAEVENT*. s. 741-750.
- Sauermoser, S., Granig, M., Kleemayr, K. og Margreth, S. (2015) *Avalanche dynamics: models and impact*, i Rudolf-Miklau, F., *et al.* (red.) *The Technical Avalanche Protection Handbook*. Berlin: Berlin, DE: Wiley, s. 55-90.
- Savage, S. B. og Hutter, K. (1989) The motion of a finite mass of granular material down a rough incline, *Journal of fluid mechanics*, 199, s. 177-215.
- Statens Vegvesen (2014) *Retningslinjer for risikoakseptkriterier for skred på veg*. (NA-rundskriv 2014/08). Oslo: Statens Vegvesen.
- Statens Vegvesen (2016) *Satser på nybygging av snøskjermer*. Tilgjengelig fra: <http://www.vegvesen.no/om+statens+vegvesen/presse/nyheter/lokalt/Region+Nord/Finnmark/satser-p%C3%A5-nybygging-av-sn%C3%B8skjermer> (Hentet: 07. juni 2017).
- Takahashi, T. (2014) *Debris Flow*. 2. utg.
- Taurisano, A. og Øydvin, E. K. (2011) *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport snøskred og sørpeskred*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Tremper, B. (2011) *Staying alive in avalanche terrain*. Seattle: The Mountaineers Books.
- Voellmy, A. (1955) Über die Zerstörungskraft von Lawinen, *Schweizerische Bauzeitung*, 73(17), s. 246. doi: 10.5169/seals-61903.

Zwinger, T., Kluwick, A. og Sampl, P. (2003) Numerical simulation of dry-snow avalanche flow over natural terrain *Dynamic response of granular and porous materials under large and catastrophic deformations*. Springer, s. 161-194.

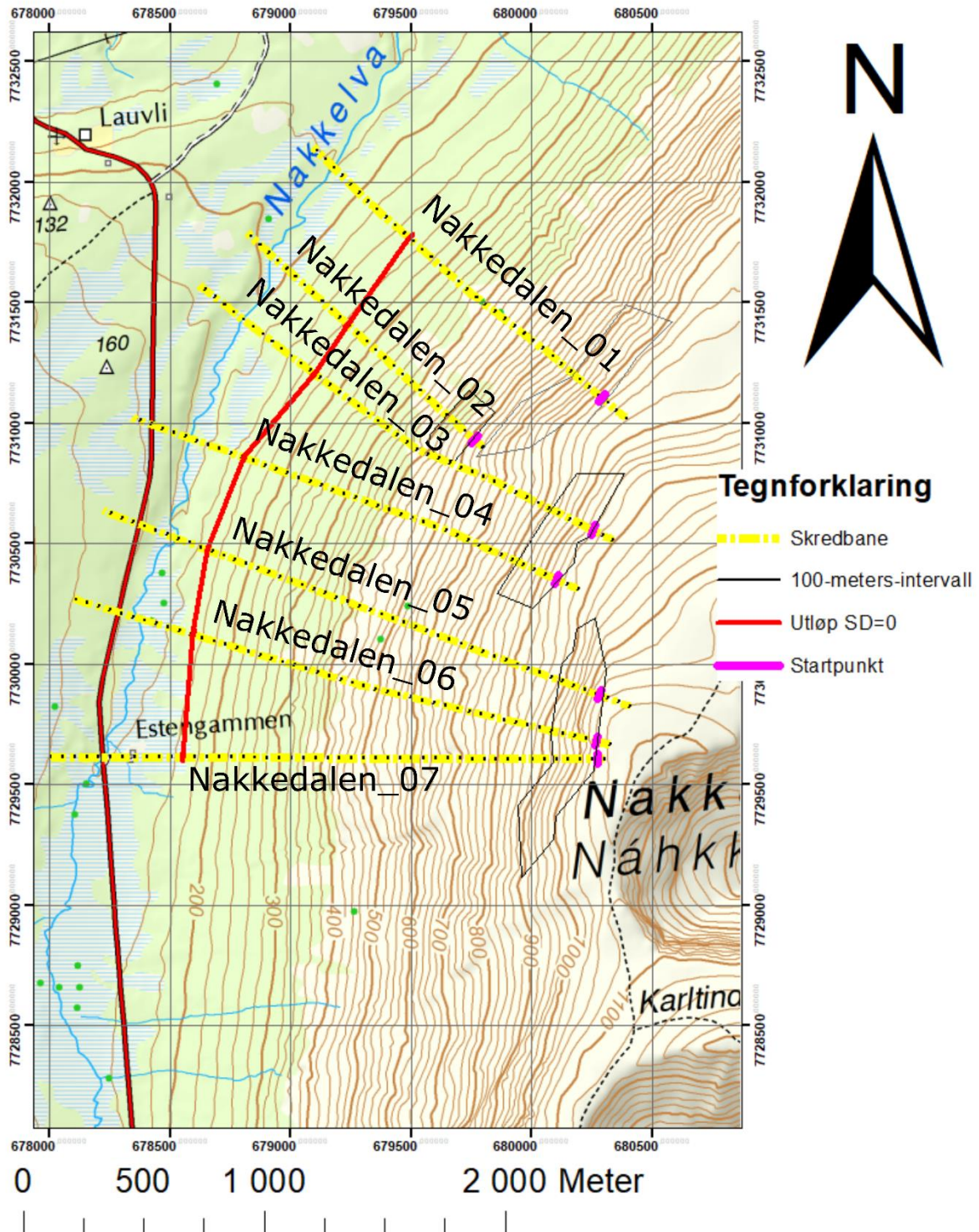
Vedlegg A: Simuleringsresultat snøskred i Nakkedalen

Utløp for snøskred i Nakkedalen fra Alfa-Beta



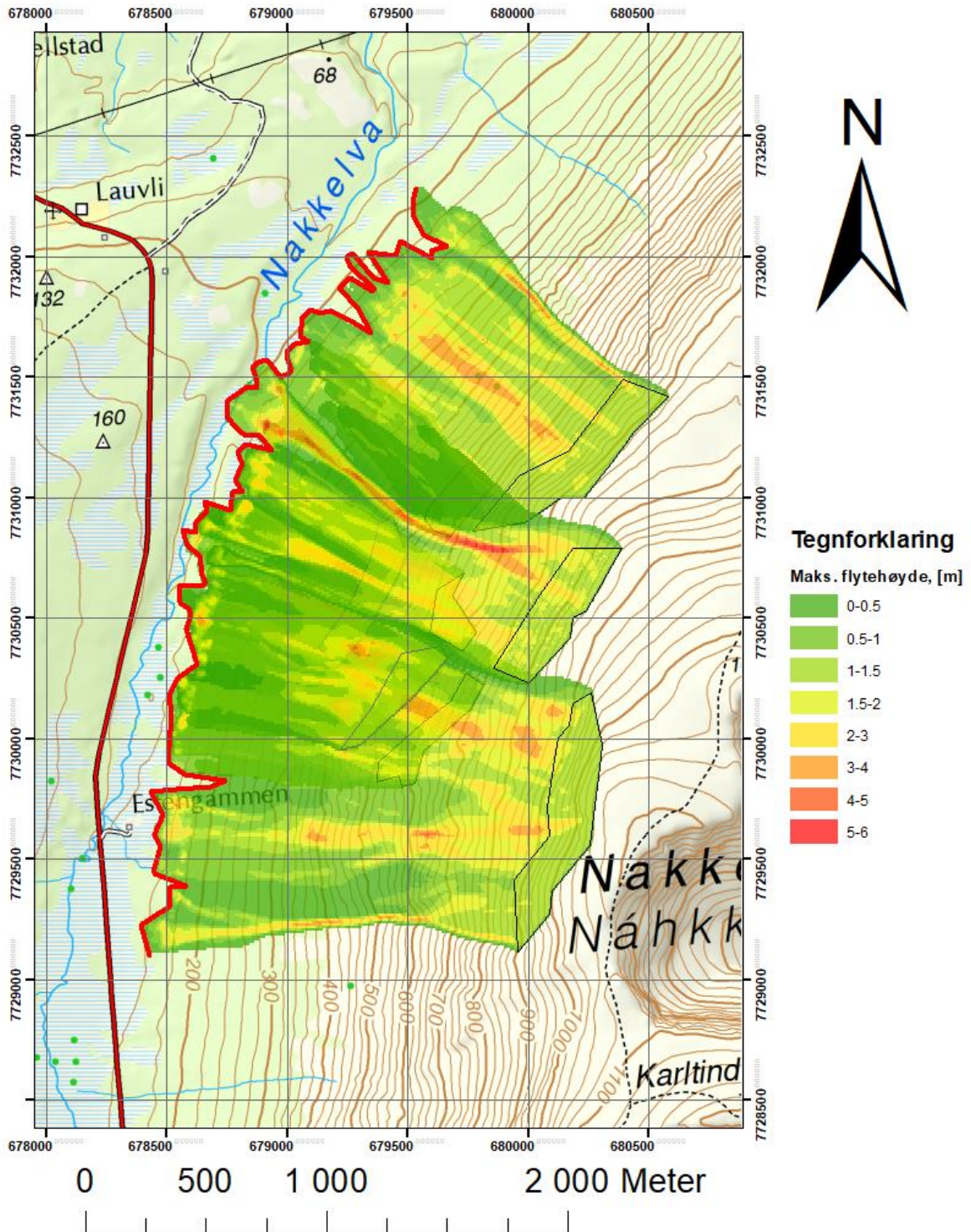
Figur A.1: Utløp for snøskred i Nakkedalen fra Alfa-Beta.

Utløp for snøskred i Nakkedalen fra energilinje-modellen



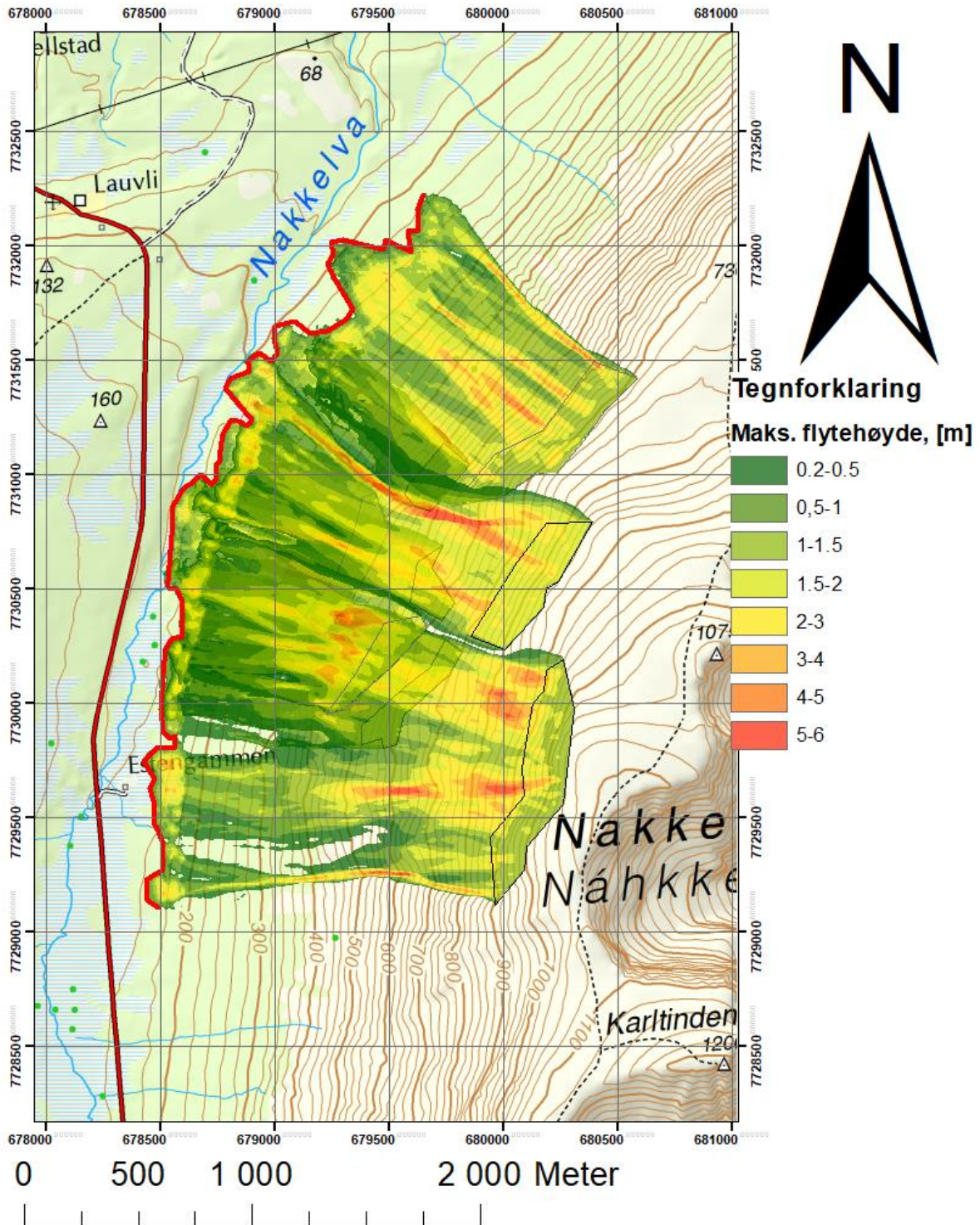
Figur A.2: Utløp for snøskred i Nakkedalen fra energilinje-modellen

Maksimal flytehode for snøskred i Nakkedalen fra SAMOS



Figur A.3: Maksimal flytehode for snøskred i Nakkedalen fra samosBeta.

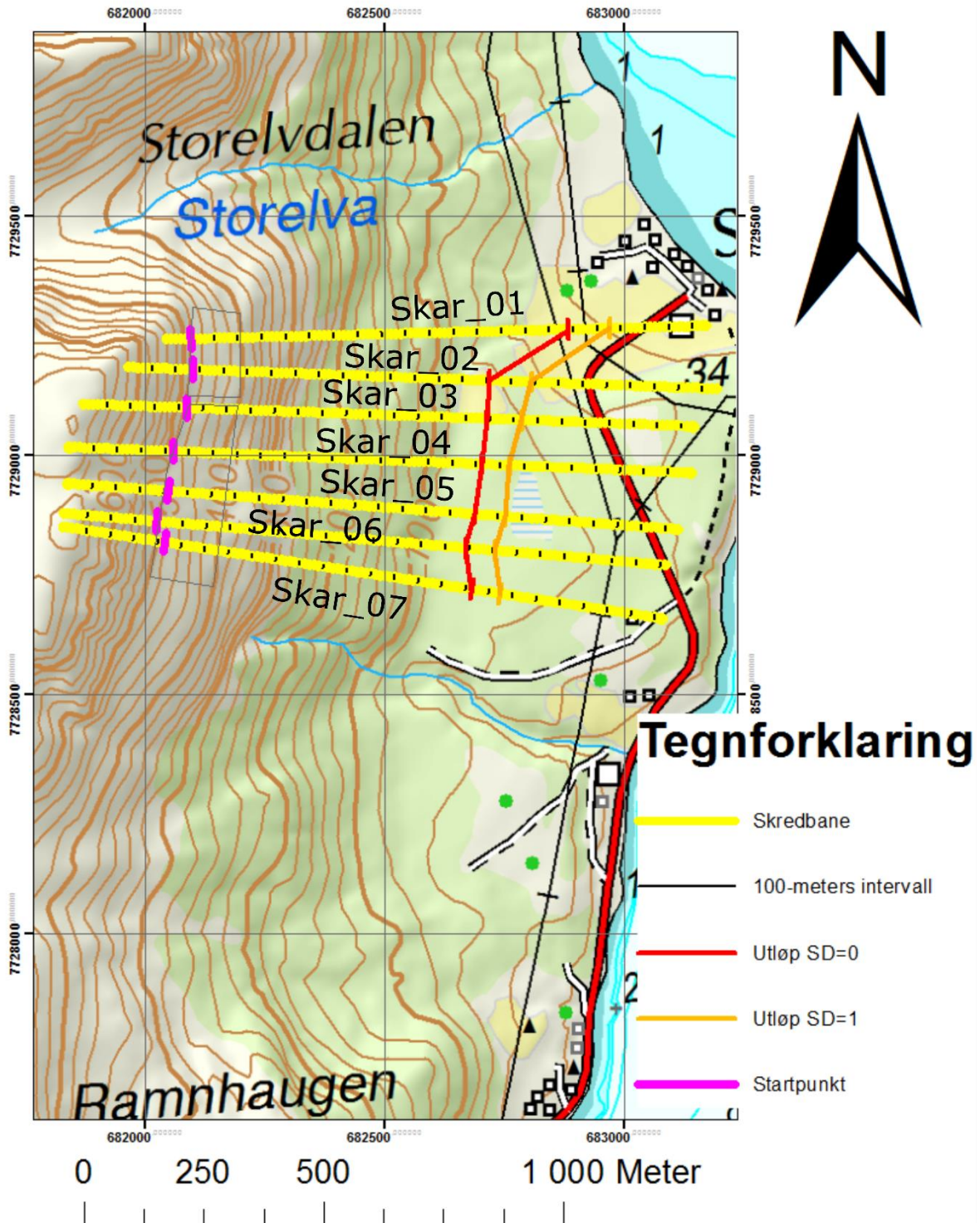
Maksimal flytehøyde for snøskred i Nakkedalen fra RAMMS



Figur A.4: Maksimal flytehøyde for snøskred i Nakkedalen fra RAMMS::AVALANCHE.

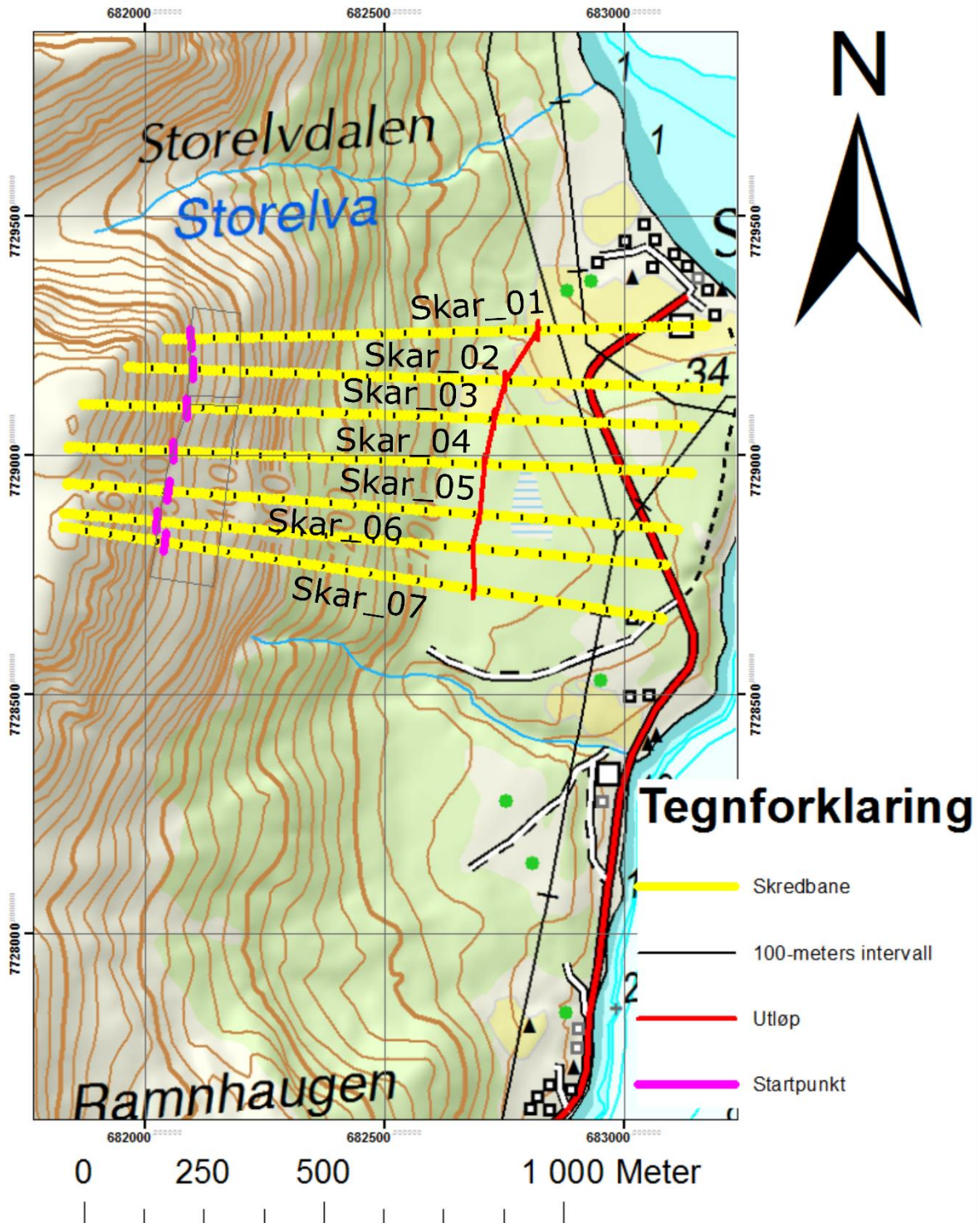
Vedlegg B: Simuleringsresultat snøskred på Skarmunken

Utløp for snøskred på Skarmunken fra Alfa-Beta



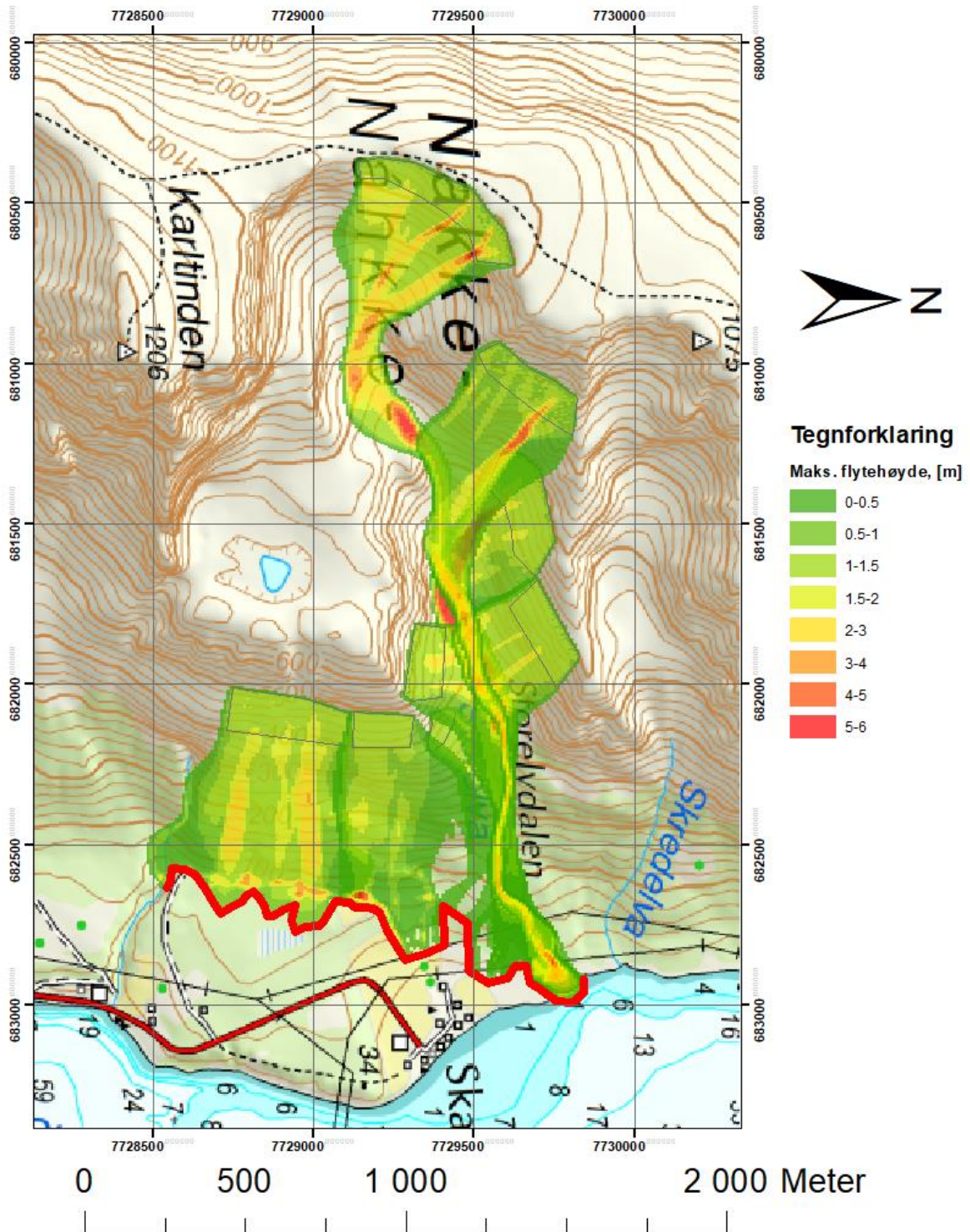
Figur B.1: Utløp for snøskred på Skarmunken fra Alfa-Beta.

Utløp for snøskred på Skarmunken fra energilinje-metoden



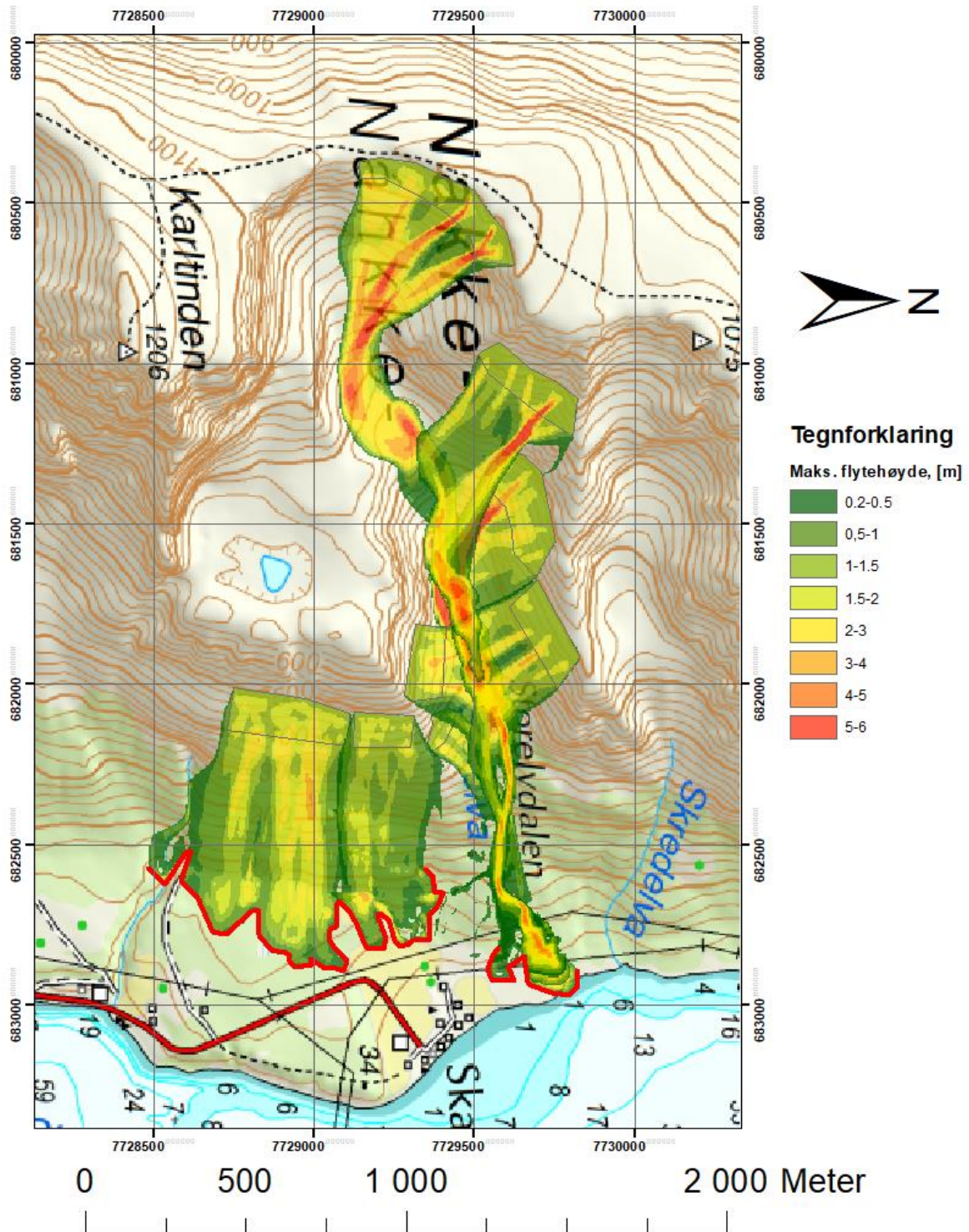
Figur B.2: Utløp for snøskred på Skarmunken fra energilinje-modellen.

Maksimal flytehode for snøskred på Skarmunken fra SAMOS



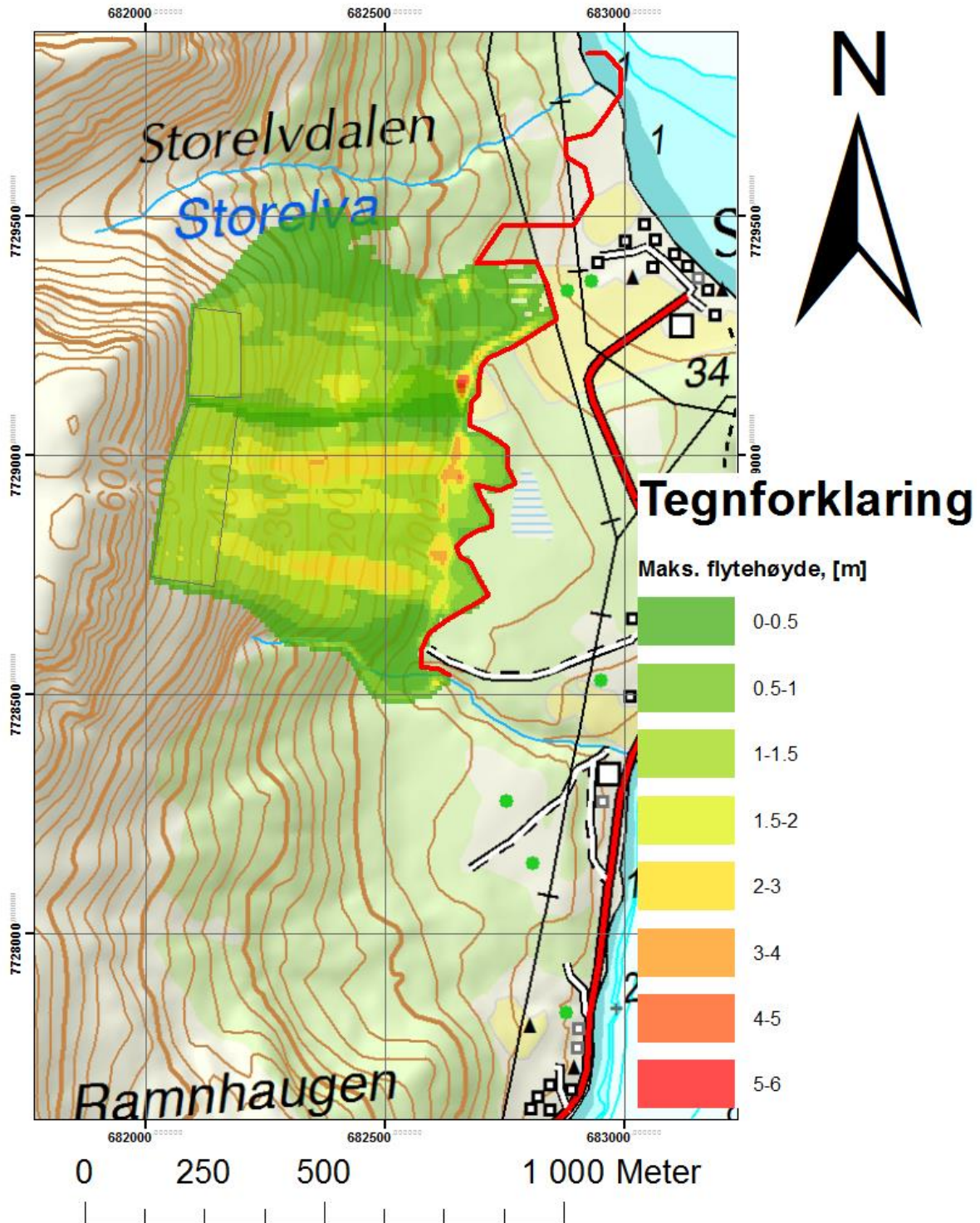
Figur B.3: Maksimal flytehode for snøskred på Skarmunken fra samosBeta.

Maksimal flytehode for snøskred på Skarmunken fra RAMMS



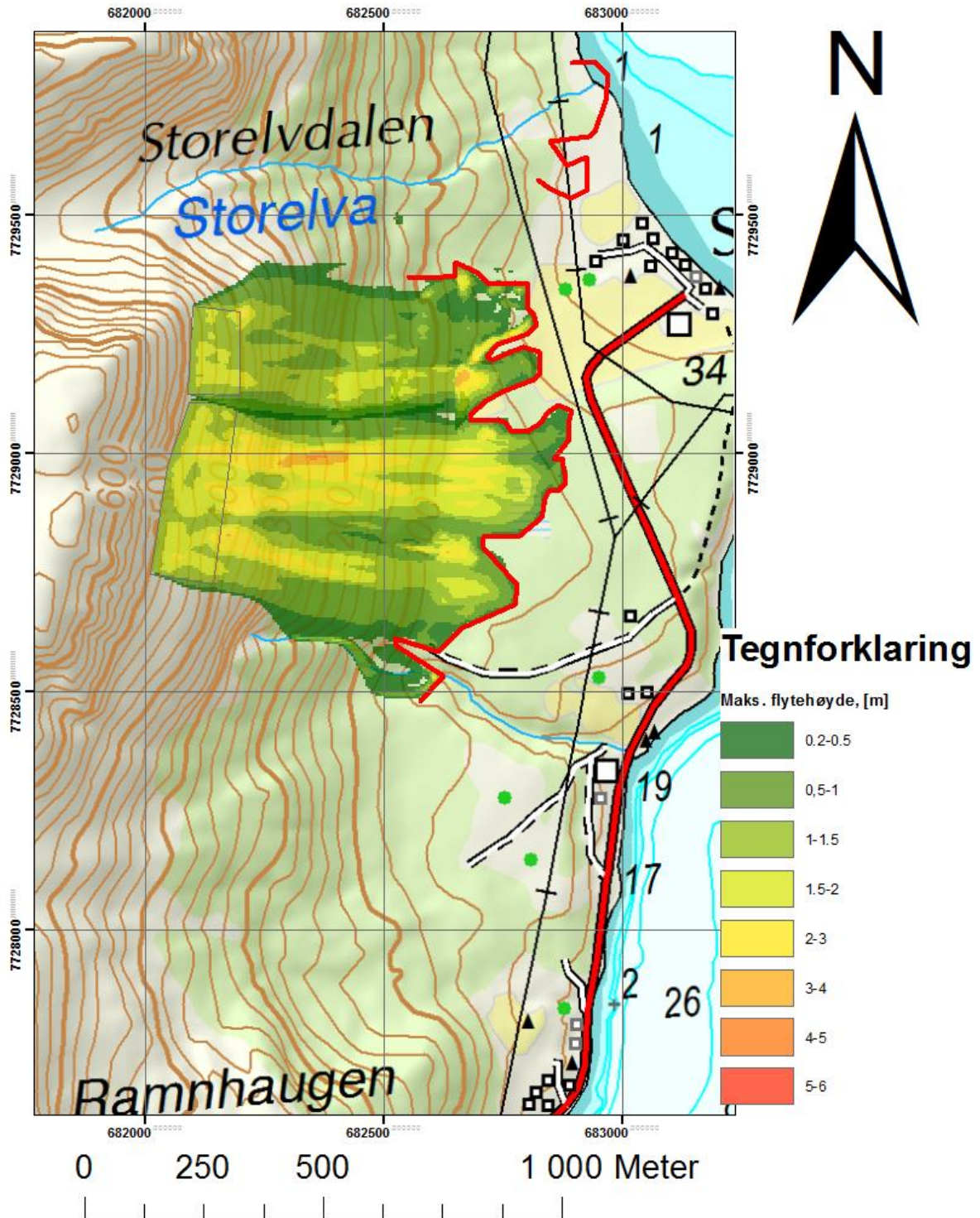
Figur B.4: Maksimal flytehode for snøskred på Skarmunken fra RAMMS::AVALANCHE.

Maksimal flytehode for snøskred på Skarmunken fra SAMOS, nærbilde



Figur B.5: Maksimal flytehode for snøskred på Skarmunken fra samosBeta, nærbilde.

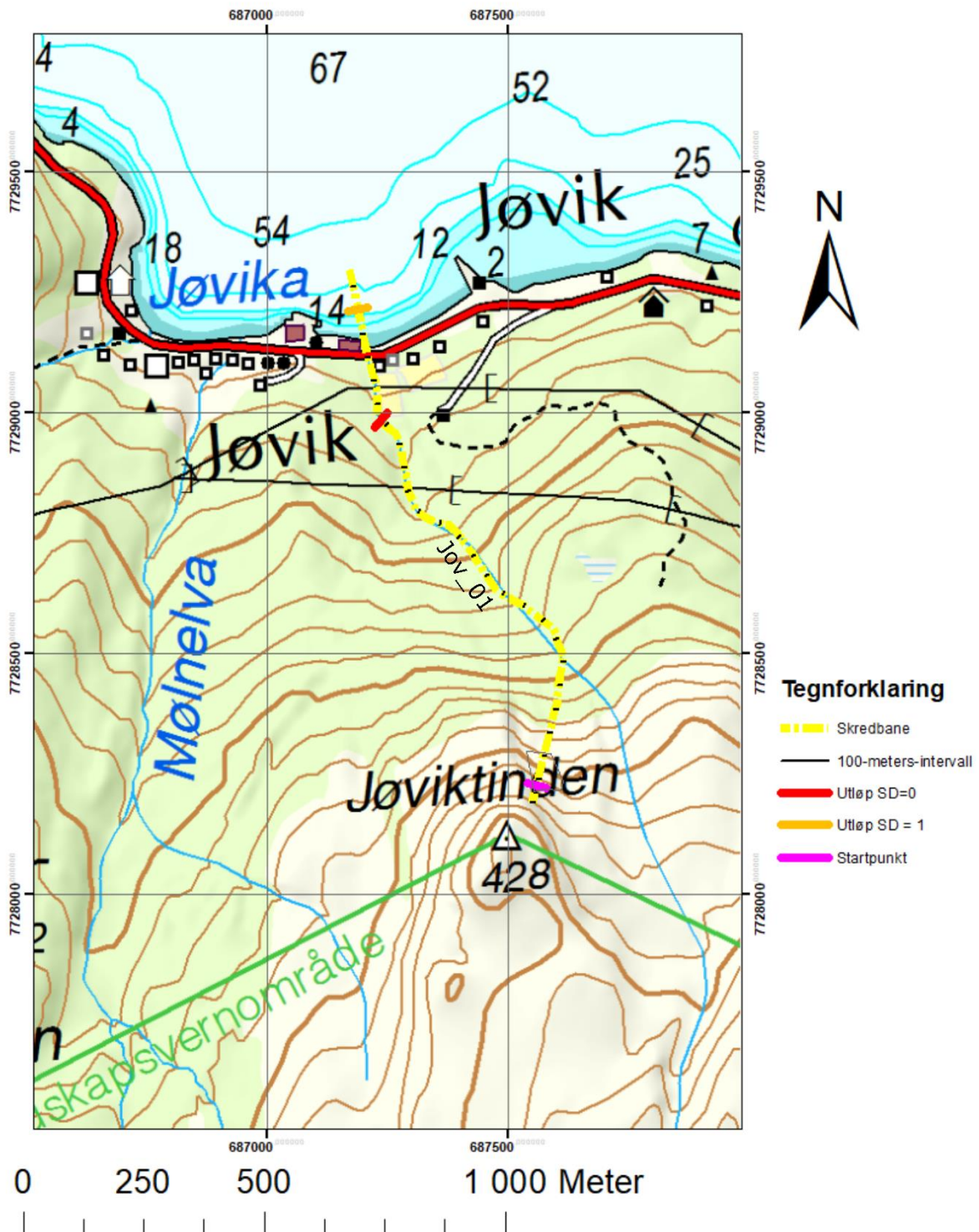
Maksimal flytehode for snøskred på Skarmunken fra RAMMS, nærbilde



Figur B:6: Maksimal flytehode for snøskred på Skarmunken fra RAMMS::AVALANCHE, nærbilde.

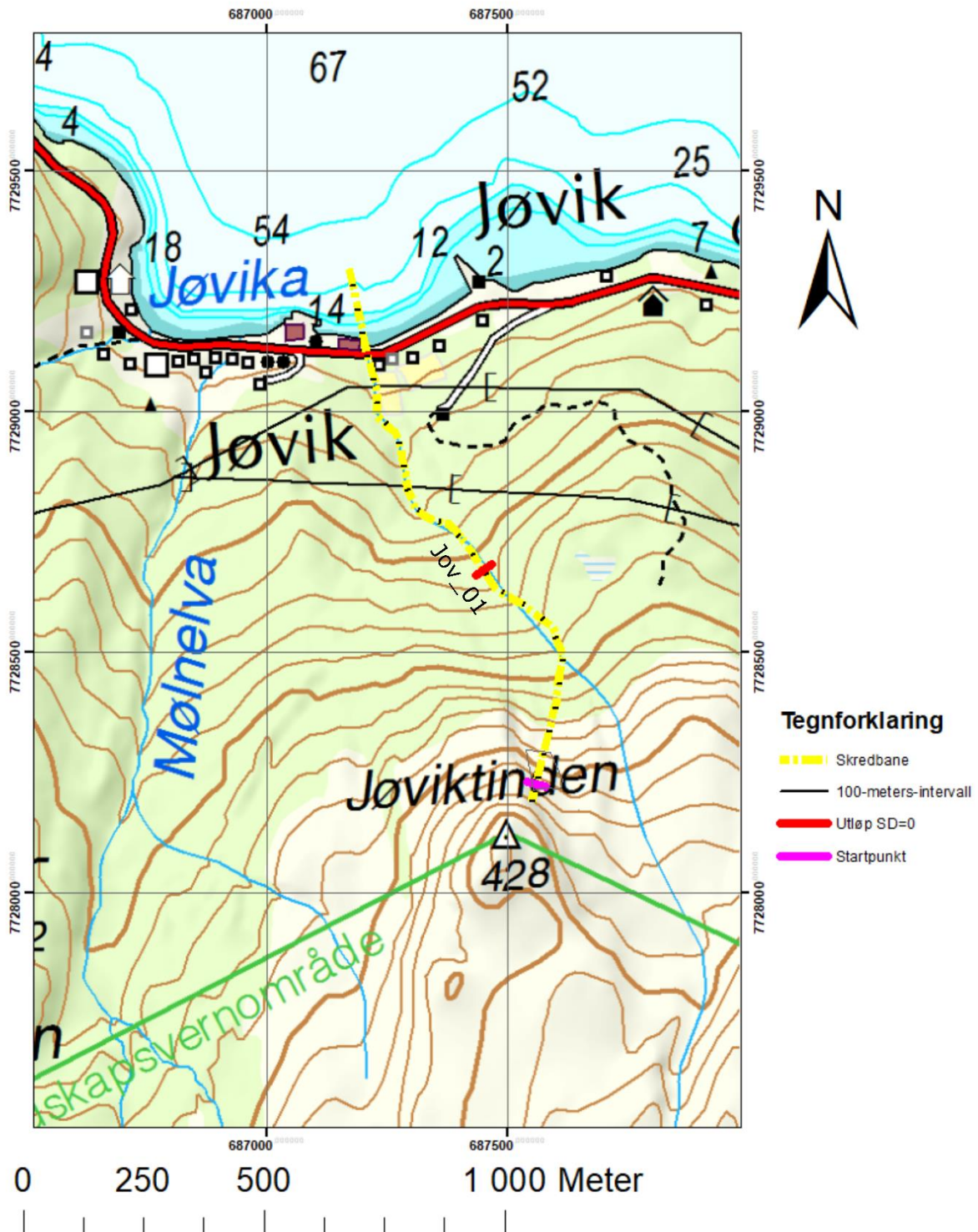
Vedlegg C: Simuleringsresultat snøskred i Jøvika

Utløp for snøskred i Jøvika fra Alfa-Beta



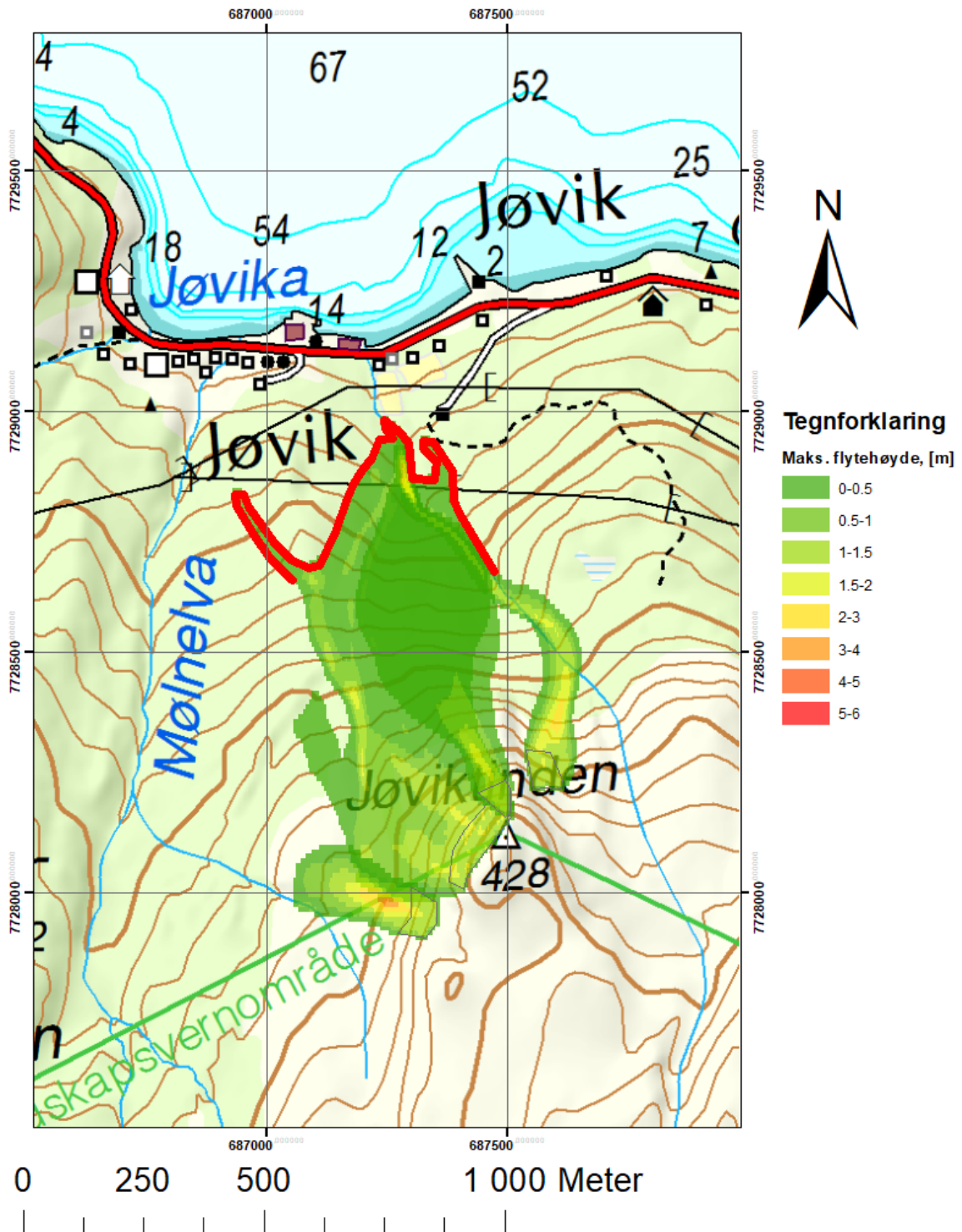
Figur C.1: Utløp for snøskred i Jøvika fra Alfa-Beta.

Utløp for snøskred i Jøvika fra energilinje-metoden



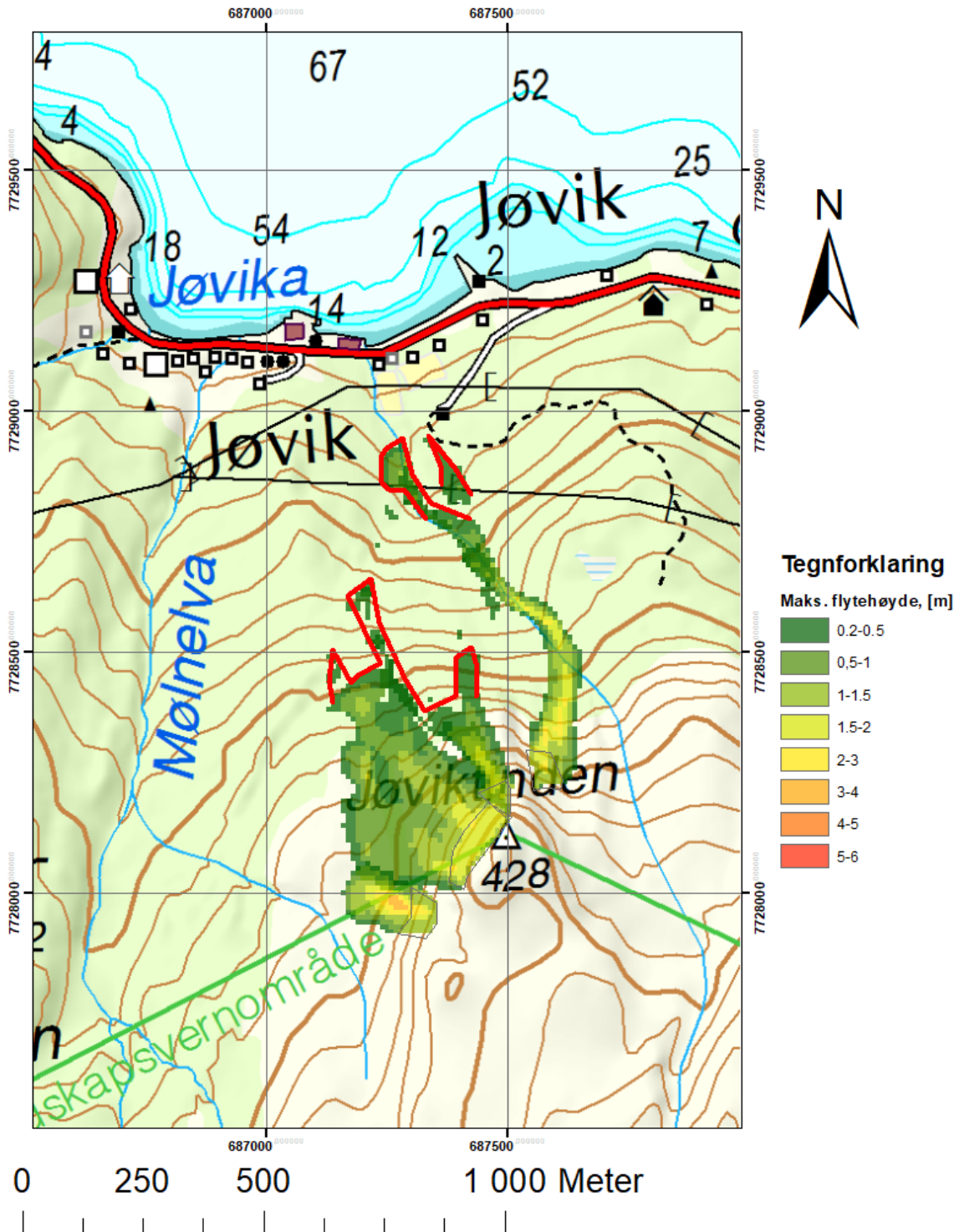
Figur C.2: Utløp for snøskred i Jøvika fra energilinje-modellen.

Maksimal flytehoejde for snøskred i Jøvika fra SAMOS



Figur C.3: Maksimal flytehoejde for snøskred i Jøvika fra samosBeta.

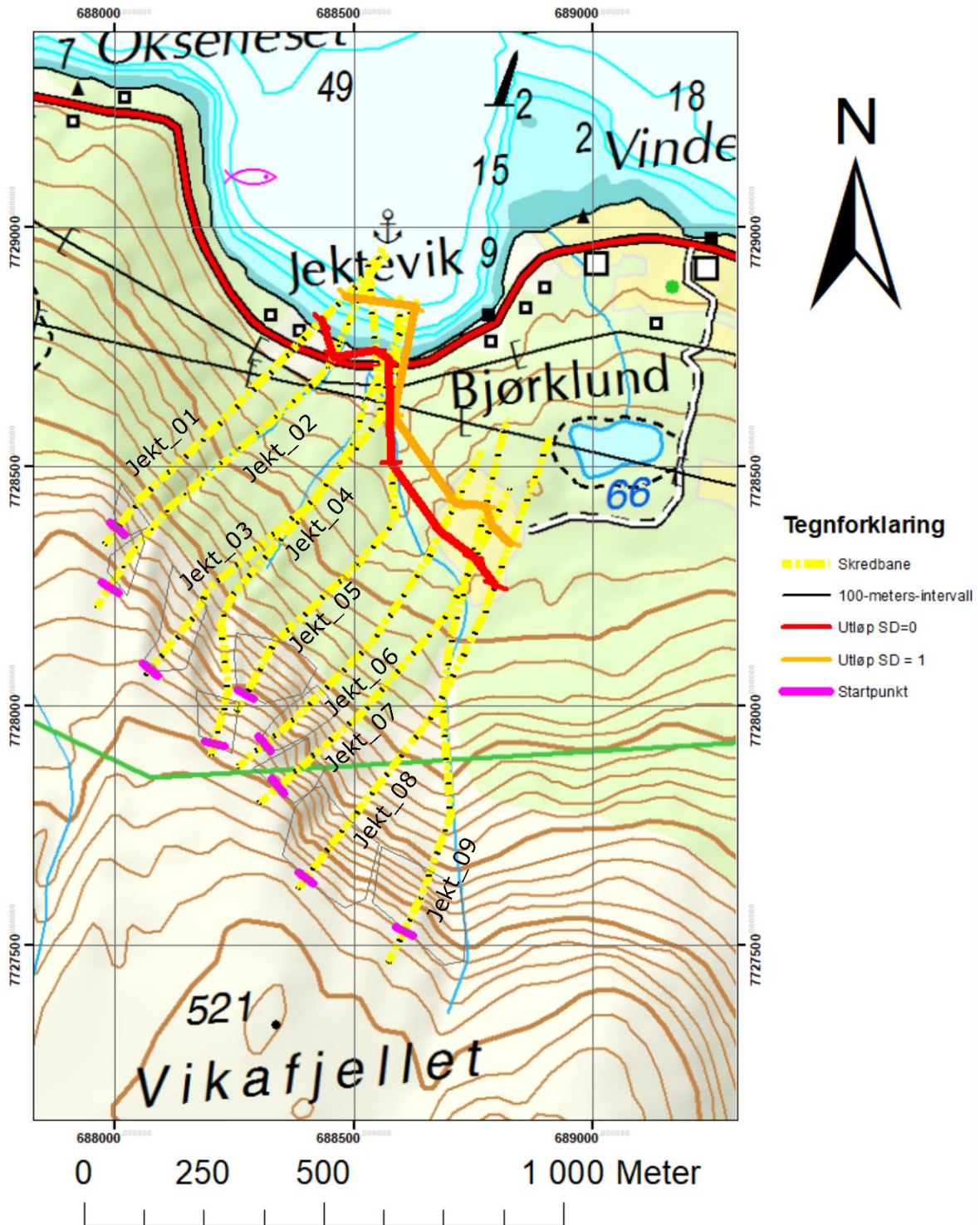
Maksimal flytehode for snøskred i Jøvika fra RAMMS



Figur C.4: Maksimal flytehode for snøskred i Jøvika fra RAMMS::AVALANCHE

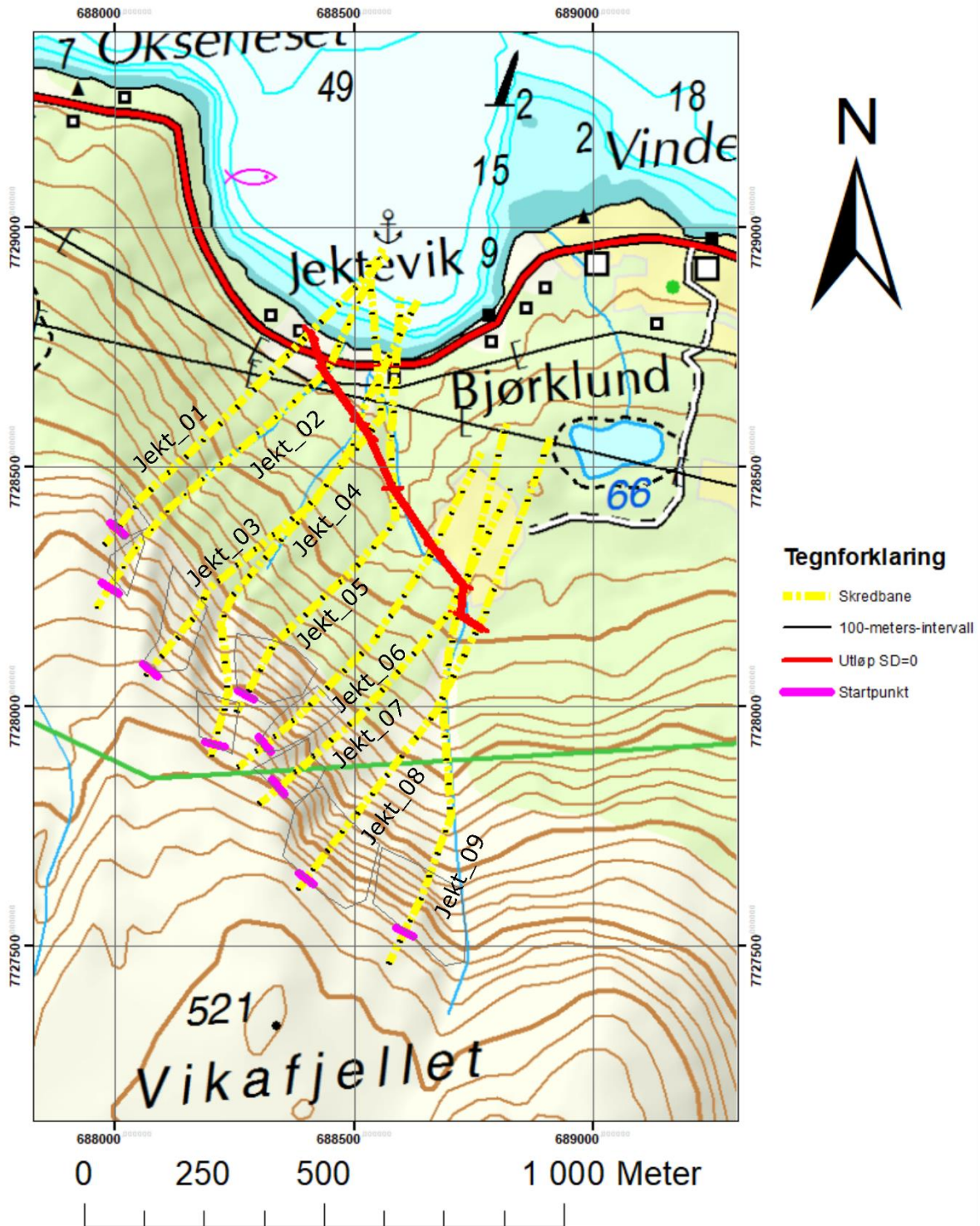
Vedlegg D: Simuleringsresultat snøskred i Jektevika

Utløp for snøskred i Jektevika Fra Alfa-Beta



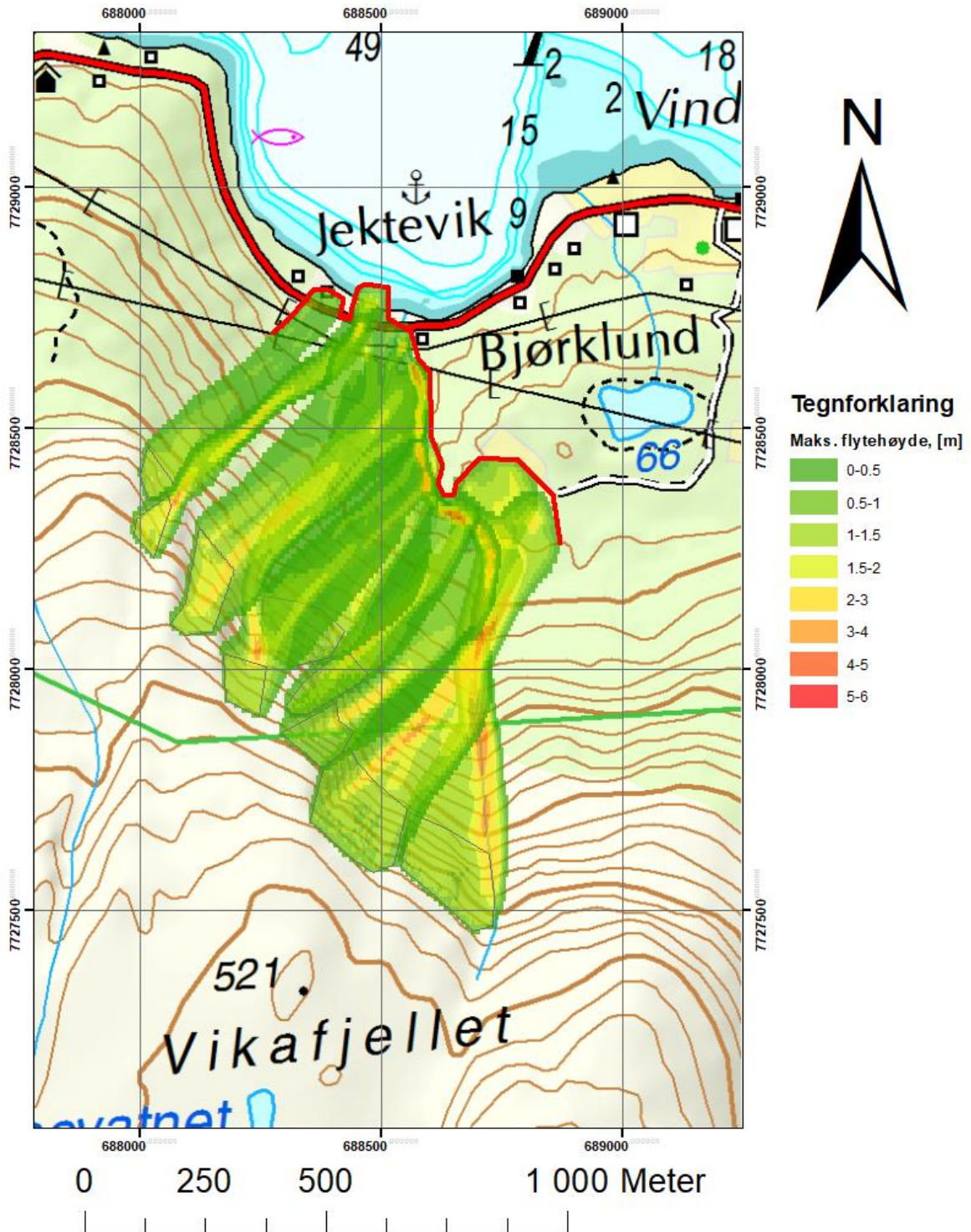
Figur D.1: Utløp for snøskred i Jektevika fra Alfa-Beta.

Utløp for snøskred i Jektevika Fra energilinje-metoden



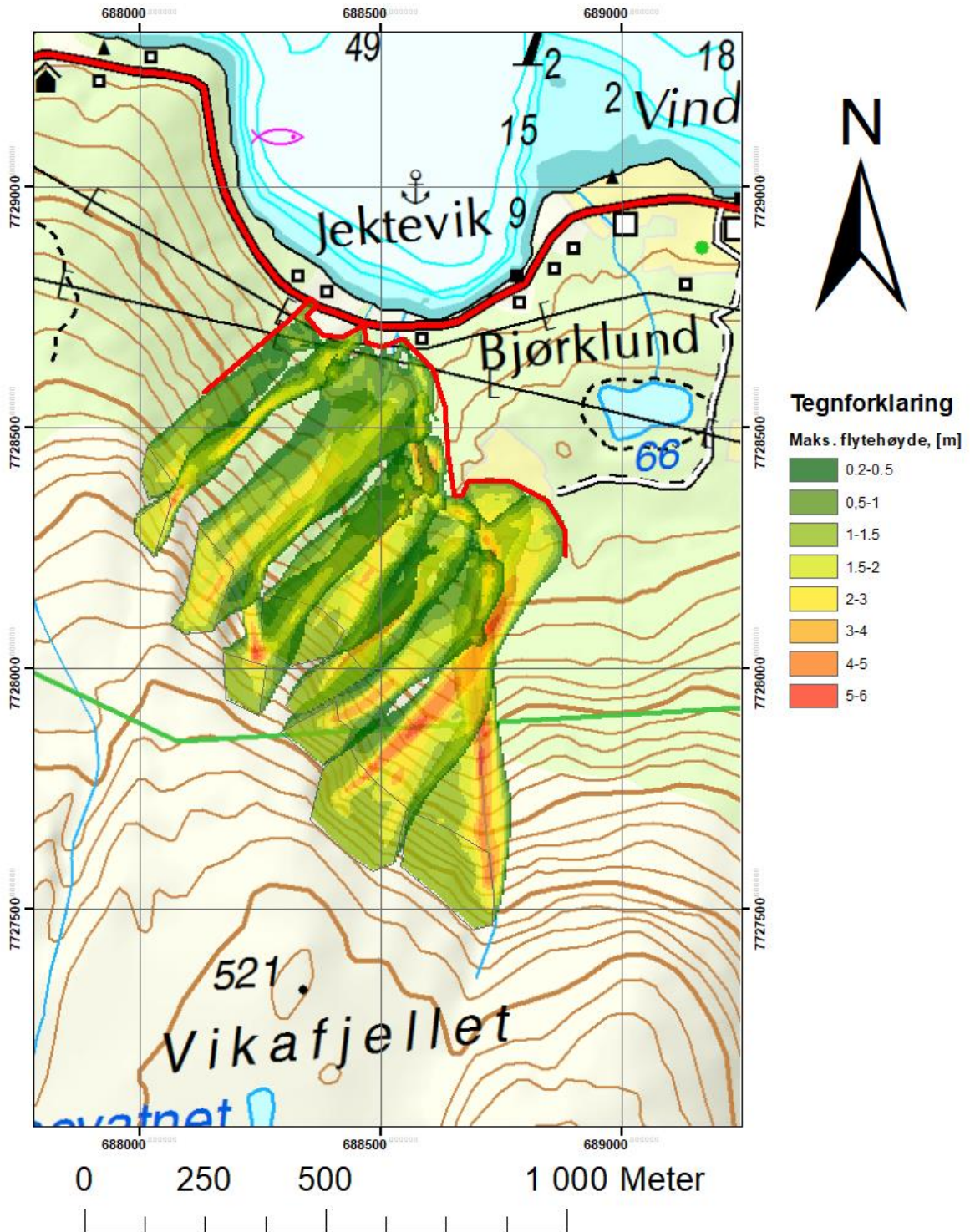
Figur D.2: Utløp for snøskred i Jektevika fra energilinje-modellen.

Maksimal flytehode for snøskred i Jektevika fra SAMOS



Figur D.3: Maksimal flytehode for snøskred i Jektevika fra samosBeta.

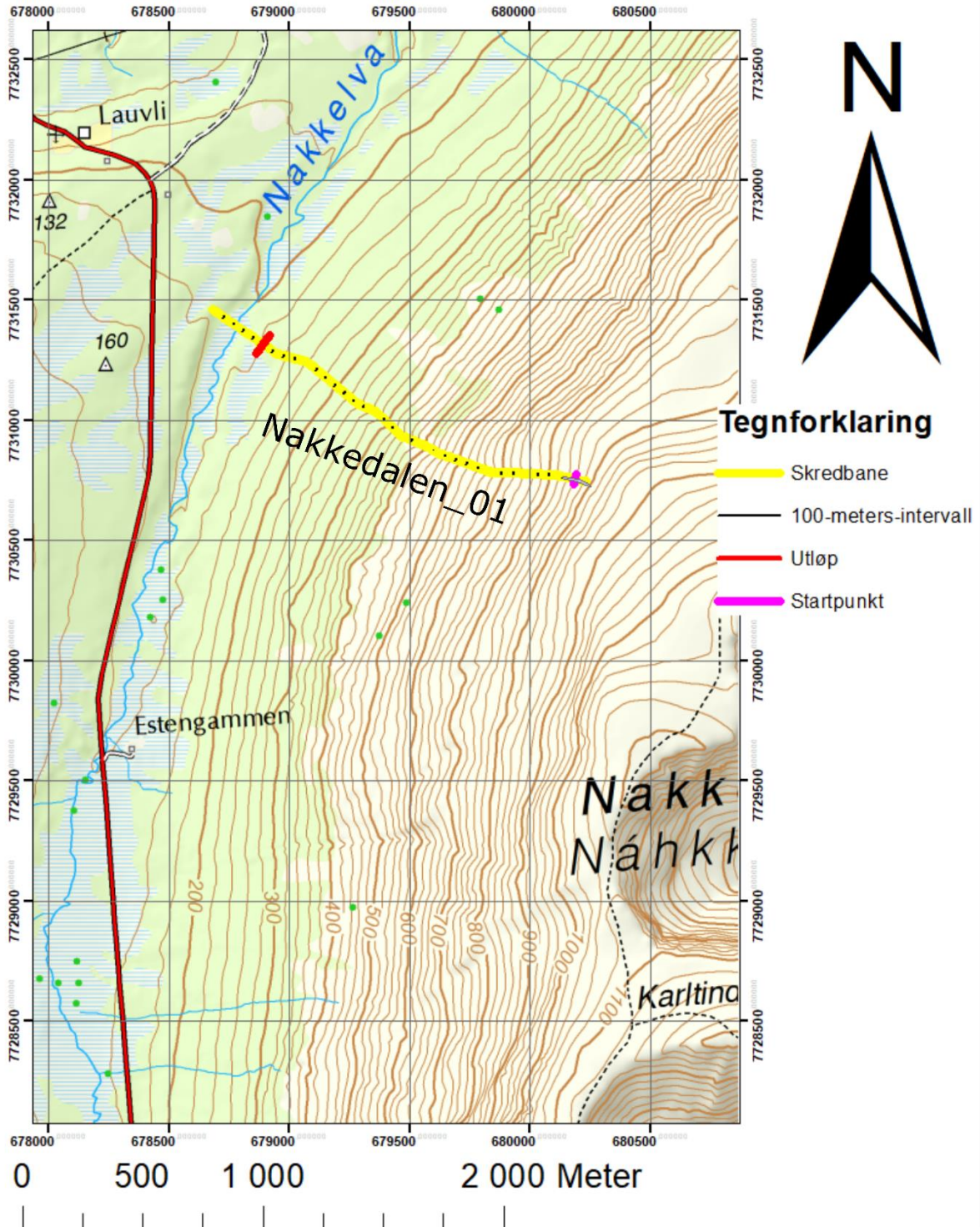
Maksimal flytehode for snøskred i Jektevika fra RAMMS



Figur D.4: Maksimal flytehode for snøskred i Jektevika fra RAMMS::AVALANCHE.

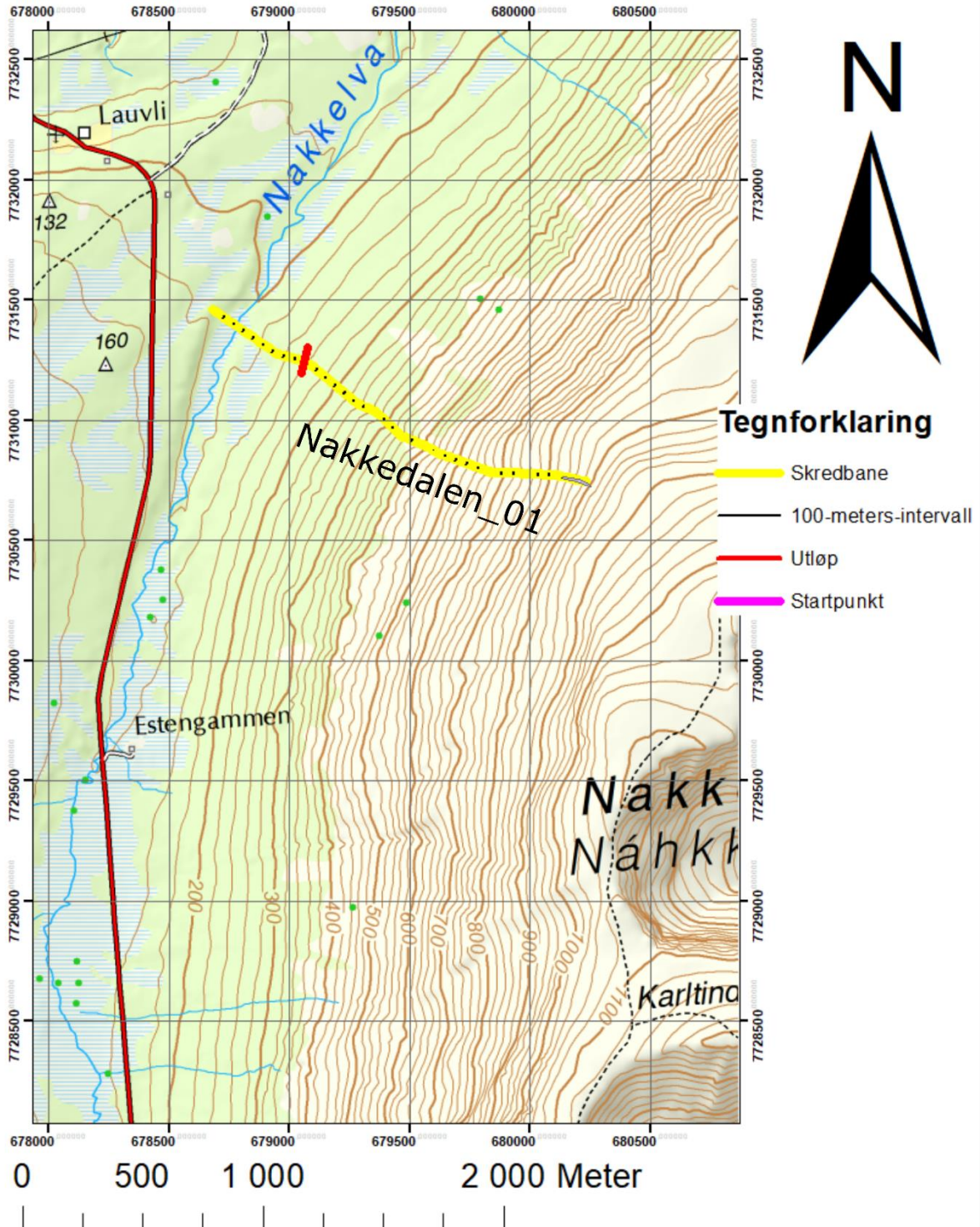
Vedlegg E: Simuleringsresultat flomskred i Nakkedalen

Utløp for flomskred i Nakkedalen fra Alfa-Beta



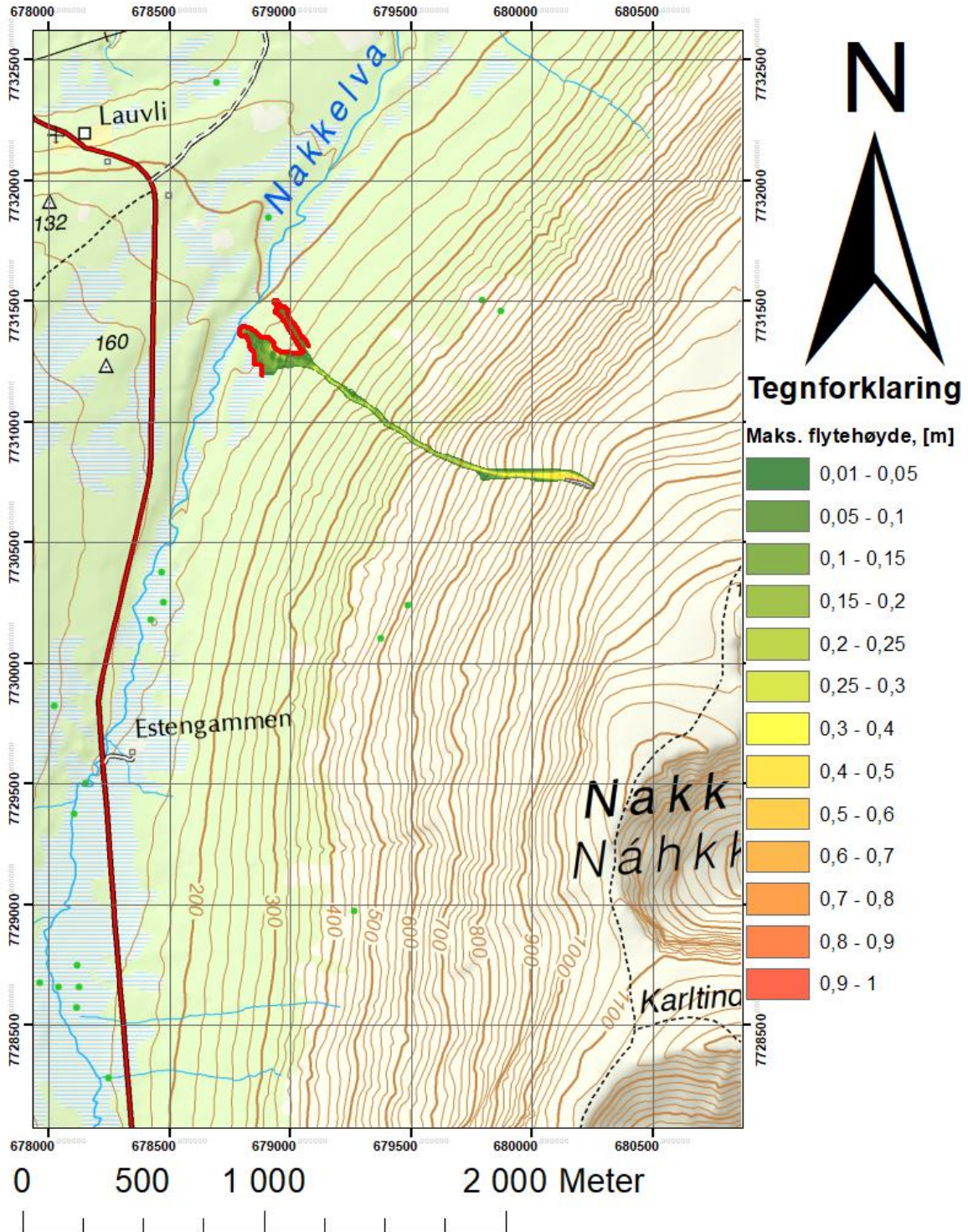
Figur E.1: Utløp for flomskred i Nakkedalen fra Alfa-Beta.

Utløp for flomskred i Nakkedalen fra energilinje-metoden



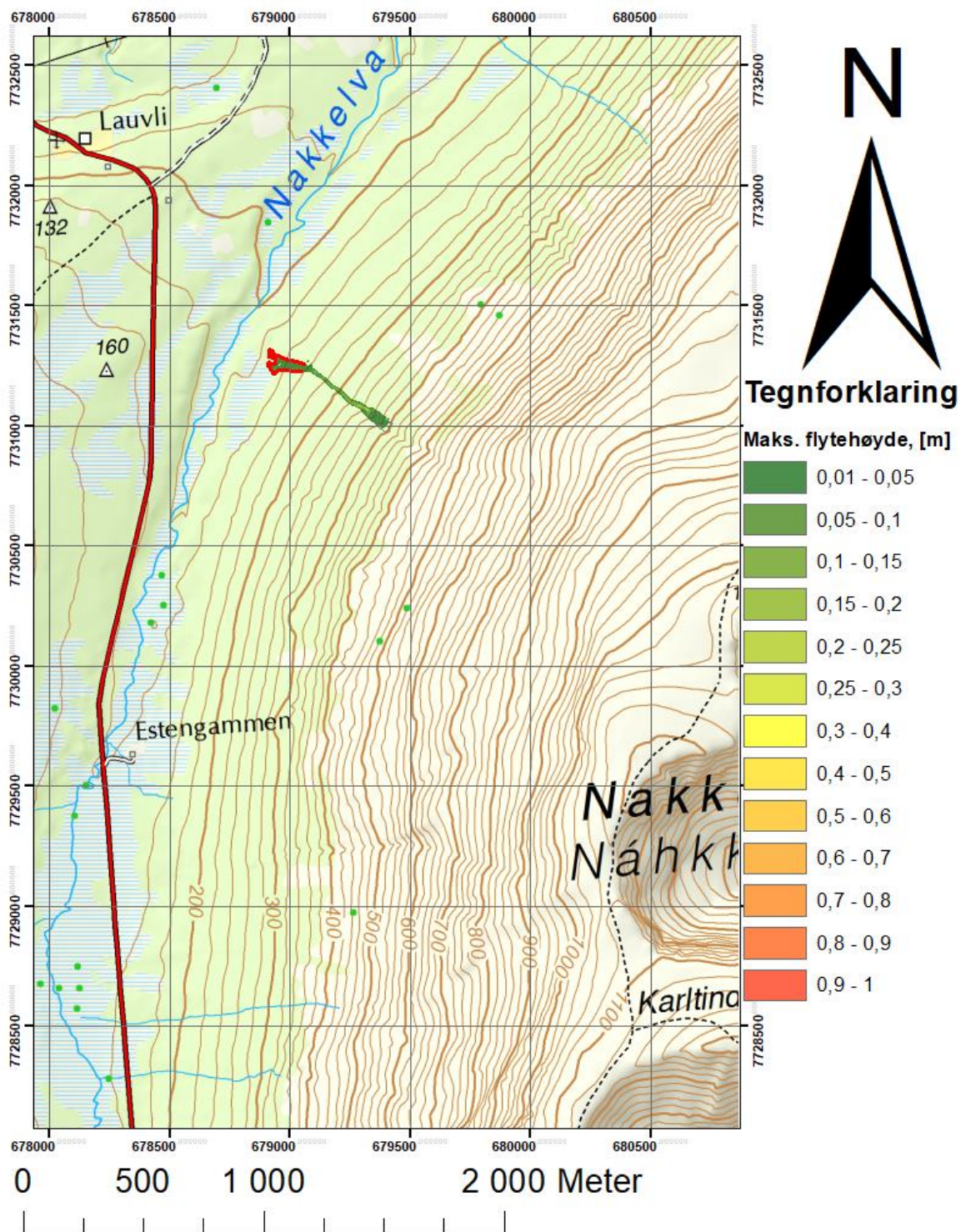
Figur E.2: Utløp for flomskred i Nakkedalen fra energilinje-modellen.

Maksimal flytehode for flomskred i Nakkedalen fra RAMMS, blokk



Figur E.3: Maksimal flytehode for flomskred i Nakkedalen fra RAMMS::DEBRIS FLOW, blokk

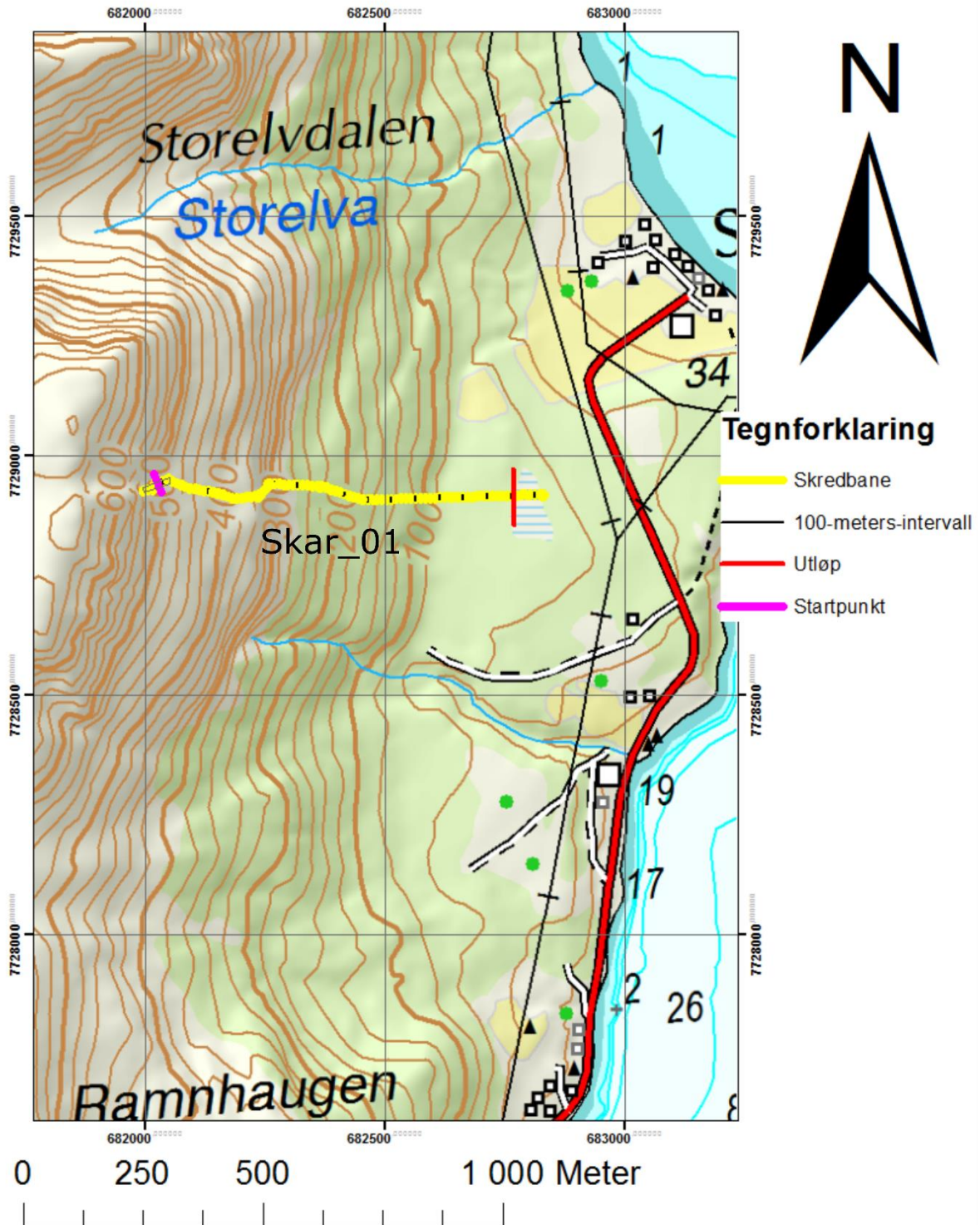
Maksimal flytehoejde for flomskred i Nakkedalen fra RAMMS, hydrograf



Figur E.4: Maksimal flytehoejde for flomskred i Nakkedalen fra RAMMS::DEBRIS FLOW, hydrograf

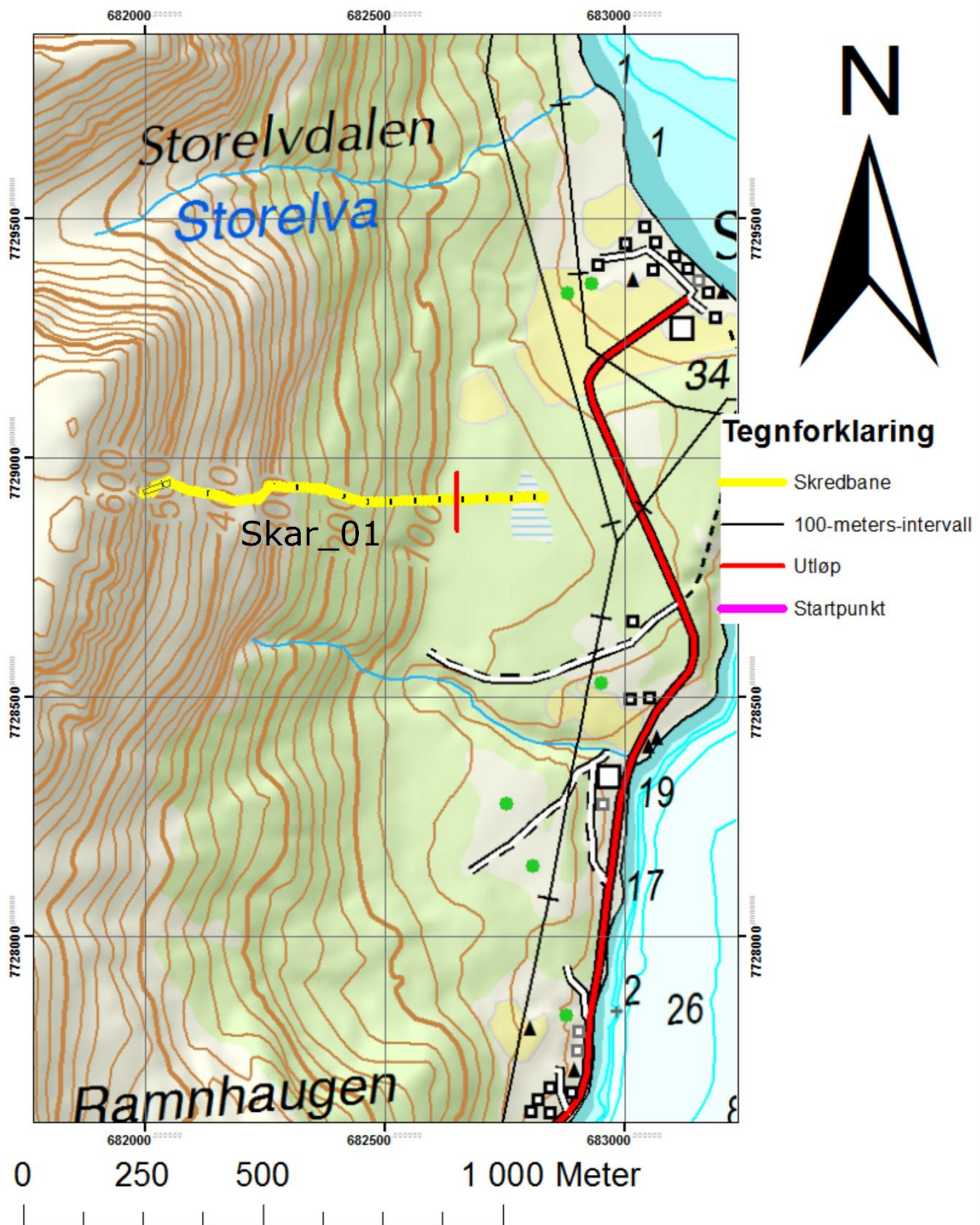
Vedlegg F: Simuleringsresultat flomskred på Skarmunken

Utløp for flomskred på Skarmunken fra Alfa-Beta



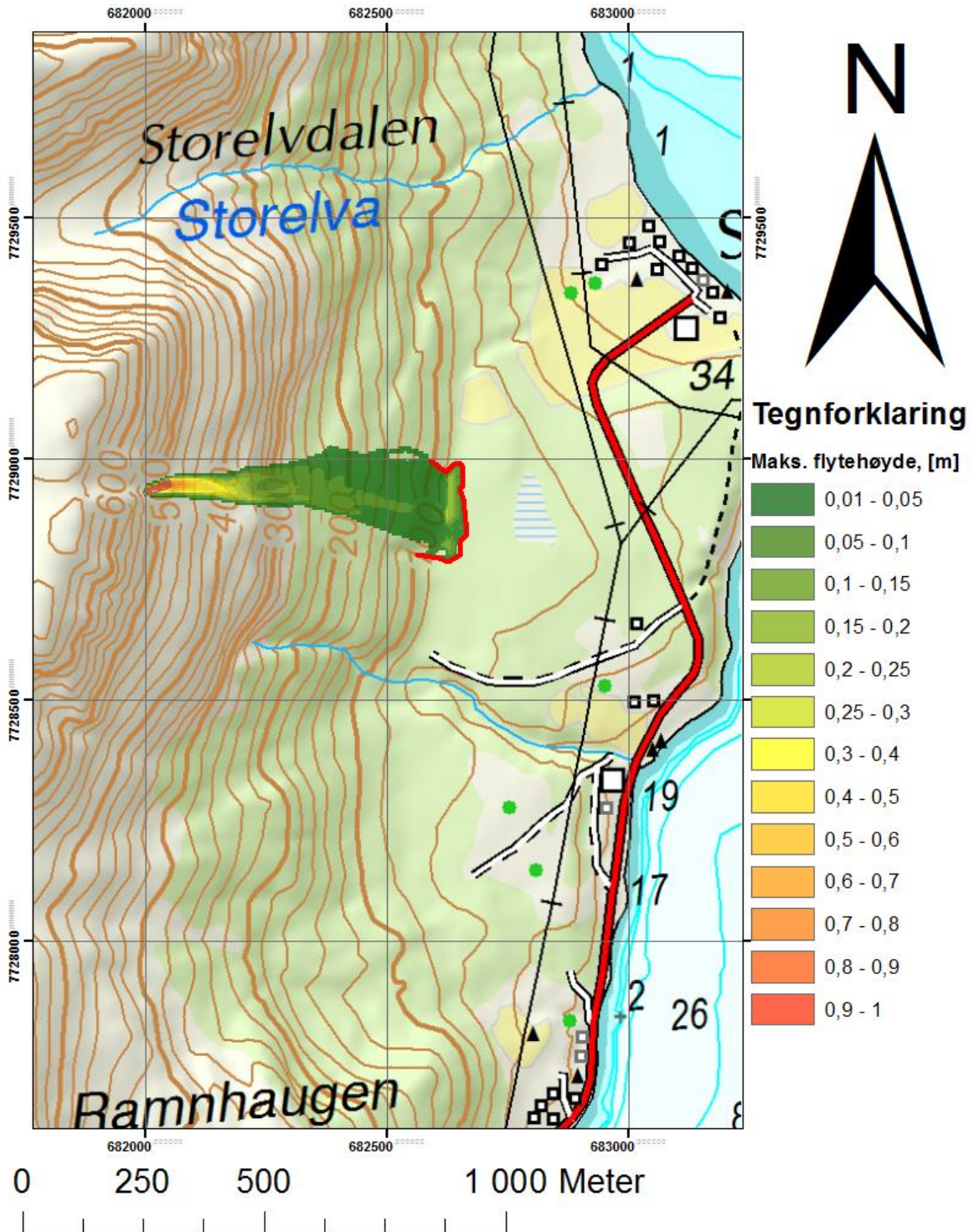
Figur F.1: Utløp for flomskred på Skarmunken fra Alfa-Beta.

Utløp for flomskred på Skarmunken fra energilinje-metoden



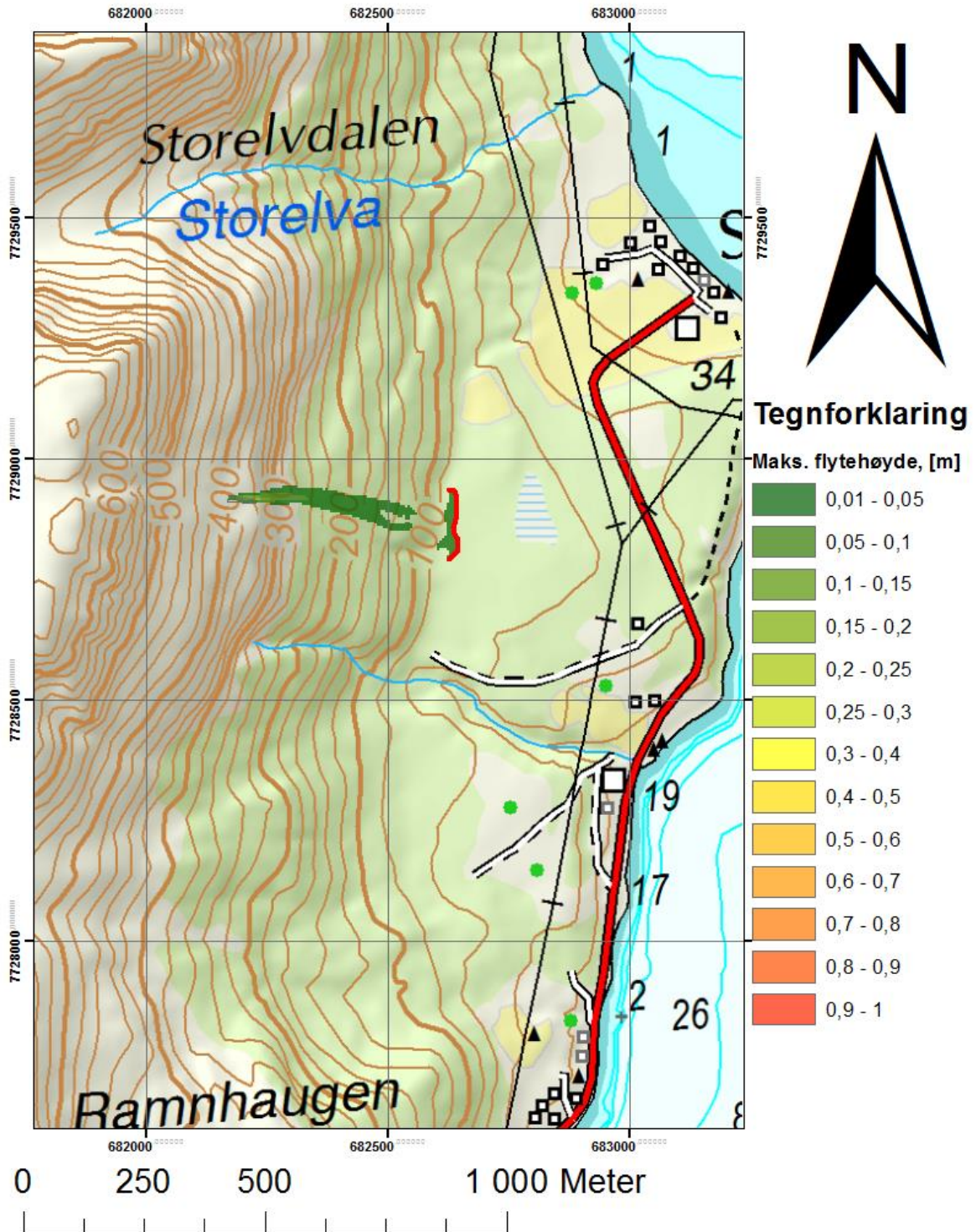
Figur F.2: Utløp for flomskred på Skarmunken fra energilinje-modellen.

Maksimal flytehode for flomskred på Skarmunken fra RAMMS, blokk



Figur F.3: Maksimal flytehode for flomskred på Skarmunken fra RAMMS::DEBRIS FLOW, blokk

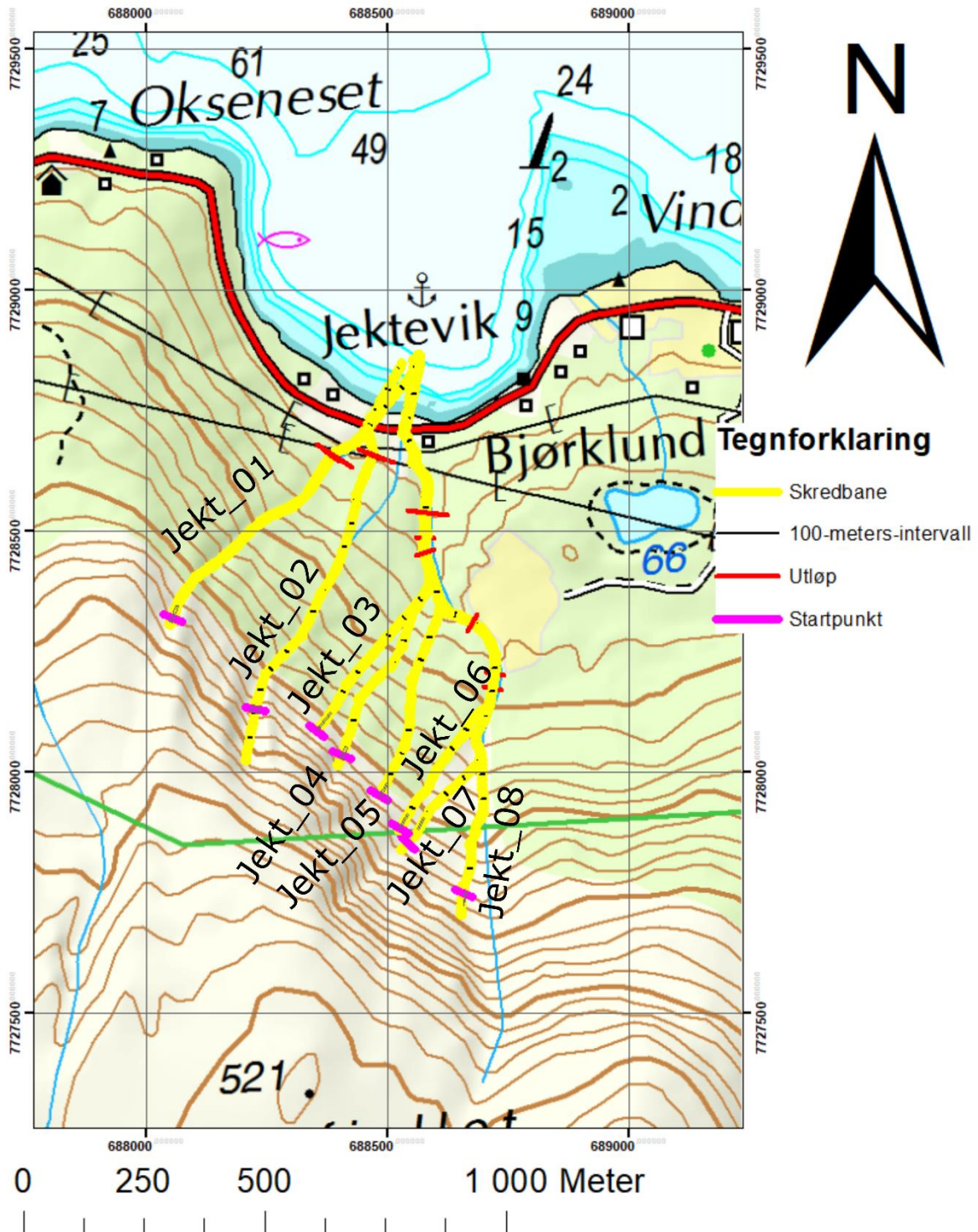
Maksimal flytehoejde for flomskred på Skarmunken fra RAMMS, hydrograf



Figur F.4: Maksimal flytehoejde for flomskred på Skarmunken fra RAMMS::DEBRIS FLOW, hydrograf

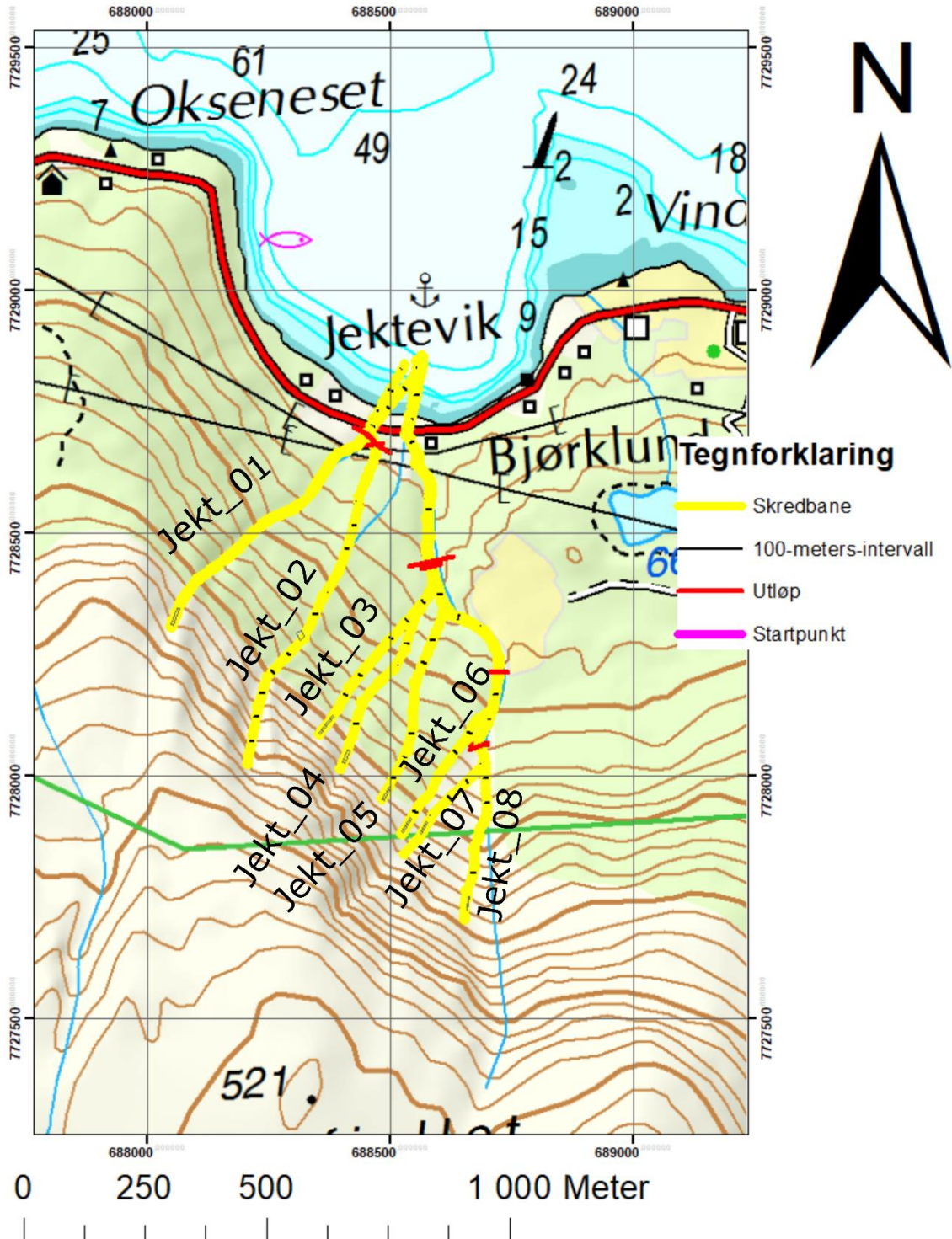
Vedlegg G: Simuleringsresultat flomskred i Jektevika

Utløp for snøskred i Jektevika fra Alfa-Beta



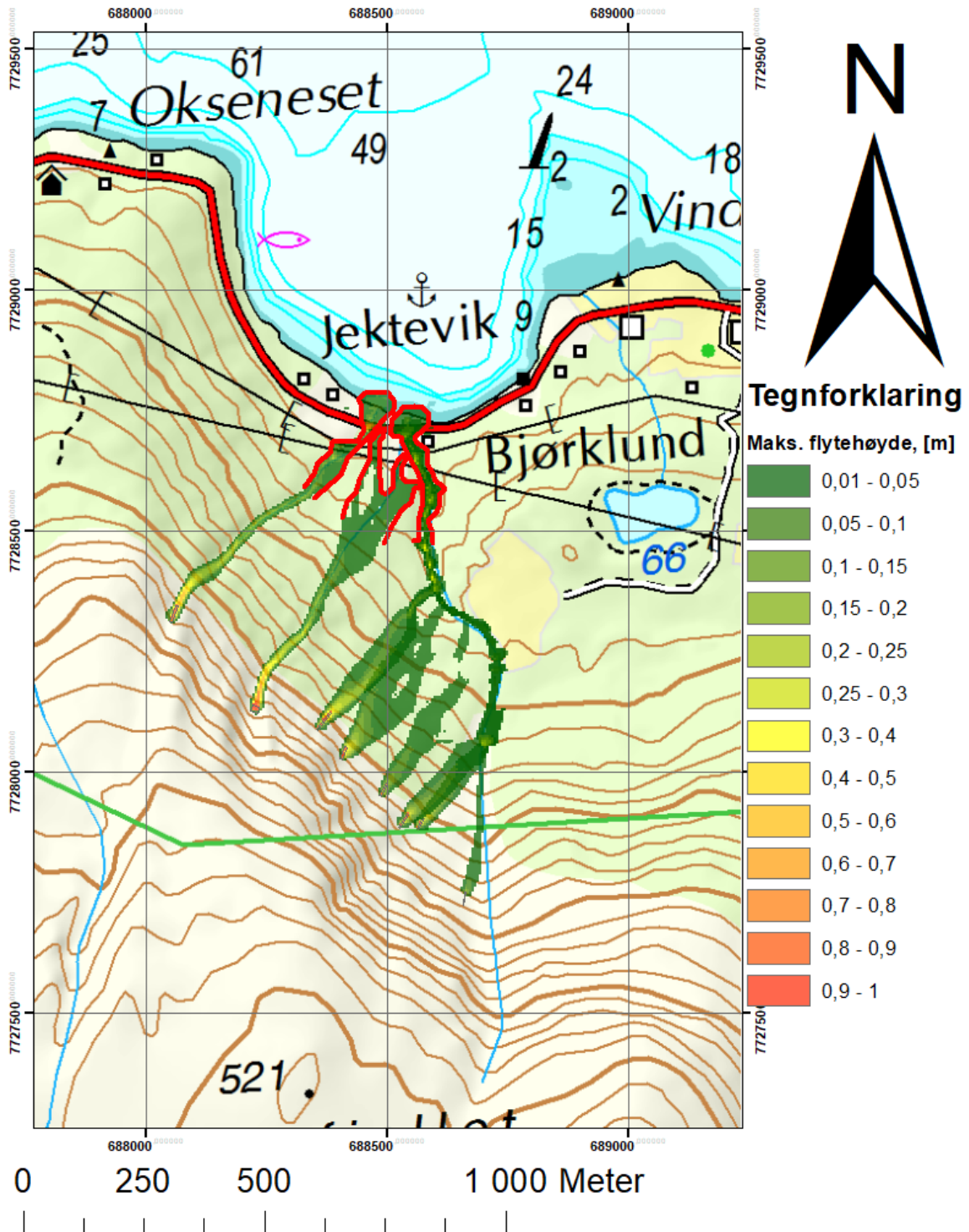
Figur G.1: Utløp for flomskred i Jektevika fra Alfa-Beta.

Utløp for snøskred i Jektevika fra energilinje-metoden



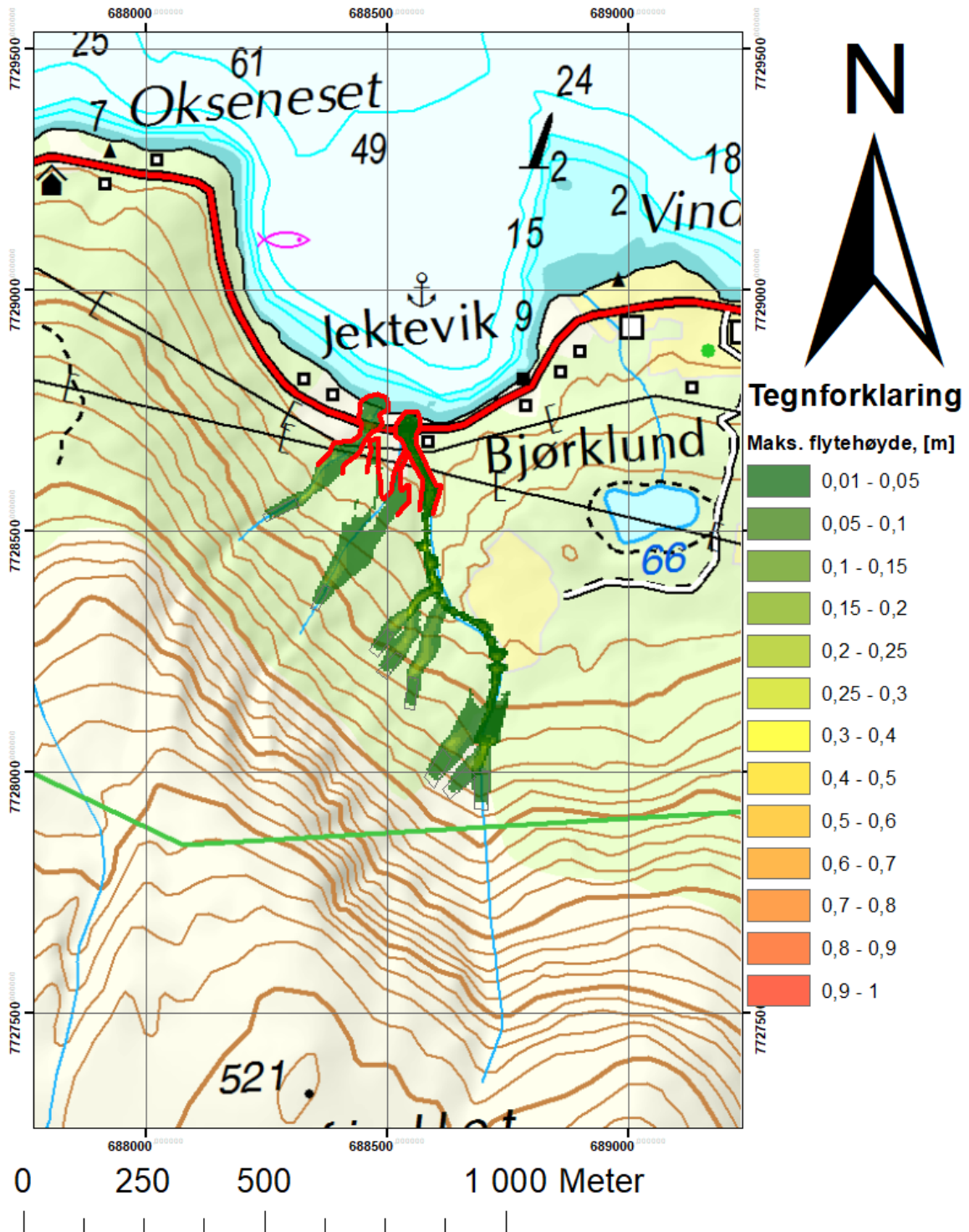
Figur G.2: Utløp for flomskred i Jektevika fra energilinje-modellen.

Maksimal flytehode for flomskred i Jektevika fra RAMMS, blokk



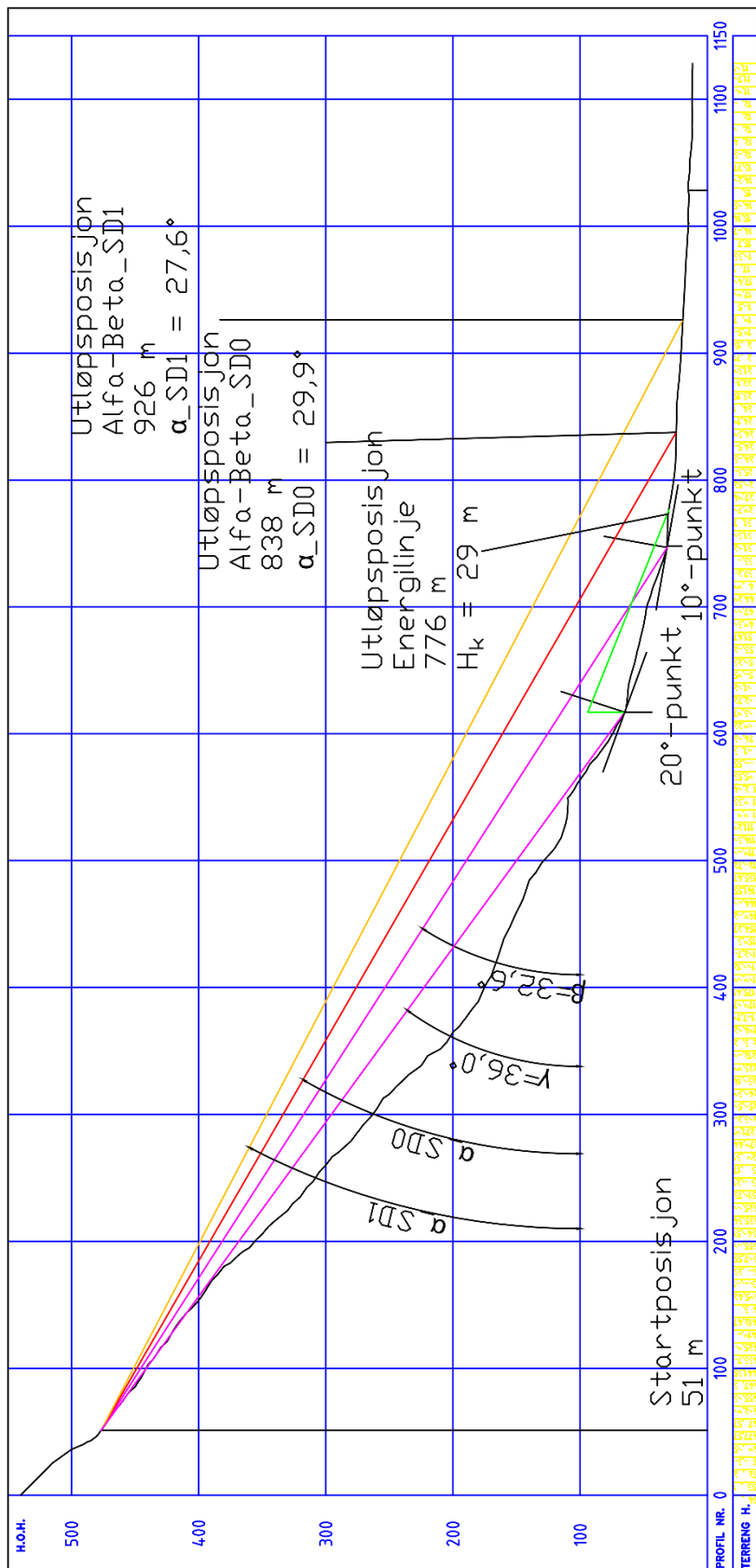
Figur G.3: Maksimal flytehode for flomskred i Jektevika fra RAMMS::DEBRIS FLOW, blokk

Maksimal flytehode for flomskred i Jektevika fra RAMMS, hydrograf



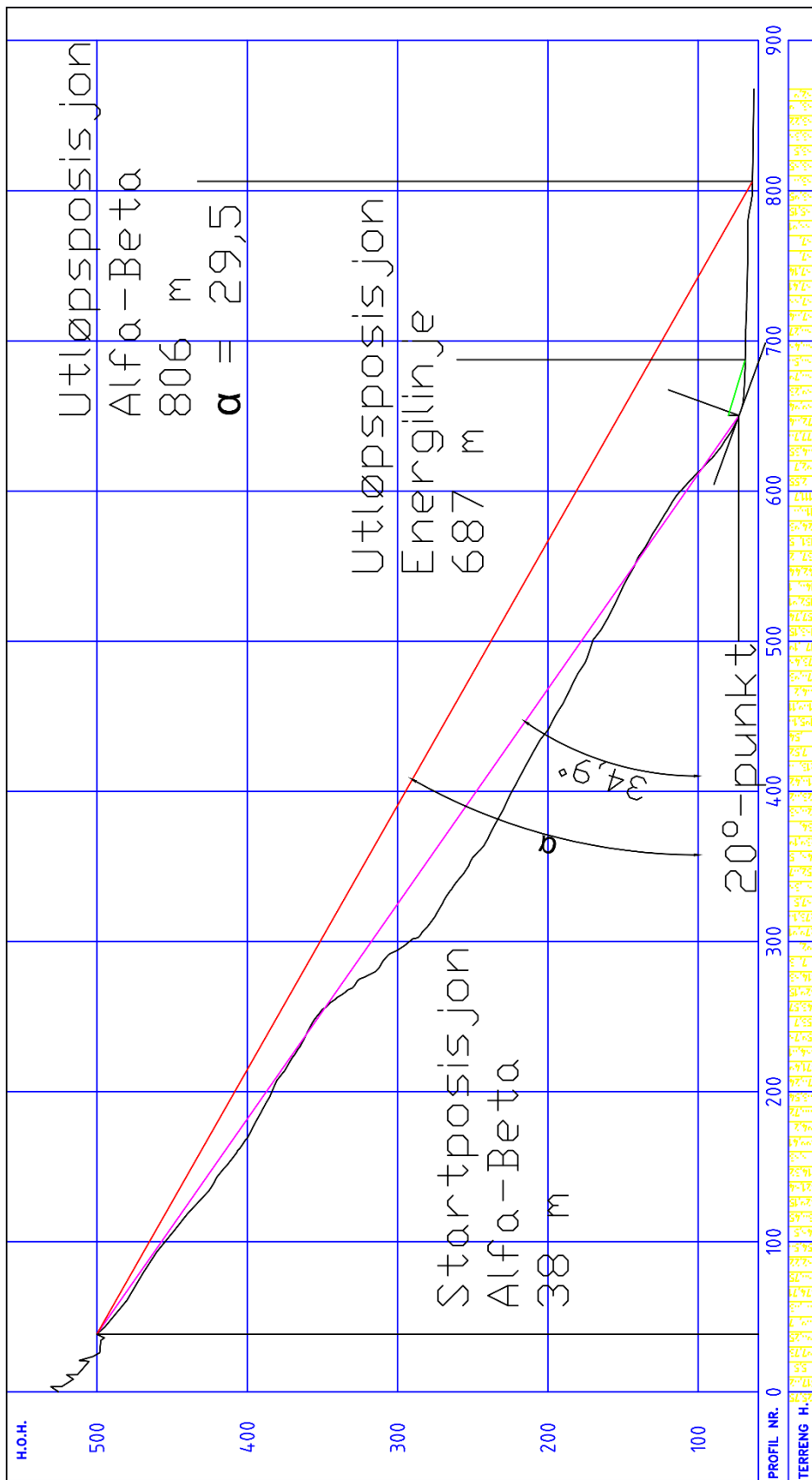
Figur G.4: Maksimal flytehode for flomskred i Jektevika fra RAMMS::DEBRIS FLOW, hydrograf

**Vedlegg H: Eksempel på beregning av utløpslengde for
snøskred med Alfa-Beta og energilinjemodellen, fra
Skarmunken**



Figur H.1: Profil Skar_02. Beregning av utløpslengde for snøskred med Alfa-Beta og energilinje-modellen.

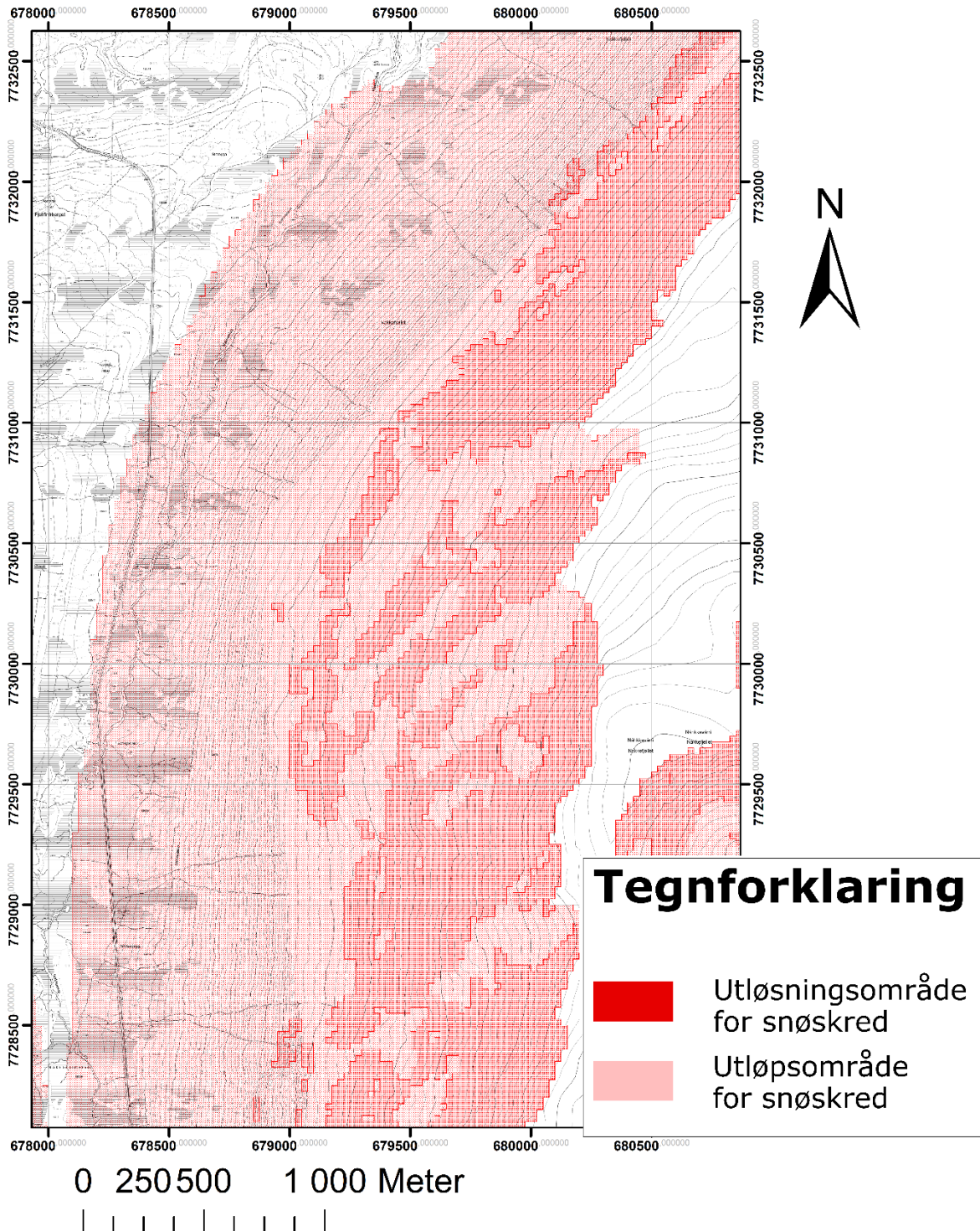
**Vedlegg I: Eksempel på beregning av utløpslengde for
flomskred med Alfa-Beta og energilinjemodellen, fra
Skarmunken**



Figur I.1: Profil Skar_01. Beregning av utløpslengde for flomskred med Alfa-Beta og energilinje-modellen.

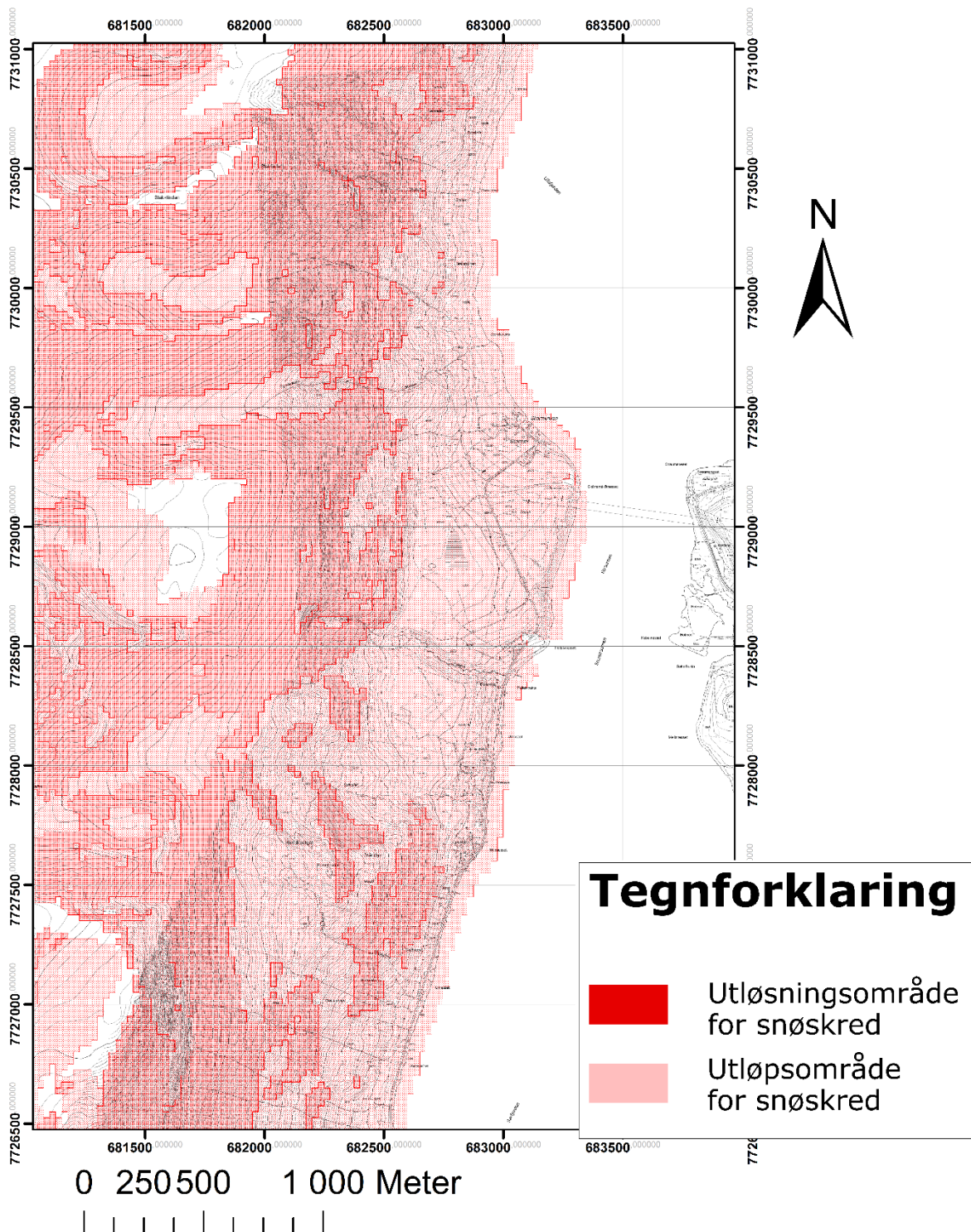
Vedlegg J: Aktsomhetskart snøskred

Aktsomhetskart for snøskred i Nakkedalen



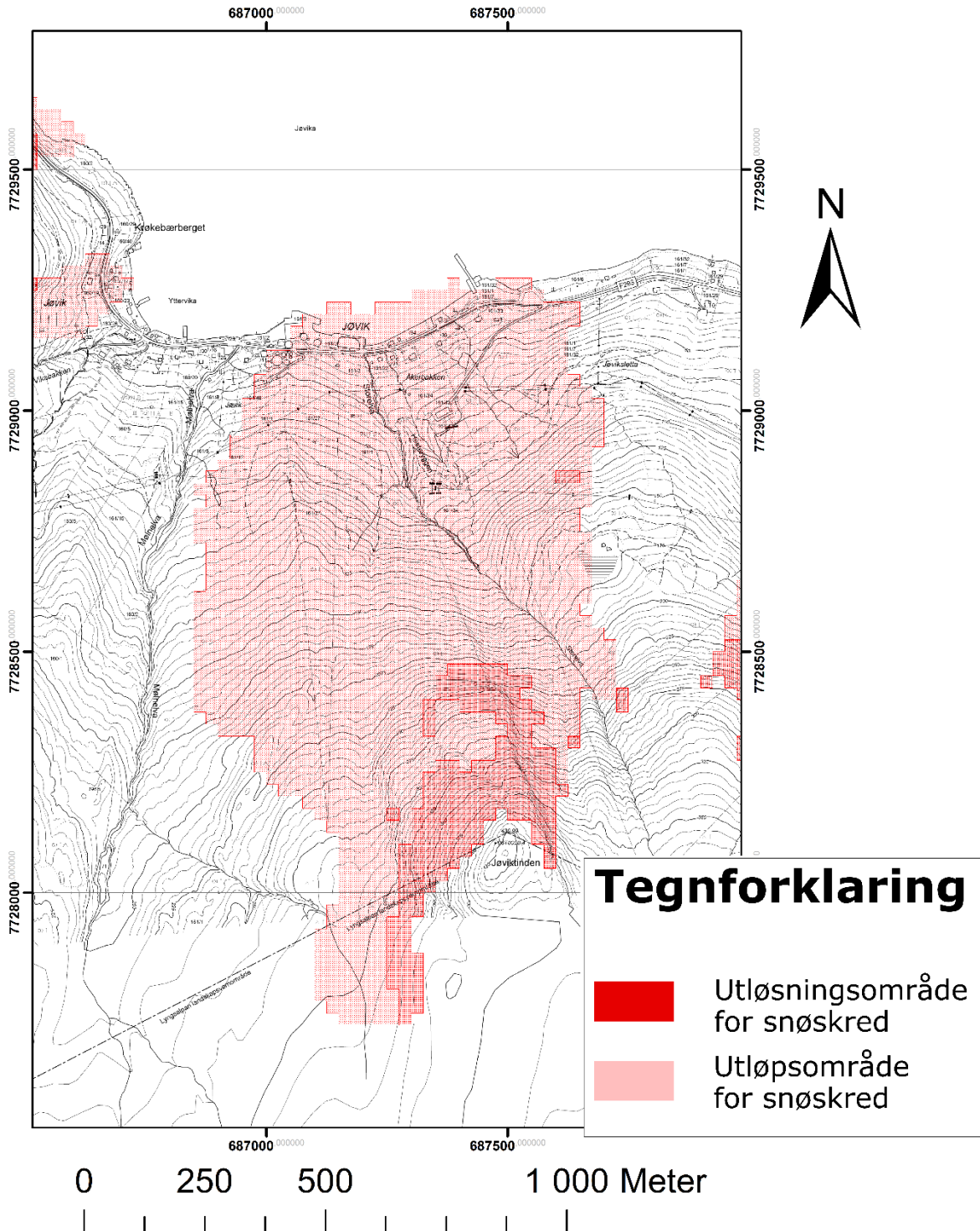
Figur J.1: Aktsomhetskart snøskred Nakkedalen.

Aktsomhetskart for snøskred på Skarmunken



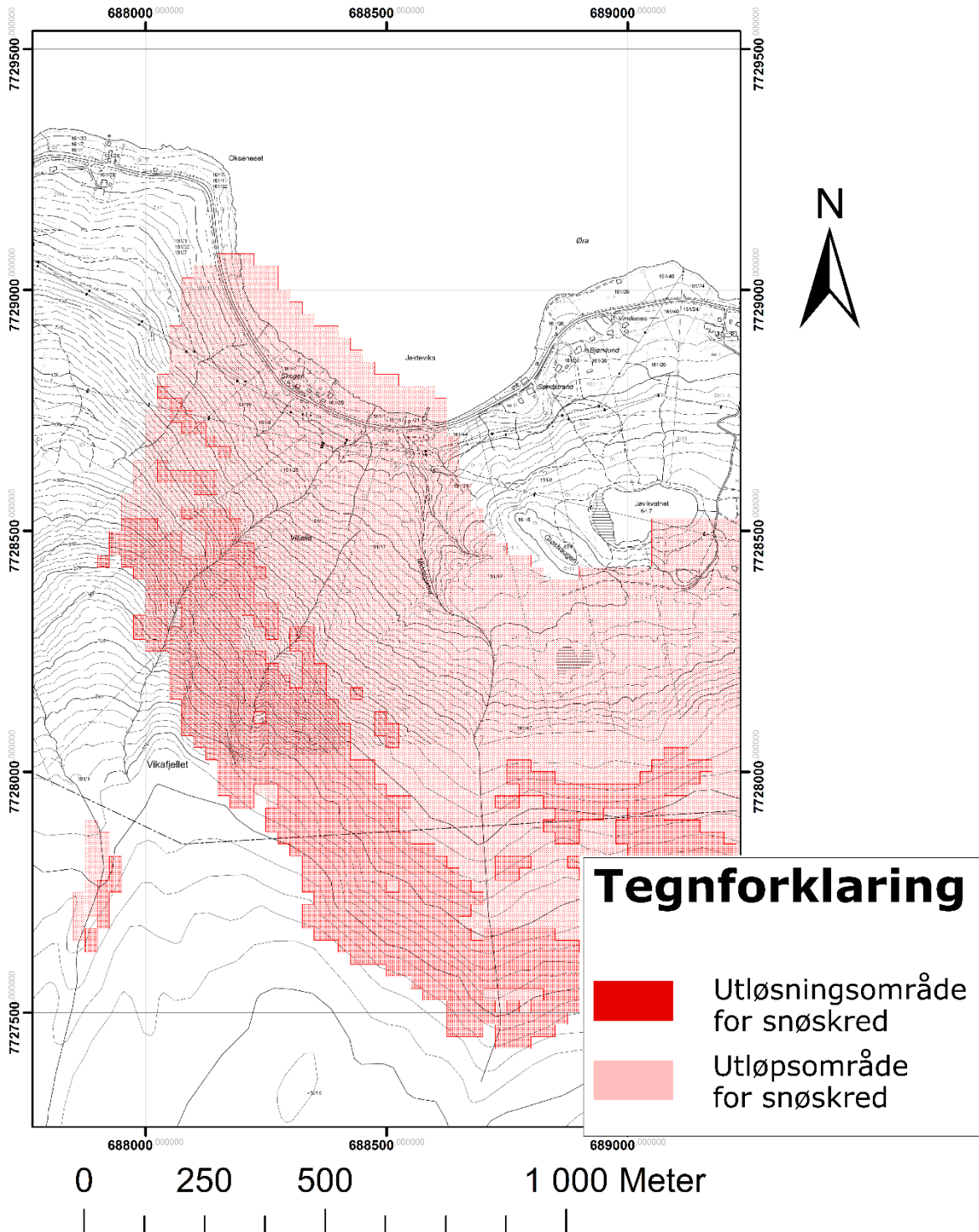
Figur J.2: Aktsomhetskart snøskred Skarmunken.

Aktsomhetskart for snøskred i Jøvika



Figur J.3: Aktsomhetskart snøskred Jøvika.

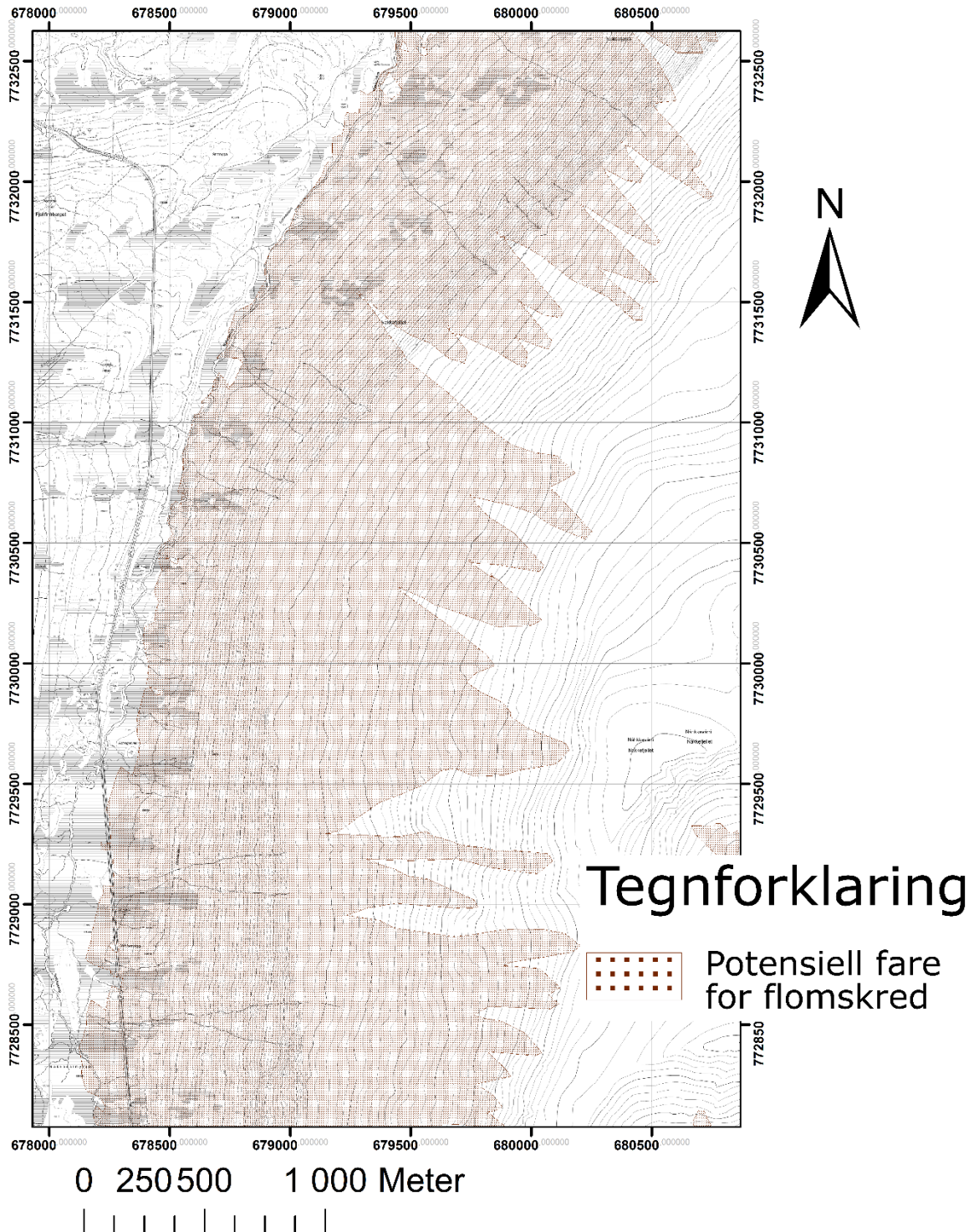
Aktsomhetskart for snøskred i Jektevika



Figur J.4: Aktsomhetskart snøskred Jektevika.

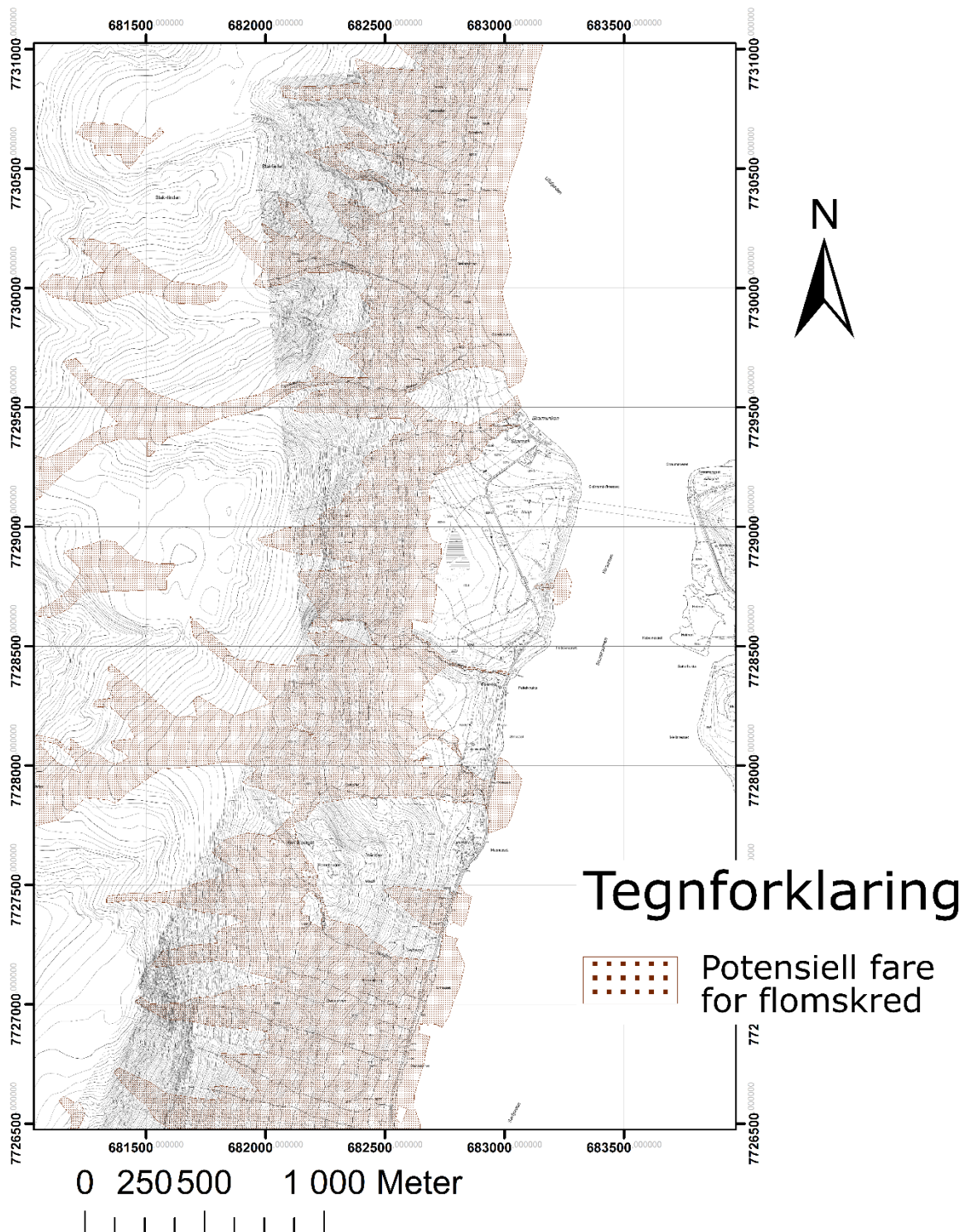
Vedlegg K: Aktsomhetskart flomskred

Aktsomhetskart for jord- og flomskred i Nakkedalen



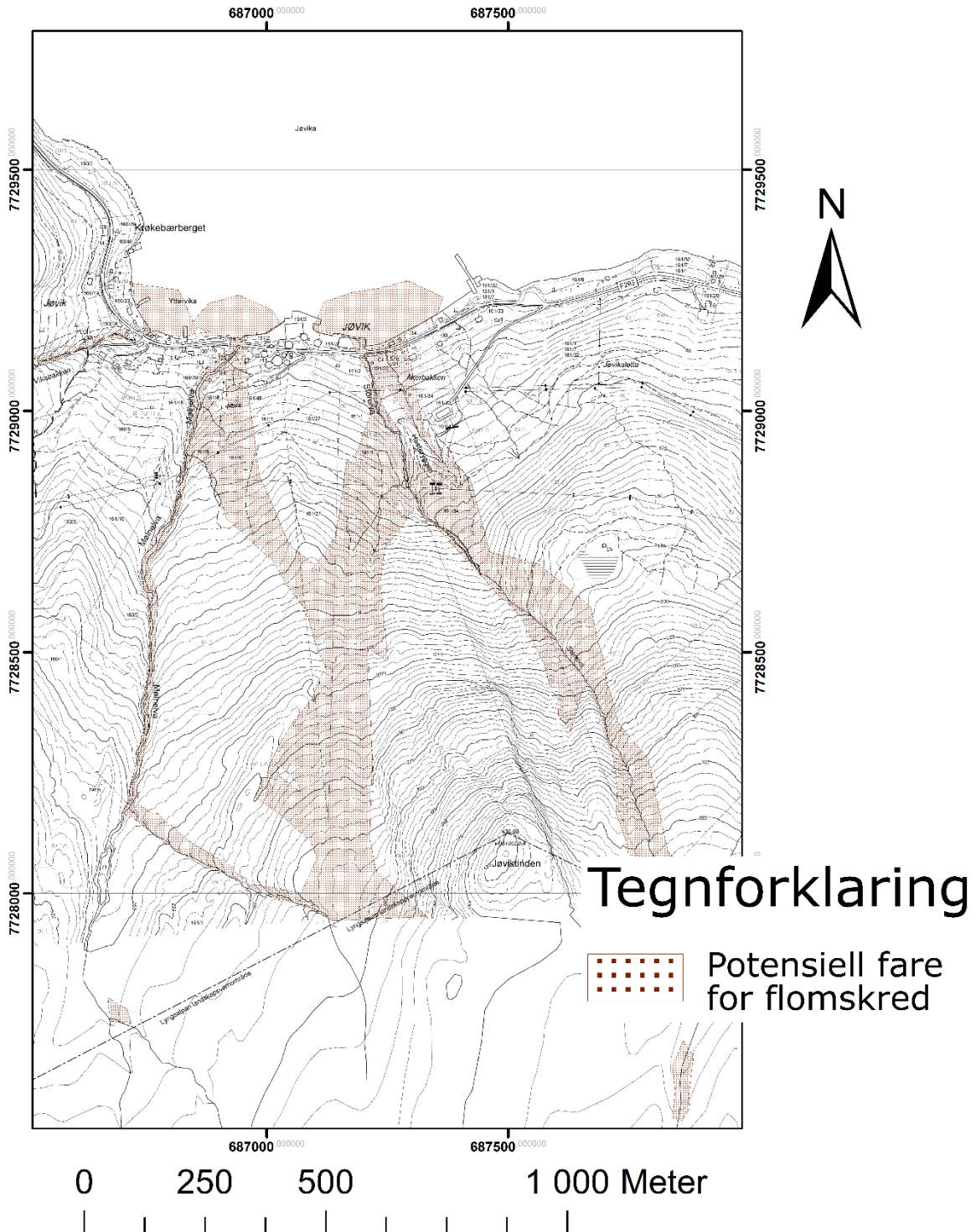
Figur K.1: Aktsomhetskart flomskred Nakkedalen.

Aktsomhetskart for jord- og flomskred på Skarmunken



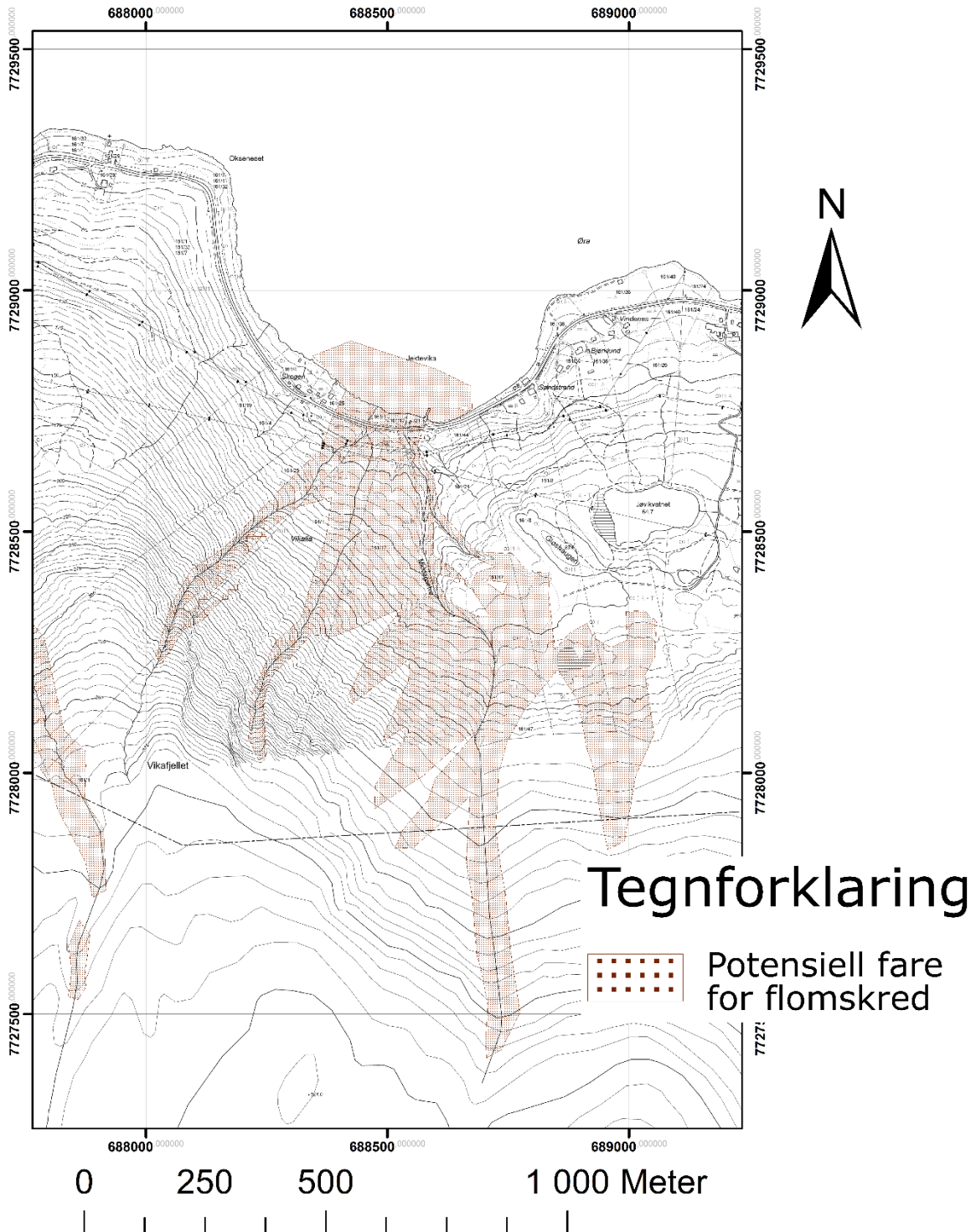
Figur K.2: Aktsomhetskart flomskred Skarmunken.

Aktsomhetskart for jord- og flomskred i Jøvika



Figur K.3: Aktsomhetskart flomskred Jøvika.

Aktsomhetskart for jord- og flomskred i Jektevika



Figur K.4: Aktsomhetskart flomskred Jektevika.