

# Utløsningsårsaker og utløsningsmekanismer til flomskred i moreneavsetninger.

Feltstudie av terrengtyper og inngrep i naturen som potensielt kan føre til skred inn mot fremtidige vegprosjekter. Eksempel fra Kvam, Norge.

**Daniel Haugen Edvardsen**

Geologi

Innlevert: Mai 2013

Hovedveileder: Bjørge Brattli, IGB

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet  
Institutt for geologi og bergteknikk



## Sammendrag

Pinseflommen som foregikk i Gudbrandsdalen i tidsperioden 9 – 15. juni 2011 kan sies å være en forsmak på fremtidige klimaforandringer. Årsaken til at flommen inntraff var en kombinasjon av økende smeltevann og høye nedbørintensiteter. De største skadene forekom den 10. juni, der ødeleggelsene besto av flom i bekker og sidevassdrag, samt flere skred i dalsidene grunnet vannmettet jord. I denne oppgaven ligger hovedfokuset på hvorfor skredene kun inntraff i noen spesifikke terrengpartier, og andre steder ikke. Derfor blir ikke flomsituasjonen i elver og sidevassdrag omtalt videre.

Arbeidet i denne oppgaven er basert på feltobservasjoner av fem utvalgte flomskredhendelser som inntraff i løpet av flomperioden. Feltoområdet befinner seg i Gudbrandsdalen ved Kvam i Nord – Fron kommune, som ligger i Oppland fylke. Fire av skredene befinner seg i Veikledalen, og ett ved fylkesvei 417. Disse to områdene blir videre omtalt som henholdsvis studieområde 1 og 2.

Utløsningsområdet til skredet i studieområde 2 var av interesse grunnet sin beliggenhet i et tømmerhogstområde, der skredsåret lå kun et par meter nedenfor intakt skog. De fire resterende skredene i studieområde 1 befant seg langs vestsiden i Veikledalen, og de tilhørende utløsningsområdene i dette studieområdet hadde også interessante aspekter når det gjaldt deres beliggenhet i forhold til menneskelige inngrep i naturen.

Ut i fra analyse av 3D- modeller av terrenget der skredbanene lå, ble det funnet en sammenheng hvor i dalsidene skredene inntraff. I overgangssoner i terrenget der helningsgradienten gikk fra å være 10 - 20°, til å bli 30° eller mer, ble samtlige av de fem skredene utløst. Sammen med å ha en tilstrekkelig høy helningsgradient, spilte faktorer som menneskelig inngrep i form av skogsbilveier, utvikling av stier, tømmerhogst, samt formen på terrenget og høye nedbørintensiteter inn på lavere skråningsstabilitet. Erfaringsmessig, ut i fra befaringene som ble gjort, forekom skredene i de allerede eksisterende ravineformene i dalsidene. Det må derfor tas ekstra hensyn der slike terrengformer har utløp ned mot planlagt infrastruktur.

Ut i fra klimaprognosene for Norge kan det forventes mer nedbør og økt temperatur, samt flere dager med ekstremnedbør. Som et resultat av dette kan flomskredhendelser bli et vanligere fenomen i årene som kommer.

## **Abstract**

The flood event that took place in Gudbrandsdalen 9 – 15<sup>th</sup> June 2011 is an example of what we can expect in the future as a result of the changing climate. What caused the flood was a combination of increasing melt water from the mountains and high precipitation rates, and the greatest damages in this area happened during 10<sup>th</sup> June. It was the high water amount in small streams and in the larger rivers, together with landslides, that caused the main damages. The focus in this thesis is trying to answer why landslides only occurred in specific areas in the terrain, and somewhere not. Therefore the aspects around the flood in smaller and larger rivers will not be discussed further.

The work in this master thesis is based on field observations of five landslide events that were triggered during the flood event. The field area is located in Gudbrandsdalen at Kvam, which lie in Oppland. Four landslides were identified in study area 1 in Veikledalen, and one represents a landslide event in study area 2, above the secondary road 417.

Triggering zone of the landslide in study area 2 was of great interest since it was located in area where it had been forest harvesting, and the remaining four landslides and their triggering zones had also interesting aspects, because it was proof of human impacts close to the initial zones.

After 3D – model analysis of the terrain where all the landslides occurred, it was detected a correlation that they were triggered where the slope angle changed from low to high angle. Especially were the slope was 30° or higher. Together with the sufficient angle of gradient, it was also important factors as human impacts such as forest roads, pathways, forest harvesting, the shape of the terrain, together with high precipitation rates, that triggered these landslides. An extra caution has to be made where planning of infrastructure is meant to be placed in areas where gullies has outlets downstream a hillside, since these terrain types alter debris flows to occur.

The climate is changing, and in Norway it is expected higher temperatures and precipitation rates in the future, together with more days with extreme rainfall intensities. As a result, this could mean that debris flow in the future will be a more common phenomenon.



## **Forord**

Formålet med denne oppgaven er å gi min samarbeidspartner, Statens vegvesen, et grunnlag for å kunne gjenkjenne sårbare terrenntyper, samt være klar over de ulike utløsningsfaktorene og utløsningsmekanismene som potensielt kan føre til flomskredhendelser. Målet jeg satte meg før oppstarten av feltarbeidet sommeren 2012, var at feltobservasjonene skulle gi meg svar på om det var ulike utløsningsårsaker å spore etter skredhendelsene som inntraff i forbindelse med pinseflommen 9 – 15. juni 2011.

Jeg vil derfor benytte anledningen til å takke min arbeidsgiver, Øyvind Moshagen fra Statens vegvesen, som ga meg muligheten til å bruke sommeren til feltbefaringer. Dette har vært til uvurderlig hjelp. I tillegg vil jeg takke min hovedveileder, Bjørge Brattli ved Institutt for geologi og bergteknikk, og biveileder Harald Norem fra Vegdirektoratet, som under hele skriveprosessen har gitt meg gode tilbakemeldinger på det jeg har gjort. Takk til Bjørn Romsås fra Statens vegvesen for en fin biltur den første befaringsdagen min, der vi så på områder som var berørt av flommen. Takk til Ida Marie Hennig som har vært til stor hjelp ved utarbeidelsen av 3D – terrenngmodellene i ArcGIS, og sist men ikke minst vil jeg rette en takk til mine nærmeste som hele tiden har gitt meg støttende ord og tro på at jeg ville kunne gjennomføre arbeidet.

Daniel Haugen Edvardsen

Trondheim, mai 2013.





## **Innhold**

Sammendrag .....	III
Abstract .....	V
Forord .....	VII
Innhold .....	IX
Figurer .....	XIII
1 Innledning.....	1
2 Teori .....	3
2.1 Generelt om skredtypene.....	3
2.2 Flomskred.....	4
2.3 Ulike typer flomskred.....	6
2.3.1 Steinrike flomskred .....	6
2.3.2 Viskøse flomskred.....	7
2.3.3 Sammenfattet oversikt over karakteristikkk for viskøse og steinrike flomskred.....	8
2.3.4 Turbulente flomskred .....	9
2.4 Utløsningsårsaker til flomskred.....	9
2.5 Utløsningsmekansimer til de tre hovedtypene.....	10
2.5.1 Utløsning av flomskred grunnet rennende overflatevann.....	10
2.5.2 Flomskred utløst av utglidning av jordmasser.....	13
2.5.3 Flomskred utløst av kollaps av sedimentdammer.....	21
2.6 Menneskelig påvirkning for økt skredfare.....	22
2.6.1 Skogsbilveier .....	22
2.6.2 Vegetasjon og dens innvirkning på skråningsstabilitet .....	23
2.7 Klimafaktorer og dens innvirkning på økt flomskredaktivitet .....	26
2.7.1 Primære klimafaktorer.....	26
2.7.2 Sekundære klimafaktorer.....	29
2.8 Klimaforandringer i Norge .....	29
2.9 Skredutsatte terrengetyper.....	32
2.10 Inndeling av skredbanen.....	33
3 Områdebeskrivelse .....	35
3.1 Studieområdene .....	36
3.1.1 Studieområde 1 – Veikledalen.....	36
3.1.2 Studieområde 2.....	36
3.2 Berggrunnsgeologi .....	37

3.3	Kvartærgeologi.....	38
3.4	Klima.....	42
3.5	Flomsituasjonen i pinsehelga 9 – 15. juni 2011 .....	44
3.6	En historisk flomhendelse i Gudbrandsdalen .....	49
3.6.1	Storofsen 21. – 23. juli 1789 .....	49
4	Metode.....	51
4.1	Feltarbeid.....	51
4.2	Utarbeidelse av terrengmodeller i ArcGIS .....	52
4.2.1	DEM .....	52
4.2.2	Lidar .....	53
4.2.3	TIN – modell i ArgGIS.....	54
4.2.4	Fremgangsmåte i utvikling av terrengmodellene .....	55
5	Resultater.....	57
5.1	Skred 1.....	57
5.1.1	Lokalitet 1 – Utløsningsområdet .....	57
5.1.2	Lokalitet 2 – Skredløpet .....	61
5.1.3	Lokalitet 3 – Utløpsområdet.....	62
5.2	Skred 2.....	66
5.2.1	Lokalitet 1 – Utløsningsområdet .....	66
5.2.2	Lokalitet 2 – Skredløpet .....	68
5.2.3	Lokalitet 3 – Utløpsområdet.....	69
5.3	Skred 3.....	73
5.3.1	Lokalitet 1 – Utløsningsområde 1 .....	75
5.3.2	Lokalitet 2 – Utløsningsområde 2 .....	77
5.3.3	Lokalitet 3 – Utløsningsområde 3 .....	78
5.3.4	Lokalitet 4 – Utløsningsområde 4 .....	80
5.3.5	Lokalitet 5 – Skredløp 1 .....	81
5.3.6	Lokalitet 6 – Skredløp 2 .....	82
5.3.7	Lokalitet 7 – Møtepunkt 2.....	84
5.3.8	Lokalitet 8 – Skredløp 1-2.....	85
5.3.9	Lokalitet 9 – Skredløp 2-2.....	86
5.3.10	Lokalitet 10 – Skogsbilvei.....	87
5.3.11	Lokalitet 11 – Utløpsområdet.....	89
5.4	Skred 4.....	93

5.4.1	Lokalitet 1 – Utløsningsområde 1 .....	93
5.4.2	Lokalitet 2 – Utløsningsområde 2 .....	94
5.4.3	Lokalitet 3 – Utløpsområdet.....	96
5.5	Skred 5.....	99
5.5.1	Lokalitet 1 – Utløsningsområdet .....	99
5.5.2	Lokalitet 2 – Utløpsområdet.....	100
6	Diskusjon.....	105
6.1	Ulike faktorer som påvirker stabiliteten i terrenget i studieområdene .....	105
6.2	Utløsningsårsaker til skredhendelsene .....	106
6.2.1	Utløsningsårsaker knyttet til skredhendelsene i studieområde 1 .....	106
6.2.2	Utløsningsårsaker og utløsningsmekanismer til skredhendelsen i studieområde 2.....	109
6.3	Utløsningsmekanismer til skredhendelsene i studieområde 1 .....	110
6.3.1	Rennende overflatevann .....	110
6.3.2	Utglijning av jordmasser .....	111
6.4	Skredløp og utløpsområdene .....	112
6.5	Hensyn til fremtidige klimaendringer .....	113
7	Konklusjon .....	115
8	Referanser.....	117



## Figurer

Figur 2.1 Trekantdiagram som deler inn skred i ulike kategorier basert på innhold av stein, jord, vann, is og snø (Håland, 2012).....	3
Figur 2.2 Skisse av hovedkomponentene i et flomskred (Norem og Sandersen, 2012). ....	6
Figur 2.3 Utløsningsårsaker som leder til flomskred (Norem og Sandersen, 2012). ....	10
Figur 2.4 6 modeller som viser mulige utløsningsmekanismer grunnet rennende overflatevann over et tenkt uniformt, og uendelig langt vannmettet sedimentlag (Takahashi, 2007).....	11
Figur 2.5 Utvikling av massetransport i et drensløp basert på skråningens helning og vanndybde/partikkeldiameter (Norem og Sandersen, 2012). ....	13
Figur 2.6 Homogent sediment liggende over et impermeabelt lag (markert med tykk svart linje) (Norem og Sandersen, 2012). ....	16
Figur 2.7 Permeabelt sedimentlag, d2, liggende mellom to impermeable lag, d1 og d3 (Norem og Sandersen, 2012). ....	17
Figur 2.8 Homogent sedimentlag med høyere permeabilitet og begrenset lengde, d2, enn de omkringliggende lagene, d1 og d3 (Norem og Sandersen, 2012).....	19
Figur 2.9 Flomskred utløst av kollaps i sedimentdammer. Små skred eller utglidninger kan akkumulere i et drensløp eller raviner, og senere kollapse ved oppbygging av vann i bakkant av sedimentdammen (Sidle, 2005). ....	21
Figur 2.10 Eksempel på skred i et terreng med skogsbilvei. Fyllingen hvor personen står er betydelig brattere enn hva den naturlige skråningen er (Fergus et al., 2011).....	23
Figur 2.11 Sammenhengen mellom rotstyrken tiden etter skogshogst har funnet sted og når det kan forventes flomskred. Størst sannsynlighet for skred er i tidsrommet 1 – 10 år, deretter vil rotstyrken øke, og forholdene vil langsomt stabiliseres (Sidle, 2005) ....	25
Figur 2.12 Dannelse av akvifer i et jordprofil grunnet intenst regnvær, og utviklingen av et grunt initialscred (Campbell, 1975 funnet i Wieczorek og Glade, 2005). ....	27
Figur 2.13 Sammenhengen mellom nedbørmengde i mm og lengden til nedbørsperioden i timer som er med på å påvirke sannsynligheten for flomskred (Norem og Sandersen, 2012). ....	28
Figur 2.14 Forventet økning av jordskredhendelser i Norge (Innbjør og Jære, 2009). ....	31
Figur 2.15 Tre ulike terrengformer og deres påvirkning på skråningsstabilitet. De divergente skråningene er generelt de mest stabile terrengformene, etterfulgt av plane skråninger, og til slutt de konvergente som omtales som de minst stabile (Sidle og Ochiai, 2006).....	32
Figur 2.16 Skredbanen deles inn i tre hoveddeler: Utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet (Norem og Sandersen, 2012). ....	33
Figur 3.1 Feltområdets beliggenhet i Norge innrammet i sort, med tilhørende studieområder 1 og 2 i henholdsvis rød og blå farge. Datagrunnlaget for kartet er NGU (2008c) og Statkart (2013), og videre utarbeidet i programmet ArcMap. ....	35
Figur 3.2 Skredet som representerer studieområde 2. Rød pil markerer skredets utløsningsområde som ligger et par meter nedenfor skillet mellom skog og tømmerhogstområdet. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	36
Figur 3.3 Berggrunnskart over Kvam med tilhørende studieområder uthevet i svart. Skredbanenes beliggenhet er markert med rød farge. Datagrunnlaget til kartet er hentet fra NGU (2008a), og videre utarbeidet i programmet ArcMap. ....	37
Figur 3.4 Oversikt over de ulike kornstørrelsene i en morene (NGU). ....	38
Figur 3.5 Kvartærgeologisk kart over Norge. Feltområdet ved Kvam er innrammet i sort, og viser dens beliggenhet i forhold til hvor de ulike løsmasseavsetningene i Norge dominerer. Dataene til kartet er hentet fra NGU (2008c), og videre utarbeidet i programmet ArcMap. ....	40
Figur 3.6 Løsmassekart over Kvam med tilhørende studieområder uthevet i svart, og skredbaner i rødt. Dataene til kartet er hentet fra NGU (2008b), og videre utarbeidet i programmet ArcMap. ....	41
Figur 3.7 Oversiktskart over værstasjonene på Sjoa og Venabu (markert med rødt), sett i forhold til lokalitetene til studieområde 1 og 2 som er innrammet i svart (forevar.senorge.no, 2010). ....	42

Figur 3.8 Månedlig nedbørnormaler ved Sjoa værstasjon, kalibrert fra normalperioden 1961 – 1990 (Meterologisk institutt, 2013).....	43
Figur 3.9 Månedlig middeltemperatur ved Venabu, kalibrert fra normalperioden 1961 – 1990. Blå graf markerer minusgrader, mens rød representerer varmegrader (Meterologisk institutt, 2013).....	43
Figur 3.10 Månedsnormal for nedbør i mm ved værstasjonen på Sjoa (14050), kalibrert ut i fra normalperioden 1961-1990. Den årlige normale nedbørsmengden er på 430 mm (Meterologisk institutt, 2013). .....	44
Figur 3.11 Middeltemperatur for stasjonen på Venabu (13420), kalibrert ut i fra normalperioden 1961-1990. Den årlige middeltemperaturen er -0,3 °C (eKlima). Blå skrift representerer minusgrader, mens rød skrift markerer varmegrader (Meterologisk institutt, 2013).....	44
Figur 3.12 Døgnverdier for nedbør i måneden i forkant av ekstremnedbørshendelsen 10. juni 2011. Ut i fra figuren kan man se at det ikke var langvarige, eller høye nedbørsmengder måneden før 10.juni (forevar.senorge.no, 2010). .....	45
Figur 3.13 Døgnverdier for nedbør i juni måned 2011. Søylen som representerer 10 - 12. juni skiller seg ut, og det ble registrert ca. 84 mm i løpet disse to døgnene. Den 10.juni alene ble det registrert mer nedbør i forhold til hva som er normalt for hele juni måned, sett ut i fra normalperioden 1961 – 1990 (forevar.senorge.no, 2010). .....	45
Figur 3.14 Kart over studieområdene som viser lagerevnen i markvann og grunnvannssonen den 10.juni 2011 i forhold til total metning, sammenliknet mot maksimale simulerte verdier i samme kvadratkilometer rute for perioden 1980-2010. Liten lagerevne (50-100 mm), og svært liten lagerevne (0-50 mm) fremstår som de vanligste verdiene i studieområdene. De resterende verdiene er svært stor lagerevne (over 300 mm vann), stor lagerevne (200-300 mm) og middels lagerevne (200-100) (forevar.senorge.no, 2010). .....	47
Figur 3.15 Kart over studieområdene som viser den prosentvise vannmetningen i jorda 10.06.2011. Disse verdiene defineres ved: (aktuelt vannlager /maksimum vannlager)*100. Maksimum vannlager vil si den høyeste simulerte sum av markvann og grunnvann for referanseperioden 1980-2010. I studieområdene varierte vannmetningen i jorda den 10. juni fra 60 - 90 % (forevar.senorge.no, 2010).....	47
Figur 3.16 Kart over studieområdene som viser grunnvannstilstanden den 10. juni. Kartet viser aktuell grunnvannsstand i forhold til gjennomsnittlig grunnvannsstand for samme dato i perioden 1980 – 2010. I studieområdene dominerer kun verdien, svært høy, som vil si over 95 % persentilen (forevar.senorge.no, 2010). .....	48
Figur 3.17 Oversiktskart over avrenningstilstanden i terrenget i forhold til studieområdene. Kartene viser den aktuelle avrenningen i forhold til gjennomsnittlig avrenning for samme dato i perioden 1980 – 2010. Klasseinndelingen er: Svært stor (95 % persentil); Stor (mellom 75 og 95 % persentil); Normal (mellom 25 og 75 % persentil); Lav (mellom 5 og 25 % persentil); Svært lav (under 5 % persentil) (forevar.senorge.no, 2010). .....	48
Figur 4.1 Innhenting av Lidardata fra fly. Laserstrålene skytes ned mot ønsket mål, og reflekteres tilbake. Dette danner et tredimensjonalt bilde av terreng og objekter (Esri, 2013).....	53
Figur 4.2 TIN – modellen består av et nettverk med sider, der alle kobles sammen i noder. Dette gir et godt bilde av overflatemorfologien i terrenget. Sidene er representert med blå farge, mens nodene er røde. Bildet til høyre i figuren viser hvordan det dannes et helhetlig bilde av terrenget ut i fra det triangulære nettverket. Modellen til høyre består også av ulike farger, siden de ulike høydemetrene må skilles fra hverandre. Vanligvis er lave høydemeter markert med lys grønnfarge, hvor fargene blir mørkere etter hvert som terrenget blir høyere (Esri, 2013). .....	54
Figur 5.1 Beliggenheten til utløsningsområdet til skred 1, og skredets bane nedover dalsiden. Rød pil markerer sekk som er målestokk. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	58
Figur 5.2 Utløsningsområdets beliggenhet kun et par meter nedenfor skogshogstkanten. Skredsåret ble målt til å være ca. 11 meter, illustrert med rød linje. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	58
Figur 5.3 Bildet viser den dårlige sorteringen til sedimentene i utløsningsområdet til skred 1. Dybden til skredsåret ble målt til å være mellom ca. 60 – 70 cm. Tommestokk i gult er brettet ut, og tilsvarer 1 meter. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.....	59
Figur 5.4 Tydelige hulrom under de gjenværende tømmerstubbene, der røttene hang i løse luften. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.....	59

Figur 5.5 Bildet er tatt nedenfor utløsningsområdet, hvor skredbanen går over i et parti med oppstikkende berggrunn (markert med rød pil). Legg også her merke til beliggenheten til utløsningsområdet i forhold til skogshogstområdet (markert med blå pil). Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	60
Figur 5.6 Bildet viser skredløpet, sett nedenifra og opp i dalsiden. Legg merke til oppstikkende berggrunn og velte trær. Området ble målt til å være ca. 20 meter bredt. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	61
Figur 5.7 Skredløpet nedover dalsiden. Legg merke til opprevne trær og de ulike kornstørrelsene. Rød strek markerer hvor i skredløpet erosjonen var dypest. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	62
Figur 5.8 Utløpsområdet til skred 1. Rød strek markerer hvor skredet beveget seg nedover og over fylkesvei 417. Bredden på skredpartiet er ca. 30 meter. I etterkant har det blitt bygget en ledevoll som skal forhindre mer massetransport over veien (markert med rød pil). Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	63
Figur 5.9 Utløpsområdet og tilhørende skredavsetning utover jordet. Opprydningsarbeid i etterkant av skredhendelsen kan ha fjernet større kornpartikler, og man kan dermed ikke fastslå om store steiner, blokker og trær ble transportert til dette området. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	63
Figur 5.10 3D – terrengmodell av skred 1 som representerer høydemeter, med de tilhørende lokalitetene: Utløsningsområdet, skredløp og utløpsområdet. Skredbanen er markert med svart farge. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 336 meter, og en total lengde på 990 meter. ....	64
Figur 5.11 3D – terrengmodell av skred 1 som representerer helningsgradient, med tilhørende lokaliteter: Utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet. Skredbanen er markert med grå farge. Skredet har startet i en overgangssone i dalsiden hvor helningsgradienten går fra å være ca. 20° til 30°. Siste halvdel av skredet, fra lokalitet 2 og ned til utløpsområdet, har strømmet i dalsiden hvor det er 20° helning. Utløpsområdet befinner seg der helningsgradienten er mellom 0 - 10°. ....	65
Figur 5.12 Utløsningsområdet til skred 2 markert med rød pil. Beliggenheten til utløsningsområdet befant seg langs den ytre skulderen til skogsbilveien, markert med svart stiplede linje. Utløsningsområdet lå lavest langs skogsbilveistrekningen. Den ødelagte stikkrenna ble målt til å være 30 cm i diameter (svart strek), og siden utløsningsområdet lå lavere i forhold til beliggenheten til stikkrenna, rant vannet nedover mot dette partiet. Rød linje viser hvor det ble observert spor etter rennende vann i retning ned mot utløpsområdet. Det ble ikke observert noen grøft langs det indre partiet til skogsbilveien, der vannet ideelt sett skulle blitt drenert. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	67
Figur 5.13 Utløsningsområdet til skred 2 langs den ytterste skulderen til skogsbilveien. Skredsåret ble målt til å være ca. 14 meter bredt (markert med rød strek). Rød pil markerer sekk som målestokk, mens de røde stiplede linjene viser hvor det ble observert spor etter rennende vann langs det indre partiet til skogsbilveien i retning ned mot utløsningsområdet. Skogsbilveien er markert med svarte stiplede linjer. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	67
Figur 5.14 Bilde av skredløpet til skred 2. Bredden ved denne lokaliteten ble målt til å være ca. 25 meter (heltrukket rød linje). Rød stiplede linje viser den sentrale delen av skredet, hvor grovere kornpartikler dominerer i forhold til finere materiale i de bratte sidene i ravinen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	68
Figur 5.15 Bildet viser hvor skredet avsatte materiale over fylkesvei 419, og ut i elva Veiklåa. Rød pil markerer hvor brua er i forhold til skredmassene. Legg merke til de ulike materialtypene i skredavsetningen. Foto: vg.no/protokoll. ....	69
Figur 5.16 Bildet viser utløpsområdet til skred 2. Rød pil markerer hvor det ble observert rennende vann i siste del av skredbanen, over fremstikkende berggrunn. Skredavsetningen ble målt til å være ca. 50 meter bred. En ledevoll i etterkant av skredhendelsen har blitt bygget i utløpsområdet. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	70
Figur 5.17 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 2 som representerer høydemeter, med tilhørende lokaliteter: Utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet. Skredbanen er markert med svart farge. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 132 meter, og en total lengde på 240 meter. ....	71
Figur 5.18 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 2 som representerer helningsgradient, med tilhørende lokaliteter: Utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet. Skredbanen er markert med grå farge. Legg merke til hvordan helningsgradienten i dalsiden er i en overgangssone der utløsningsområdet befinner seg, og i tillegg beliggenheten i forhold til skogsbilveien. Skredet har startet der hvor helningsgradienten er 40°, mens utløpsområdet befinner seg der helningsgradienten er mellom 0 - 10°. ....	72
Figur 5.19 Skisse av skred 3 på bakgrunn av feltobservasjoner. ....	74

Figur 5.20 Utløsningsområde 1 til skred 3. Gul tommestokk på bildet tilsvarer 60 cm. Legg merke til store mengder finkornet materiale og steiner, samt tett vegetasjon rundt lokaliteten. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	75
Figur 5.21 Beliggenheten til utløsningsområde 1 i forhold til stien som ligger ca. 2 meter i bakkant av skredsåret (markert med rød stiplet linje). Rød pil markerer øverste del av skredsåret, mens svart pil viser sekk som er målestokk. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	76
Figur 5.22 Kornstørrelsen i utløsningsområde 1. Finkornete sedimenter og steiner var de dominerende kornfraksjonene. Gul tommestokk tilsvarer 100 cm. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	76
Figur 5.23 Utløsningsområde 2 i skred 3. Dybden til skredsåret varierte fra ca. 40 – 80 cm. Rød stiplet linje markerer hvor det dypere partiet med spor etter rennende vann hadde sitt utløp ut i overkant av utløsningsområdet. Gul tommestokk på bildet tilsvarer 80 cm. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	77
Figur 5.24 Utløsningsområde 2, sett fra skredkanten og nedover dalsiden. Rød stiplet linje viser det dypere partiet der det ble observert spor etter rennende vann. Treet som ligger i utløsningsområdet har veltet ut og ligger med lik orientering som skredretningen. Svart pil markerer sau som målestokk. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	78
Figur 5.25 Utløsningsområde 3 i skred 3. Gul tommestokk tilsvarer 100 cm. I tillegg til mye finkornet materiale var det også høy tilstedeværelse av steiner og blokker. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	79
Figur 5.26 Utløpene til utløsningsområdene 1, 2 og 3 samles til et møtepunkt, og danner et samlet skredløp nedover dalsiden. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	79
Figur 5.27 Bilde av utløsningsområde 4 i skred 3. Skredet har startet der hvor den store blokken befinner seg, og i bakkant av denne ble det observert et tørt bekkeløp med utløp i skredsåret. Det ble observert store variasjoner i kornstørrelse. Sekk representerer målestokk. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	80
Figur 5.28 Ulike kornstørrelsene i utløsningsområde 4. Tykkelsen varierte fra 40- 80 cm. Gul tommestokk tilsvarer 80 cm. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	81
Figur 5.29 Skredløp 1 i skred 3, retning nedover ravinen i dalsiden. Rød stiplet linje marker den dypeste og sentrale delen i skredløpet hvor det ble observert oppstikkende berggrunn. Svart buet linje viser at skredløpet lå i det laveste partiet i ravinen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	82
Figur 5.30 Skredløp 2 nedover dalsiden. Rød stiplet linje, og buete svarte streker markerer spor etter erosjon av rennende vann som har dannet en dypere kanal innad i løsmassene i skredløpet. Lokaliteten ble målt til å være ca. 10 meter bred, og skredløpet hadde et dyp på ca. 40 cm. Det ble også observert store variasjoner i kornstørrelser, fra blokk til finkornet materiale. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	83
Figur 5.31 Bilde av skredløp 2 nedover dalsiden. Rød pil markerer hvor skredet har beveget seg utover en vertikal bergskrent. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	83
Figur 5.32 Retningen til skredløp 1 og 2 nedover mot møtepunkt 2. I dette partiet besto skredløpene av oppstikkende berggrunn, der skredavsetningene i hovedsak var steiner og blokker. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	84
Figur 5.33 Møtepunkt 2. Området ble målt til å være ca. 40 meter bredt, og ca. 30 meter langt. Svart pil marker hvor det er avsatt skredmateriale fra skredløp 1 og 2. Rød stiplet linje viser hvordan skredet deler seg inn i to skredløp nedover dalsiden. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	85
Figur 5.34 Skredløp 1-2 sin retning nedover ravinen i dalsiden. Rød pil markerer hvor skredet har erodert seg ca. 40 cm ned til berggrunnen, der det rant et tynt lag med vann. Svart buet linje viser at skredbanen lå i den laveste delen av ravinen Foto: Daniel Haugen Edvardsen ....	86
Figur 5.35 Skredløp 2-2 nedover ravinen i dalsiden. Rød pil markerer hvordan skredet eroderte seg ned til berggrunnen. Svart buet linje viser at skredløpet befant seg i den laveste delen av ravinen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	87
Figur 5.36 Bilde som viser dypt kutt i skogsbilvei. Skredet som gikk i skredløp 1-2 eroderte seg ca. 4 meter i skogsbilveien. Partiet mellom de to røde pilene markerer hvor veien opprinnelig lå før skredhendelsen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	88
Figur 5.37 Skredavsetning på skogsbilvei ved utløpet av skredløp 2-2 (rød pil). De svarte stiplede linjene markerer skogsbilveien, og rød stiplet linje viser utløpet skredløp 2-2. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ...	88
Figur 5.38 Utløpsområdet til skred 3. Bildet ble tatt kort tid etter at skredhendelsen fant sted. Skredavsetningene besto av mektige lag av usortert materiale, samt store mengder trær Foto: gd.no, 2011. ....	89



Figur 5.39 Utløpsområdet ca. 1 år etter skredhendelsen. Opprydningsarbeidet har fjernet, og planert ut store deler av skredavsetningene, men fremdeles besto lokaliteten av tydelige spor etter skredhendelsen. Rød pil markerer hvor det i etterkant var blitt bygget opp en ledevoll nedenfor skredløp 1-2, som i hovedsak var konstruert til å drenere vekk rennende vann fra skredløpet. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.....	90
Figur 5.40 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 3 som representerer høydemeter, med tilhørende lokaliteter: Utløsningsområder, skredløp og utløpsområder. Skredbane markert med svart farge. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 560 meter, og en total lengde på 553 meter. ....	91
Figur 5.41 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 3 som representerer helningsgradient, med tilhørende lokaliteter. Skredbanen er markert med grå farge. Legg merke til hvordan helningsgradienten i dalsiden er i en overgangssone der hvor utløsningsområdene befinner seg. I overkant av utløsningsområdene er det mer grønne partier som vil si at gradienten er moderat. Skredet har startet der hvor helningsgradienten er mellom 30 og 40°. Utløpsområdene befinner seg der helningsgradienten er mellom 0 - 10°. ....	92
Figur 5.42 Bilde av utløsningsområde 1 i skred 4. Røde stiplede linjer markerer dypere spor etter rennende vann i løsmassene innad i utløsningsområdet. Bredden til lokaliteten ble målt til ca. 4 meter, og hadde en helningsvinkel på ca. 30°. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.....	93
Figur 5.43 Bildet viser hvor utløsningsområde 1 går over i et smalere parti retning utløsningsområde 2 (rød stiplet linje). Foto: Daniel Haugen Edvardsen.....	94
Figur 5.44 Utløsningsområde 2 befant seg ca. 30 meter nedenfor utløsningsområde 1, der det hovedsakelig ble observert spor etter rennende vann mellom lokalitetene. Løsmassene kan man på bildet se varierte fra finkornet til større blokker. Se sekk som målestokk. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.....	95
Figur 5.45 Rød stiplet linje markerer hvor utløsningsområde 2 går over i et skredløp med smalere bredde nedover dalsiden. Skredløpet ble observert i det laveste partiet i ravinen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	95
Figur 5.46 Utløpsområdet til skred 4. Skredløpet ned mot utløpsområdet var smalt, ca. 2 meter (svart stiplet linje), der skredet avsatte materiale ut i elva Veiklåa. Rød pil markerer beliggenheten til utløpsområdet. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.....	96
Figur 5.47 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 4 som representerer høydemeter, med tilhørende lokaliteter. Skredbanen er markert med svart farge. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 248 meter, og en total lengde på 539 meter.....	97
Figur 5.48 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 4 som representerer helningsgradient, med tilhørende lokaliteter. Skredbanen er markert med grå farge. Dalsiden er også her i en overgangssone der utløsningsområdet befinner seg. I overkant av utløsningsområdet er det mer grønne partier som vil si at gradienten er moderat. Skredet har derimot startet der hvor helningsgradienten er ca. 30°, og utløpsområdet befinner seg der helningsgradienten er mellom 0 - 10°.....	98
Figur 5.49 Utløsningsområdet til skred 5. Rød stiplet linje markerer der det ble observert et dypere parti med spor etter rennende vann fra terrenget ovenfor. Legg også merke til større sedimentene med større kornstørrelser nedenfor dette partiet. Rød pil viser hvor det var hulrom mellom torva og løsmassene i utløsningsområdet, og man kan se røtter som henger igjen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.....	99
Figur 5.50 Utløsningsområdet og skredløpet til skred 5. Utløsningsområdet startet som et 10 meter bredt parti, hvor det ca. 25 meter nedenfor hadde gått over i et skredløp med en bredde på ca. 30 meter. Rød pil på bildet markerer hvordan skredløpet nedover i dalsiden gikk over i et mer smalt parti. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	100
Figur 5.51 Skredløp ned mot utløpsområdet til skred 5. Partiet ble målt til å være ca. 25 meter bredt, og rød pil markerer hvor skredet eroderte seg ned til berggrunnen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	101
Figur 5.52 Utløpsområdet til skred 5 ut i elva Veiklåa. Rød pil marker sekk som er målestokk. Øverst i skredavsetningen ble det observert større kornpartikler liggende over et mer finkornet materiale. Foto: Daniel Haugen Edvardsen. ....	101
Figur 5.53 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 5 som representerer høydemeter, med tilhørende lokaliteter. Skredbanen er markert med svart farge. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 218 meter, og en total lengde på 431 meter.....	102
Figur 5.54 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 5 som representerer helningsgradient, med tilhørende lokaliteter. Skredbanen er markert med grå farge. I likhet med de foregående skredhendelsene er dalsiden i en overgangssone der hvor utløsningsområdet befinner seg. Skredet har startet der hvor helningsgradienten	

er ca.  $40^\circ$ , hvor det går over i mer moderate gradienter i overkant. Utløpsområdet befinner seg der  
helningsgradienten er mellom  $0 - 10^\circ$ . ..... 103

## 1 Innledning

Hensikten med denne masteroppgaven er å opparbeide en forståelse av ulike utløsningsmekanismer og utløsningsfaktorer som fører til flomskred, samt å finne en fellesnevner for hvorfor skredene opptrer i noen spesifikke terrengetyper. Dette skal videre kunne gi et erfaringsmessig grunnlag for at andre også kunne vurdere terrenget der det planlegges utbygging av infrastruktur.

Tidligere flomskredhendelser er ikke alltid like enkle å kjenne igjen i naturen, og ofte hører man lokalbefolkning i utsatte områder si: «Jeg har bodd her i så mange år, og det har aldri gått et skred her». Slike uttalelser har ofte vist seg å være feil etter at man har utført mer detaljerte studier, og utarbeidet bevis som tyder på ødeleggende flomskred (Jakob og Hungr, 2005). Viktigheten av å sette seg inn i de faremomentene terrenget kan by på er derfor avgjørende for at ulike utbyggingsprosjekter skal lykkes.

Flomskred er ansvarlig for store ødeleggelser på infrastruktur, og det er derfor viktig å kunne forutse sannsynligheten for at et skred skal kunne inntreffe så tidlig som mulig, eller gjerne før byggeplanleggingen finner sted. Informasjon om terrenget man planlegger utbygging i er ofte ikke tilgjengelig, eller av for dårlig kvalitet, og burde være godt utarbeidet før man bestemmer seg for valg av utbyggingsområde (Wilford et al., 2004).

Flomskred innebærer utglidning av usorterte jordmasser, som for eksempel isbretransportert morenemateriale, og i tillegg har skredmassene ofte et høyt innhold av organisk materiale i form av tømmerstokker og andre vegetasjonstyper (Hungr et al., 2001). Skred av denne typen utløses ofte i forbindelse med regnvær, og utgjør en stor fare i bratt terreng siden de omtales som svært ødeleggende. De oppstår ofte helt uventet, beveger seg raskt, og har lange utløpsdistanser (Wang og Sassa, 2003).

Ved studier av historiske regnstormer har det vist seg å være en kritisk sammenheng mellom intensitet og lengde til regnværsperioden, og når man kan forvente seg en flomskredhendelse. Jo mer nedbør som faller innenfor en tidsperiode på noen få timer, desto høyere blir sannsynligheten for skredhendelser (Chien – Yuan et al., 2005).

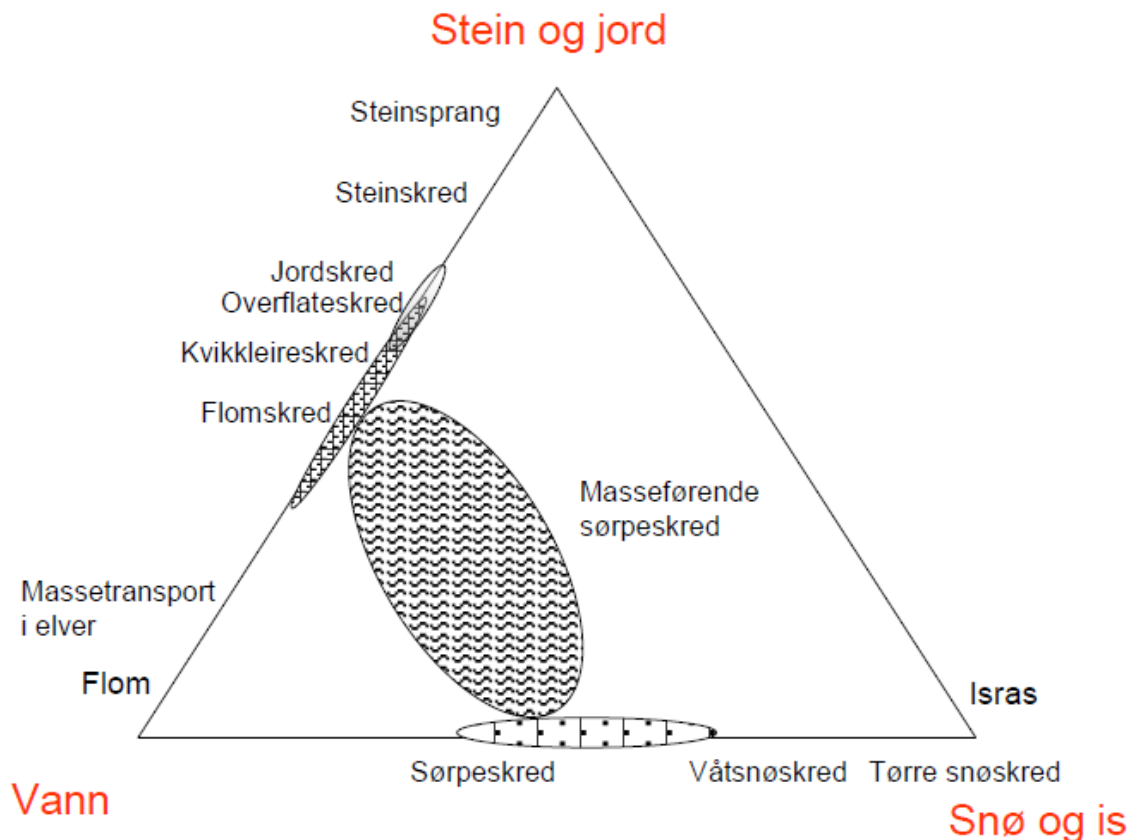
## Innledning

Gabet og Mudd (2006) anser flomskred som en av de mest destruktive skredtypene som finnes. Utbygging og bosetting, samt ferdsel i områder nedenfor utsatte fjell og dalsider, vil derfor kunne føre til store økonomiske tap, og til og med tap av liv.

## 2 Teori

### 2.1 Generelt om skredtypene

Et skred er en massebevegelse av materialer som stein, løsmasser, snø og vann, og er et naturfenomen der tyngdekraften fører til at skredmassen beveger seg ned skråninger i terrenget. Det finnes flere bevegelsestyper, og de kan forekomme som fall, glidning eller ved at skredet beveger seg som en rask strøm av masse. Det viser seg ofte at enkeltskredhendelser forekommer på grunn av en kombinasjon av flere skredtyper, eller ved kombinasjonen flom og skred (NVE, 2011).



Figur 2.1 Trekantdiagram som deler inn skred i ulike kategorier basert på innhold av stein, jord, vann, is og snø (Håland, 2012).

Hurtig massetransport av snø, stein og jordmasser omtales som naturlige skred, og disse skredene har til felles at de har et stort vanninnhold. Skredtypene kan deles inn i et trekantdiagram, der ulikhetene mellom dem baserer seg på innholdet av stein, jord, snø, is, og vann, se figur 2.1. Flomskred sett ut i fra trekantdiagrammet, inneholder i hovedsak en blanding av stein, jord og vann (Håland, 2012).

Hvor mye vann som er i skredmassene avgjør hva slags oppførsel skredmassen vil få, men vil også være med å bestemme utløsningsmekanismer og utløpsdistansen til skredet. I kategorien flom i trekantdiagrammet er det vann som er hovedkomponenten, og materialbevegelsen i slike tilfeller vil bli styrt av de hydrodynamiske lovene. Går man lenger til høyre i trekantdiagrammet, der partikler som stein, jord, snø og is dominerer, styres materialbevegelsen av energien mellom partiklene, også kalt granulær dynamikk. For mange av de naturlige skredene som finnes vil det være en kombinasjon av disse to bevegelsesenergiene, siden det ofte er vann og partikler tilstede i skredmassen, og samspillet mellom disse to prosessene avgjør bevegelsestype og utløpsdistanse (Håland, 2012).

### **2.2 Flomskred**

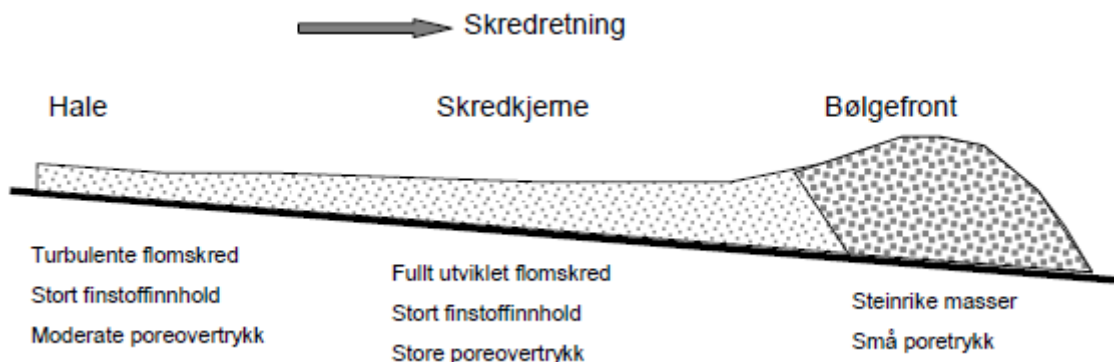
Flomskred er en hurtig massebevegelse som består hovedsakelig av vann, jord og stein, og kan oppstå i raviner, gjel, skar og i elve- og bekkeløp. Skredene kan dermed oppstå i områder hvor det ikke er vanlig med permanent vannføring. I det skredmassen strømmer nedover skråningen eroderer den vekk mer løsmasser, steiner og vegetasjon som befinner seg i og langs med skredbanen (NVE, 2011). Sidle og Ochiai (2006) omtaler flomskred som grunne skredhendelser i bratt terreng, der helningsgradienten vanligvis er større enn  $25^\circ$ . Løsmassene er vanligvis mindre enn 2 meter tykke, med lave kohesive egenskaper, og ligger over berggrunnen eller et annet lag med lavere permeabilitet som fungerer som et glideplan. Permeabilitet brukes som et uttrykk for hvor lett vann strømmer gjennom et materiale, noe som igjen avhenger av porøsiteten. Porøsitet er mengden porevolum i en bergart eller sediment oppgitt i prosent (Fossen, 2008).

Ut i fra trekantdiagrammet er partikkelinnholdet for flomskred ca. 50 – 70 prosent sett i forhold til det totale skredvolumet. Det er det høye vanninnholdet som gjør at flomskred får sin store mobilitet, noe som betyr at skredmassen har liten fasthet. Dette fører til at skredmassen i større grad beveger seg som en seig væske, og det er vanlig at disse skredene har lengre utløpsdistanser enn skred med mindre vanninnhold. Bevegelsen som et flomskred har forekommer ved at tyngdekraften virker på skredmassen, samt en blanding av de granulære kreftene som forårsakes av partiklene, sammen med de hydrauliske kreftene fra vannet. Dermed opptrer skredmassen seg som et *kontinuum*. Årsaken til den høye mobiliteten som flomskredene har skyldes også en fri distanse mellom partiklene, og at porene er fylt med vann (Norem og Sandersen, 2012).

Det kan ofte være vanskelig å skille mellom flomskredhendelser og stor massetransport i vassdrag, og overgangen mellom dem er ofte diffus. Flomskredbeskrivelsen som omtales av Norem og Sandersen (2012) tilsier at "den volumetriske tettheten til flomskred varierer innenfor et begrenset område". Dette kan videre tolkes til at et skred med et lite partikkelinnhold betraktes som hurtig vannstrøm med massetransport. Dermed vil de hydrauliske kreftene forårsaket av vannet være den drivende kraften, og partiklene i skredmassen vil ha mindre mulighet for å veksle energi med hverandre og opptre mer som enkeltpartikler med ulike hastigheter mellom seg selv og vannet. Generelt sett er det vanlig å definere moderate mengder partikler i bevegelse som et skred (Norem og Sandersen, 2012).

## 2.3 Ulike typer flomskred

Takahashi (2007) deler inn flomskred i tre kategorier; steinrike, turbulente og viskøse, der steinrike og viskøse representerer fullt utviklede flomskred. Årsaken til denne inndelingen kommer av at turbulente flomskred symboliserer en overgang mellom vanlig sedimenttransport i vassdrag og flomskred. For fullt utviklede flomskred er det volumetriske partikkelinnholdet høyere.



Figur 2.2 Skisse av hovedkomponentene i et flomskred (Norem og Sandersen, 2012).

### 2.3.1 Steinrike flomskred

I et flomskred av denne karakteren er tendensen den at de største steinene og blokkene befinner seg ved fronten og på de øvre delene til skredmassen, mens de mindre partiklene blir avsatt lenger bak etter hvert som flomskredet strømmer nedover, se figur 2.2. I fronten vil vanninnholdet være mindre enn hva det er lenger bak i skredmassen siden hulrommet mellom de store partiklene er store, noe som fører til at permeabiliteten, evnen et materiale har til å lede væske gjennom seg, er veldig høy. Dette betyr at vannmetning ikke kan forekomme i de store hulrommene, og de steinrike skredfrontene beveger seg nedover som en granulær strøm med lite vanninnhold. Den gjennomsnittlige diameteren til partiklene vil gradvis bli mindre jo dypere ned i skredmassen man kommer, og ser man på et vertikalt snitt av en slik skredfrontavsetning vil sedimentene gå fra store partikler på overflaten til mindre partikler nærmere bakken, noe som kalles invers gradering.



En slik gradering skiller seg fra normal gradering, som man vanligvis finner i tradisjonelle flomavsetninger, der de største partiklene avsettes i de dypere lagene og de små over de store partiklene (Takahashi, 2007). Den inverse graderingen oppstår på grunn av at skredmassen beveger seg som et *kontinuum*, og partiklene kolliderer med hverandre (Norem og Sandersen, 2012). Hvis stenrike flomskred strømmer nedover smale og forholdsvis grunne raviner eller kanaler, vil skredmassene kunne renne over breddene og avsette leveer (Takahashi, 2007).

### 2.3.2 Viskøse flomskred

Viskøse flomskred skiller seg fra steinrike flomskred ved at det ikke akkumulerer store blokker ved skredfronten. De grove partiklene i viskøse flomskred beveger seg ikke ved granulære krefter, men som et *kontinuum* av vann og partikler. Sett i forhold til turbulente flomskred vil viskøse flomskred inneholde mer materiale, og den frie avstanden mellom partiklene vil bli mindre, noe som igjen vil føre til at det blir mindre bevegelser mellom partiklene (Norem og Sandersen, 2012). Det mest karakteristiske med bevegelsesmønsteret til viskøse flomskred er at skredmassene opptrer i pulser, vanligvis med et tidsintervall på sekunder til timer, noe som avhenger mye av materialtilførselen fra utløsningsområdet. Den volumetriske massetettheten til skredene vil være ca. 1,8-2,3 t/m<sup>3</sup> (Takahashi, 2007).

### 2.3.3 Sammenfattet oversikt over karakteristik for viskøse og steinrike flomskred

- Årsaken til at disse skredtypene inntreffer kan komme av kraftig erosjon ved elvebunnen, eller ved at et initialskred oppstår og senere fører med seg mer vann og sedimenter fra sideløpene. Flomskred som oppstår ved erosjon av elvebunn inneholder ofte lik kornfordeling som selve elvebunnen, og det er vanlig at det er et høyt innhold av silt og sand.
- Vanligvis vil et flomskred oppstå på grunn av et initialskred, som senere utvikler seg til en skredmasse, og som etter hvert eroderer med seg sedimenter videre nedover skredløpet. Det er derfor vanlig at en flomskredavsetning reflekterer sedimentene som befinner seg i nærheten av skredløpet. Skredbanen til flomskred er ofte mange hundre meter langt og materialinnholdet vil derfor inneholde store variasjoner i steinstørrelse. Flomskredavsetninger kan derfor sies å være usorterte.
- Steiner med diameter  $< 10$  cm utgjør 50 – 70 % av den totale vekten av skredmassen, mens finere sedimenter  $< 1$  mm vil utgjøre 10 - 20 % av vekten.
- Ofte oppstår fullt utviklede flomskred i pulser, og avstanden mellom hvert skred som inntreffer kan variere fra sekunder til flere timer.
- Frontbølgene til flomskred består vanligvis av grovere materiale, og bak disse er det en mer jevn strøm av finkornete sedimenter der vannet i porerommene er drivkraften.
- De delene av flomskredet som inneholder det fineste materialet er også den delen som kan få de lengste utløpsdistansene. Slike avsetninger er ofte horisontale, tynne avsetninger.

(Norem og Sandersen, 2012).

### 2.3.4 Turbulente flomskred

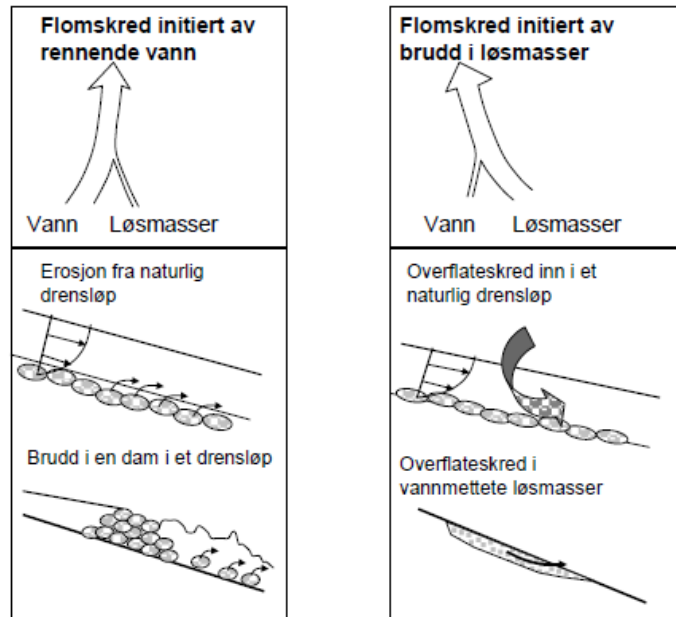
Vulkanutbrudd som spyr ut aske som blir liggende langs fjellskråninger kan enkelt eroderes av moderate nedbørmengder. Disse flomskredene er ikke gjeldene for det norske fastlandet. Skredene kan også inneholde store steiner og blokker, men består hovedsakelig av finkornet aske, og bevegelsen til skredmassene er ulikt enn hva det er for steinrike flomskred, som vist i figur 2.2 (Takahashi, 2007). Skredmassen er dominert av turbulent strøm fra fronten til de bakerste delene av skredet. Turbulente flomskred forekommer kun dersom partikkelinnholdet er begrenset i forhold til vanninnholdet, og det er selve turbulensen til vannet innad i skredmassen som eroderer med seg sedimentpartiklene videre. Den volumetriske massetettheten vil ikke overgå 30 %, og 75 % av partiklene vil ha en diameter mindre enn 1 mm (Norem og Sandersen, 2012).

## 2.4 Utløsningsårsaker til flomskred

Etter at en flomskredhendelse har inntruffet kan studier, for eksempel av flyfoto, vise tydelige markerte skredløp i en fjellskråning eller ravine hvor avsetningene fra skredet brer seg ut som en vifteform der hvor helningsgradienten avtar. Utløsningsområdet kan av og til ha et markert skredsår der et initialskred er årsaken, mens i andre tilfeller viser det seg at det ikke har vært et initialskred som har startet det hele (Takahashi, 2007).

Takahashi (2007) deler inn utløsningsårsakene i tre hovedtyper som kan føre til at et flomskred inntreffer. Mer oversiktlige figurer er utarbeidet av Norem og Sandersen (2012), og vil derfor benyttes for å illustrere eksemplene, se figur 2.3.

- Sedimenter som befinner seg i en ravine eroderes av en kraftig vannstrøm, og etter hvert som erosjonen bygges opp blir sedimentpartiklene satt i bevegelse. Partikkelinnholdet i vannet blir stort nok til at det kan utvikle seg videre til et flomskred.
- En jordmasse glir ut og utvikler seg til et flomskred ved at vann tas opp eller frigjøres i skredmassen slik at mobiliteten til skredet blir stort nok.
- Et brudd eller kollaps kan inntreffe der hvor det i drensløpet har utviklet seg en naturlig dam av sedimenter.



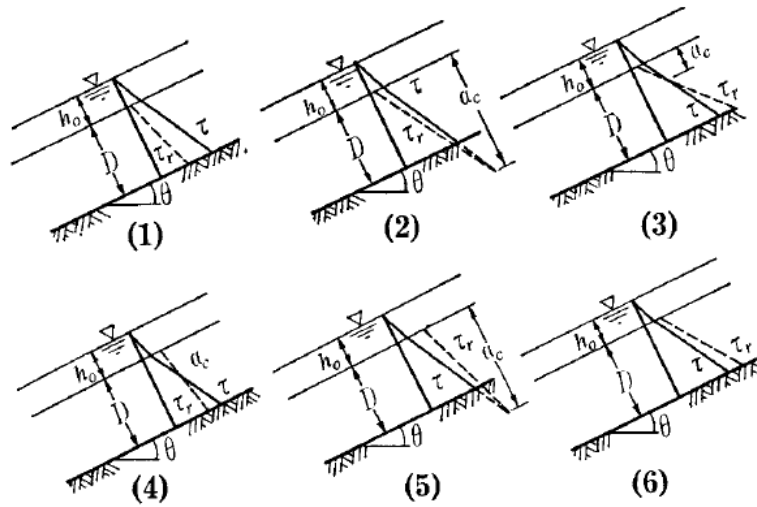
Figur 2.3 Utløsningsårsaker som leder til flomskred (Norem og Sandersen, 2012).

## 2.5 Utløsningsmekanismer til de tre hovedtypene

### 2.5.1 Utløsning av flomskred grunnet rennende overflatevann

Raviner som befinner seg i skråninger i landskapet, og som vanligvis ikke leder rennende vann, kan under kraftige regnskyll være naturlige drensløp. Jordmasser kan skli ut dersom vanninnholdet øker, og utvikle seg videre til større skredmasser nedover skråningen. Snø og isdekke som tiner raskt om våren kan også tilføre jordmassene betydelige vannmengder (Takahashi, 2007).

Årsaken til at det kan oppstå brudd i jordmassene i slike drensløp i naturen kommer av at energien som vannet eroderer med overstiger skjærfastheten, som vil si erosjonsmotstanden til sedimentene. Ofte kan vannet som oppstår fra de kraftige regnskyllene finne nye dreneringveier i terreng som ikke har utviklet en betraktelig erosjonshud (Norem og Sandersen, 2012).



**Figur 2.4 6 modeller som viser mulige utløsningsmekanismer grunnnet rennende overflatevann over et tenkt uniformt, og uendelig langt vannmettet sedimentlag (Takahashi, 2007).**

Som vist i figur 2.4 forklarer Takahashi (2007) situasjonen med brudd i jordmassene med 6 modeller der hver enkelt representerer et uendelig langt, uniformt og porerikt sedimentlag som er mettet med vann. Lagene har tykkelsen,  $D$ , helningen til skråningen er,  $\theta$ ,  $h_0$  representerer dypet til det rennende overflatevannet. Skjærstresset,  $\tau$ , er den drivende kraften som virker på jordmassen, mens,  $\tau_r$ , er skjærfastheten til sedimentene. I modell 1, 2 og 4 vil skjærstresset,  $\tau$ , overstige,  $\tau_r$ , noe som betyr at hele sedimentlaget er ustabil, mens for modell 5 og 6 er situasjonen motsatt og laget med sediment er stabilt. Modell 3 viser et annet scenario der sedimentlaget i seg selv er stabilt, mens den øvre delen,  $a_c$ , er ustabil. Hvis laget,  $D$  starter å bevege seg under det rennende profilet med vann, samt at porerommene mellom sedimentpartiklene fylles med vann, vil en strøm av sedimenter og vann intrefte.

I modellene 1, 2, 3 og 4 vil et flomskred kunne oppstå. Skjærstresset ved dyp,  $a$ , målt fra toppen av sedimentlaget uttrykkes ved denne formelen:

$$\tau = g \sin \theta \{ C^*(\sigma - \rho)a + \rho(a + h_0) \} \quad (2.1)$$

$\tau$  = skjærstress

$g$  = tyngdeakselerasjon

$\theta$  = skråningsgradient

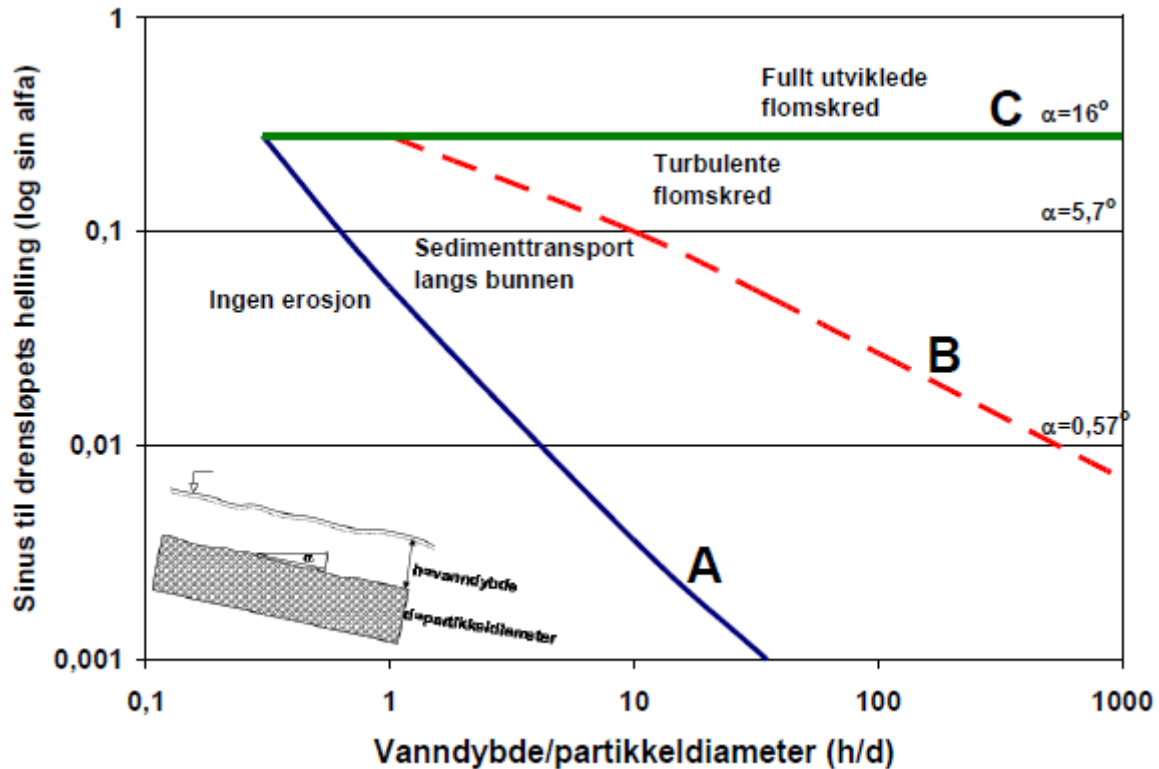
$h_0$  = dyp til rennende overflatevann

Skjærfastheten,  $\tau_r$ , ved dyp,  $a$ , uttrykkes dermed slik:

$$\tau_r = g \cos \theta \{ C^*(\sigma - \rho)a \} \tan \phi + c \quad (2.2)$$

I formel (2.2) representerer,  $c$ , den kohesive styrken til sedimentlaget.

Norem og Sandersen (2012) illustrerer ulike typer massetransport som kan forekomme i et drensløp fra situasjonen med ingen erosjon, til fullt utviklede flomskred dersom helningen,  $\theta$ , for skjærstresset er større eller lik helningen til resistentstresset, se figur 2.5. Denne situasjonen er et kriterium for at et flomskred i det hele tatt skulle oppstå. I figuren representerer y-aksen drensløpets helning i sinusverdi, mens x-aksen er forholdet mellom dybden til vannsøylen,  $h_0$ , og diameteren til sedimentene i jordmassen. Linje A i figuren viser overgangen mellom ingen erosjon, og en situasjon med erosjon. I området mellom A og B vil kriteriet for å få sedimenttransport langs bunnen være oppfylt, men erosjonen er ikke tilstrekkelig nok for å få dannet en stor massestrøm. I området mellom linjene B og C vil turbulente flomskred kunne inntreffe, og vinklene tilsier at denne skredtypen kan oppstå på svært lave gradienter, ca.  $5,7^\circ$ . For de fullt utviklede flomskredene ved C – linjen, tilsvarer  $16^\circ$  den helningsgradienten som skal til for at skred av denne typen utløses. I naturen er det mulig for et flomskred å utløses ved mindre helninger enn  $16^\circ$ , men som nevnt tidligere er da vanninnholdet større en hva det ville vært for å falle innunder kategorien for fullt utviklede flomskred.



Figur 2.5 Utvikling av massetransport i et drensløp basert på skråningens helning og vanddybde/partikkeldiameter (Norem og Sandersen, 2012).

### 2.5.2 Flomskred utløst av utglidning av jordmasser

I følge Takahashi (2007) vil det i hovedsak være to typer utglidning av jordmasser, og påstanden baseres på tykkelsesforskjeller. Den ene innebærer grunne initialscred som er ca. 1 meter tykke, mens den andre representerer tykke utglidninger på flere meter. Den sistnevnte inntreffer vanligvis etter lengre nedbørsperioder med lavere intensitet, og kan i tillegg utvikles ved frigivelse av vann ved snøsmelting. De grunne utglidningene oppstår vanligvis under mer kraftige regnværsperioder, og skredmassen i seg selv inneholder et stort vanninnhold, og kan få tilført enda mer vann ved avrenning på overflaten. Utviklingen fra et initialscred til et flomskred skjer nesten momentant ved ekstreme nedbørsperioder. I situasjonen med de tykkere utglidningene kreves det mer tid fra at grunnvannsnivået skal stige til at jordmassen blir ustabil, og vannavrenningen fra skråningen rundt det kommende initialscredet kan også være sterkt redusert (Takahashi, 2007).

I forhold til utløsning ved rennende overflatevann, er det vanninfiltrasjonen i jordprofilet som fører til redusert styrke og økt poretrykk i sedimentene, noe som kan føre til at et brudd oppstår. Utløsningsområdene kan i tillegg bestå av store ulikheter innad i jordmassene, som for eksempel lagdelinger med ulike egenskaper, innhold av organisk materiale og organismer. I de øverste jordlagene i en morene er sårbarheten for frostforvitring størst, og dermed vil permeabiliteten bli stor. Under disse lagene befinner det seg mer finkornet morenemateriale, som i hovedsak har en tettere sedimentstruktur, men disse kan også bestå i likhet med de øvre lag av lagdelinger med ulik kornstørrelse og permeabilitet. Det kan i tillegg finnes seg kanaler forårsaket av erosjon eller forvitring av organisk materiale (Norem og Sandersen, 2012).

Før det går inn i detalj på hvordan brudd i jordmasser oppstår, blir konseptet økt poretrykk og kohesjon forklart nedenfor.

Selby (1993) forklarer at styrken til et materiale avhenger av både kohesjon og friksjon, som Coulombs likning beskriver:

$$\tau_f = c + \sigma_n \cdot \tan \phi \quad (2.3)$$

$\tau_f$  = total skjærstyrke til materialet

$c$  = kohesjon

$\sigma_n$  = normalstress

$\phi$  = friksjonsvinkel

I en tørr jordart vil det ikke være kohesjon forårsaket av overflatespenninger, og sedimentstrukturen opprettholdes ved kontakter mellom partiklene. I et slikt tilfelle er trykket atmosfærisk, siden porerommene er fylt med luft, og porevannstrykket er lik null. I våte jordmasser har partiklene kohesjon forårsaket av overflatespenninger, men dersom situasjonen er fullt vannmettet jord vil kohesjonen ødelegges på grunn av at overflatespenningene brytes ned, og normalstresset fra overliggende jordlag overføres fra partikkelstrukturen til porevannet. Hvis dette er tilfellet vil det da dannes en flyteeffekt, og porevannstrykket kan sies å være positivt.

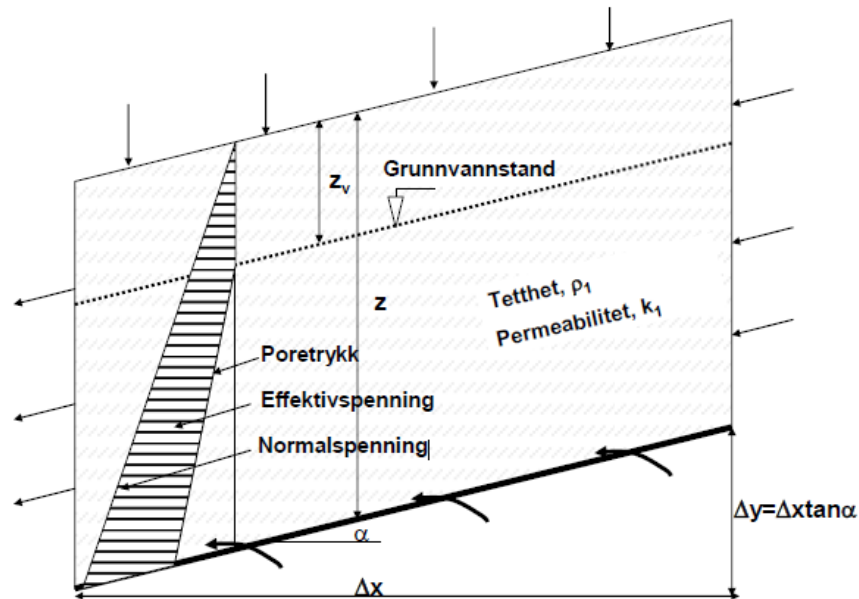


Økt porevannstrykk er derfor med på å redusere styrken til en jordart. For vannmettede jordarter må derfor Coulombs likning skrives slik:

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

I likning (2.4) er porevannstrykket,  $u$ , inkludert. (2.4)

I Norem og Sandersen (2012), er det tatt utgangspunkt i tre prinsipielle løsmasselagdelinger i en fjellskråning. Også disse, som i forrige avsnitt som modellene til Takahashi (2007), er situasjonen i det første eksempelet tenkt å illustrere et uendelig langt sedimentlag med gitt dybde og permeabilitet, som ligger over et annet impermeabelt lag som i virkeligheten kan bestå av berggrunn, leire eller tettpakket morene (Fig 2.6). I den andre modellen er jordmassen som ligger over det impermeable laget delt inn i tre mindre lag, der det mellomliggende laget har større permeabilitet enn de omkringliggende lagene (Fig 2.7). I det tredje eksempelet er sedimentlaget homogent, og har en begrenset lengde, med høyere permeabilitet enn det omkringliggende laget (Fig 2.8).

**Homogent sediment liggende over et impermeabelt lag:**

**Figur 2.6** Homogent sediment liggende over et impermeabelt lag (markert med tykk svart linje) (Norem og Sandersen, 2012).

I figur 2.6 er grunnvannsstanden,  $Z_v$ , i utgangspunktet satt til å være høy. Denne modellen skiller seg fra de 6 modellene beskrevet av Takahashi (2007) ved at det ikke befinner seg en rennende vannsøyle over det homogene sedimentlaget. Skjærstresset,  $\tau$ , er i dette tilfellet gitt ved formelen:

$$\tau = [(C_{vo} \rho_s z + (1 - C_{vo}) \rho_f)(z - z_v)] g \cos \alpha \sin \alpha \quad (2.5)$$

$C_{vo}$  = Volumetrisk tetthet til sedimentene

$\rho_f$  = Vannets tetthet

$\rho_s$  = Tettheten til partiklene

$Z$  = Tykkelsen til homogent sedimentlag

$Z_v$  = Grunnvannsstanden

$\alpha$  = Skråningshelningen

$g$  = gravitasjonskonstant

Skjærfastheten,  $\tau_r$ , er dermed:

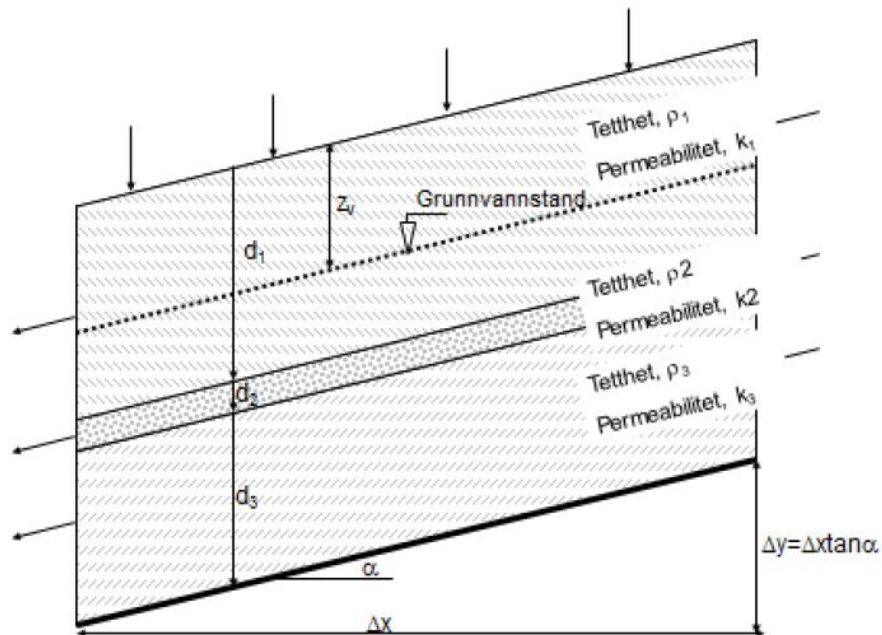
$$\tau_r = g \cos^2 \alpha [C_{vo}(\rho_s z - \rho_f(z - z_v))] \tan \varphi + c \quad (2.6)$$

$\varphi$  = Sedimentets friksjonsvinkel

$c$  = kohesjon

Grunnvannstanden har stor innvirkning på skjærfastheten til sedimentene, vist ved likning (2.6). Ved lavt grunnvannsnivå vil jordmassene over det impermeable laget være stabile opptil  $30^\circ$ . Dersom situasjonen er den at jordmassene er totalt vannmettet, vil sedimentene være ustabile hvis helningsgradienten overstiger  $16 - 20^\circ$ . Dette eksempelet viser at grunnvannstanden har stor betydning for utløsning av et initialskred (Norem og Sandersen, 2012).

**Permeabelt sedimentlag liggende mellom to impermeable lag:**



**Figur 2.7** Permeabelt sedimentlag,  $d_2$ , liggende mellom to impermeable lag,  $d_1$  og  $d_3$  (Norem og Sandersen, 2012).

Norem og Sandersen (2012) omtaler at en jordmasse med ulik lagdeling har stor betydning for stabilitet. Dette illustreres i figur 2.7, der jordmassene består av tre ulike lag med uendelig utstrekning, hvor det midterste har høyere permeabilitet enn det over og underliggende laget.

Situasjonen for figuren er at det er tenkt fri tilgang til vann under grunnvannsspeilet, og med likning (2.7) kan man regne ut strømningshastigheten i det permeable laget.

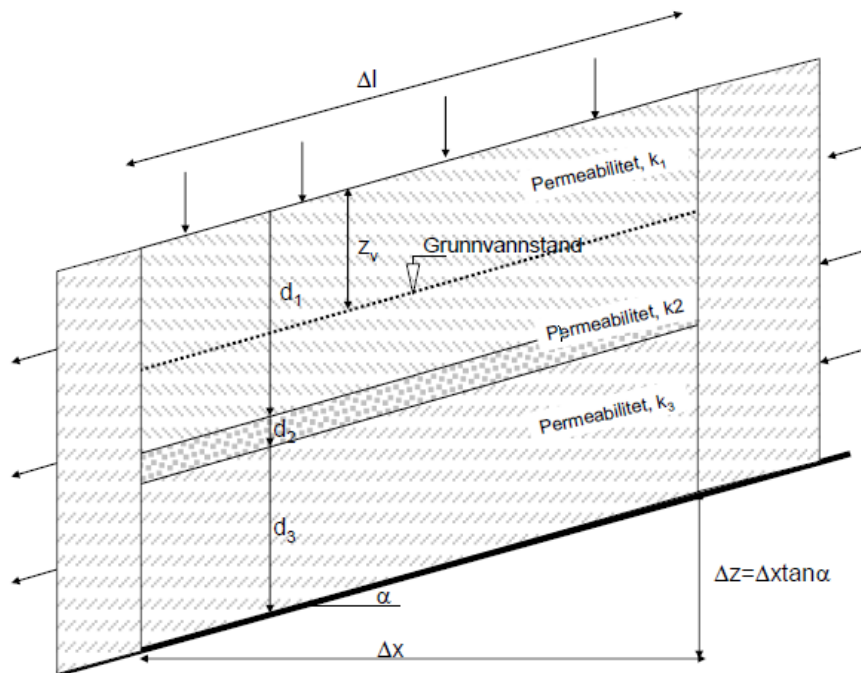
$$V_2 = V_1 \cdot k_2 / k_1 \quad (2.7)$$

V = Strømningshastighet

k = Permeabilitet

I et naturlig system vil det ikke være mulig å ha så mye tilgjengelig vann tilstede som praktisk talt er mulig i teorien. Situasjonen for det permeable laget vil være at det vil fungere mer som et drenerende lag, der de store poretrykkene i lagene over og under en sjelden gang bygges opp. Når det permeable laget drenerer vannmasser vekk fra jordprofilet vil det være vanskeligere å bygge opp store poretrykk, og for denne situasjon vil laget virke stabiliserende i en skråning. I figur 2.7 gjelder situasjonen kun for jordmasser med uendelig lang utstrekning, og det kommer ikke fram dersom det drenerende laget i midten leder ut i en skjæring i terrenget. I et slikt tilfelle vil det kunne renne store vannmengder rett ut og videre nedover skråningen, og erodere med seg sedimenter. Dette kan utvikle seg videre til et flomskred (Norem og Sandersen, 2012).

**Homogent sedimentlag med høyere permeabilitet enn omkringliggende lag, og med begrenset lengde:**



**Figur 2.8** Homogent sedimentlag med høyere permeabilitet og begrenset lengde,  $d_2$ , enn de omkringliggende lagene,  $d_1$  og  $d_3$  (Norem og Sandersen, 2012).

Ut i fra figur 2.8 kan man regne ut strømningshastighetene som går ut og inn i sedimentlaget, likning (2.8). Dette bestemmes av permeabiliteten til det tette laget rundt laget med høyere permeabilitet.

$$v = k_1 \cdot \frac{\Delta z}{\Delta l} = k_1 \cdot \sin \alpha \quad (2.8)$$

$v$  = Strømningshastighet

$k_1$  = Permeabilitet til sedimentlag 1

$\Delta z$  = Høydeforskjell

$\Delta l$  = Utstrekningen til sedimentlagene

$\alpha$  = Skråningshelningen

For strekningen  $\Delta x$ , vil trykkfallet for laget med lav permeabilitet tilsvare høydeforskjellen,  $\Delta z$ , mens for det permeable laget vil lav strømningshastighet i forhold til stor permeabilitet resultere i at trykkfallet blir mindre.

$$\Delta h_2 = \Delta z \cdot \frac{k_1}{k_2} \quad (2.9)$$

$\Delta h_2$  = Trykkfall i permeabelt lag

Når hastigheten til vannet som siger ned mot det impermeable laget avtar og stopper opp, vil poretrykket være:

$$\Delta p = \rho_f g \Delta l \left(1 - \frac{k_1}{k_2}\right) \cdot \sin \alpha \quad (2.10)$$

$\rho_f$  = Vannets tetthet

$g$  = Gravitasjonskonstant

$\Delta l$  = Utstrekningen til sedimentlagene

$k_1$  = Permeabilitet til sedimentlag 1

$k_2$  = Permeabilitet til sedimentlag 2

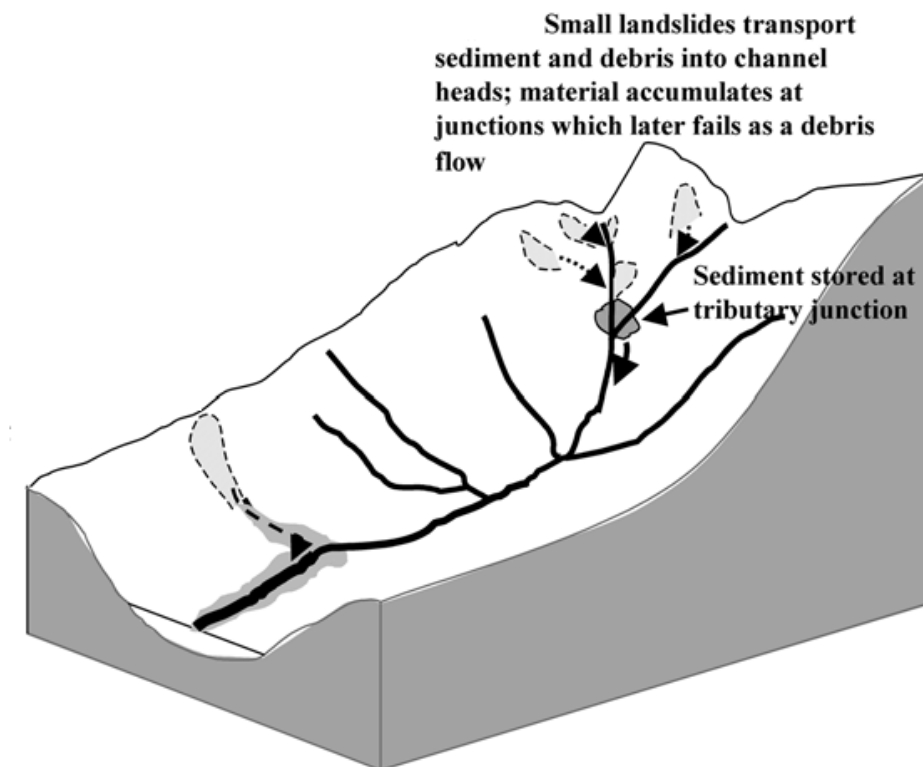
$\alpha$  = Skråningshelningen

Dersom det permeable laget er langt, kan poretrykket bygges opp og føre til at jordmassen blir ustabil. Det permeable laget er ofte grovkornet der store poretrykk oppstår, men det har også vist seg at forråtnelse av røtter, eller hulrom dannet av dyr, kan føre til økt poretrykk i hulrommene innad i jordlaget (Norem og Sandersen, 2012).

### 2.5.3 Flomskred utløst av kollaps av sedimentdammer

Jordmasser som er avsatt på sidene i nærheten av en elv eller ravine, kan av og til gli ut og tette igjen dreisløpene, se figur 2.9. Når dette skjer dannes det en naturlig dam, og dersom disse sedimentansamlingene kollapser, kan et flomskred utvikles. Hovedårsakene til at et dambrudd oppstår er oppbygging av vann i bakkant, og erosjon av sedimentene (Takahashi, 2007).

Det er ikke alltid dammene dannes naturlig, og oftest er menneskelig aktivitet årsaken til endringer i naturlige dreisløp. Dette kan være utbygging av skogsbilveier i dalsider, der stikkrennene er sterkt underdimensjonerte og fører til at store vannmengder kan bygges opp (Norem og Sandersen, 2012).



**Figur 2.9 Flomskred utløst av kollaps i sedimentdammer. Små skred eller utglidninger kan akkumulere i et dreisløp eller raviner, og senere kollapse ved oppbygging av vann i bakkant av sedimentdammen (Sidle, 2005).**

## 2.6 Menneskelig påvirkning for økt skredfare

Den naturlige stabiliteten som finnes i skråninger kan på mange måter forstyrres av inngrep gjort av mennesker, og de to vanligste er utbygging av skogsbilveier og tømmerhogst (Norem og Sandersen, 2012).

### 2.6.1 Skogsbilveier

Sidle (2005) omtaler at skråningsstabilitet påvirkes av skogsbilveier på tre måter.

- Naturlige dreneringveier i naturen forstyrres, og vannet ledes ut i ustabilt terreng.
- Underkutting i ustabile skråninger, som fjerner den opprinnelige stabiliteten.
- Overbelastning og økning av helningsgradient i skråningen.

Graden av disse destabiliserende faktorene avhenger mye av konstruksjonen til skogsbilveiene, grøfter, tilhørende kulverter, og de naturlige stabilitetsforholdene til skråningen (Sidle, 2005). Normalt sett er grøfter og kulverter tilknyttet skogsbilveiene for dårlig dimensjonert, noe som vil påvirke dreneringen. Vannet kan erodere med seg sedimenter og organisk materiale som fører til at kulverter og stikkrenner går tette. Dermed kan det bygges opp vannmengder som tar seg over veien, og renner ned i skråningen nedenfor (Norem og Sandersen, 2012). Dette vannet kan ledes ut i områder der hvor ikke er naturlige bekkeløp eller gode nok dreneringsforhold (Fergus et al., 2011). Studier gjort over hele verden viser at skogsbilveier øker risikoen for utløsning av skred (Sidle, 2005).

Når man bygger ut en skogsbilvei vil den tilhørende skjæringen bli brattere enn hva den naturlige skråningen opprinnelig var. Et godt eksempel på dette kan ses i figur 2.10. I slike skråninger bør man unngå å plassere vegen på fylling, og i stedet bygge den slik at hele skogsbilveien blir liggende i selve skjæringen. Dette vil medføre en avlastning i terrenget, og vegen vil kunne tåle høyere belastning (Fergus et al., 2011).





**Figur 2.10** Eksempel på skred i et terreng med skogsbilvei. Fyllingen hvor personen står er betydelig brattere enn hva den naturlige skråningen er (Fergus et al., 2011).

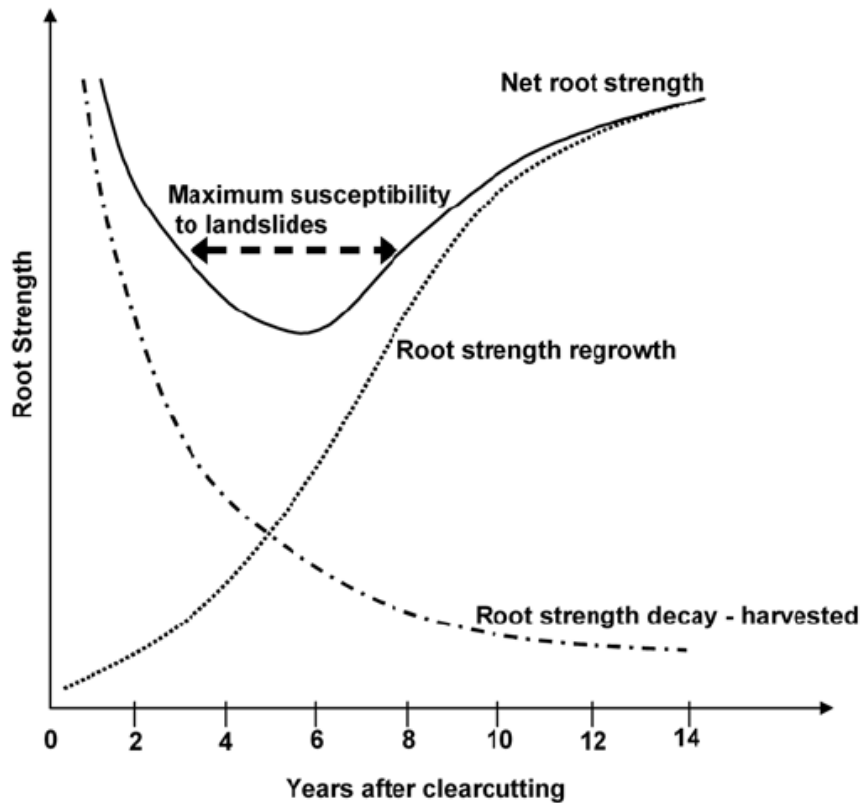
### **2.6.2 Vegetasjon og dens innvirkning på skråningsstabilitet**

Vegetasjonen, og da spesielt trær, påvirker skråningsstabiliteten på to ulike måter. Den første inngår i at vann suges opp i vegetasjonen ved prosessen som kalles evapotranspirasjon, mens den andre foregår ved at det dannes en bindingseffekt, kohesjon, mellom røttene og sedimentpartiklene. Setter man disse to opp mot hverandre vil fordelingen av røtter i jordprofilet være den viktigste stabiliserende faktoren. Rotstyrken til gress kan bidra til en viss forsterkning i jordprofilet, men vil ikke kunne påvirke skråningsstabiliteten for løsmasser som er tykkere enn ca. 10 cm. Større busker kan være mer effektive enn gressarter når det kommer til stabilisering av jordmassene, siden deres tilhørende røtter kan trenge dypere ned i jordprofilet (Sidle og Ochiai, 2006).

Tømmerhogst påvirker de hydrogeomorfologiske prosessene i vegetert terreng, og i tillegg kan man forvente økt overflateerosjon i skogshogstområder. Slike inngrep kan i stor grad være med på å øke sannsynligheten for flomskred (Imaizumi et al., 2008). Erfaringsmessig viser det seg at flomskredaktiviteten er større på åpne hogstflater enn i skogsområder (Høydal et al., 2013). Studier av røtter viser at etter skogsfjerning har funnet sted, vil rotsyrken avta innen en tiårs periode, hvor styrken deretter øker på grunn av ny tilvekst, se figur 2.11.

Svekkelse i rotstyrke blir antatt å være en viktigere faktor når det kommer til utløsning av grunne initialskred enn hva økning i grunnvannstanden gjør. Man kan dermed forvente seg en økning av flomskredhendelser i områder der rotforvitringen har pågått i ca. 1 – 10 år etter skogshogst (Imaizumi et al., 2008).

Rotdybden i ustabile jordmasser beskrives av Sidle (2005) som en viktig kontrollerende faktor for oppsug av grunnvann. Dype røtter kan suge til seg vann mye lenger nede i jordprofilet, og dermed føre til mindre vannmetning enn hva grunne røtter gjør. Dette er spesielt viktig for utløsning av dype initialskred, og illustrerer hva forvitring av røtter i jordprofilet kan føre til. En annen effekt forvitring av slike dyptliggende rotsystemer kan ha, er dannelse av sprekkesystemer eller hulrom innad i jordmassene, der vann kan bygges opp og føre til høye porevannstrykk (Sidle og Ochiai, 2006).



**Figur 2.11** Sammenhengen mellom rotstyrken tiden etter skogshogst har funnet sted og når det kan forventes flømskred. Størst sannsynlighet for skred er i tidsrommet 1 – 10 år, deretter vil rotstyrken øke, og forholdene vil langsomt stabiliseres (Sidle, 2005)

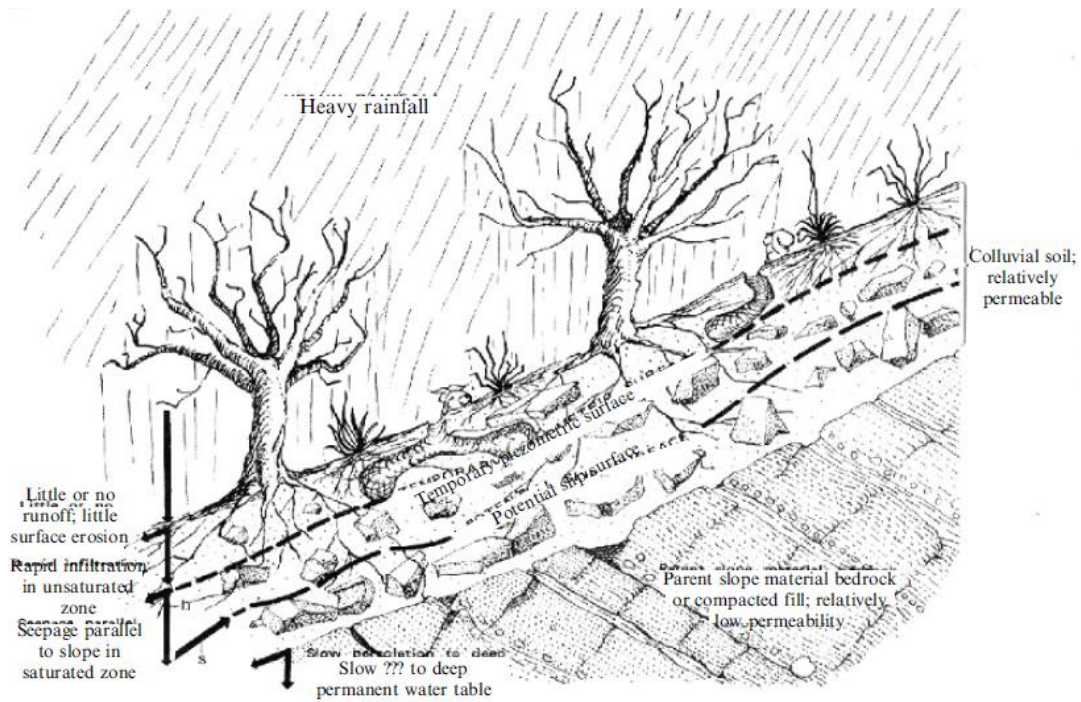
Trær og busker kan også påvirke løsmassene i skråninger ved å tilføre organisk materiale til skogbunnen. Et slikt vegetert materiale som blir liggende over jordmassene vil i tillegg til røttene spille en viktig rolle for skråningsstabilitet, siden det påvirker infiltrasjonskapasiteten til løsmassene, og fordampningen av regnvann og snø. En annen viktig effekt som trær har, er hvordan greinene med blader kan fange opp og suge til seg nedbør. Dette vil medføre at mindre mengder med vann kan trenge ned i sedimentene, noe som reduserer sannsynligheten for utløsning av skred. Ved uttynning av skog kan det under snøværperioder dannes tykkere snømasser på skogbunnen, noe som kan føre til høye grunnvannsnivåer når snøen smelter, og dermed igjen øke faren for skred (Sidle, 2005).

## 2.7 Klimafaktorer og dens innvirkning på økt flomskredaktivitet

Ulike klimafaktorer er med på å påvirke hyppigheten til flomskred, og disse er viktige for å forstå den hydrologiske følsomheten til løsmassene, samt hvordan den globale oppvarmingen kan påvirke flomskredaktiviteten. Wiczorek og Glade (2005) omtaler klimafaktorene som primære og sekundære, der de primære utløser flomskred direkte. Dette kan være ekstreme nedbørsperioder, eller rask snøsmelting. Sekundære klimafaktorer er foregående snøsmelting og/eller nedbørsperioder, som vil kunne påvirke om et flomskred inntreffer under en fremtidig intens nedbørsperiode.

### 2.7.1 Primære klimafaktorer

Rask snøsmelting og intenst regnvær er to primære klimafaktorer som assosieres med nærmest direkte utløsning av flomskred (Wiczorek og Glade, 2005). Campbell (1975, referert i Wiczorek og Glade, 2005) studerte forholdet mellom intenst regnvær og utløsningen av grunne initialskred som førte til utvikling av flomskred. Han mente at etter en foregående regnværsperiode hadde funnet sted, ville infiltrasjon fra et intenst regnvær i ettertid føre til dannelsen av akviferer i jordprofilet med positive porevannstrykk, noe som igjen ville føre til reduksjon av styrken på overflaten av løsmassene og utvikle et grunt initialskred, se figur 2.12. En akvifer blir beskrevet av Brattli (2009) som en vannmettet geologisk formasjon.



**Figur 2.12** Dannelse av akvifer i et jordprofil grunnet intenst regnvær, og utviklingen av et grunt initialscred (Campbell, 1975 funnet i Wieczorek og Glade, 2005).

Intense nedbørsperioder med kort varighet på ca. 1 time, kan forårsake store vannavrenninger i skråninger. Under slike værhendelser vil ikke vanninfiltrasjonen ned i sedimentene være tilstrekkelig nok til at det bygges opp høye poretrykk og at det utvikles grunne initialscred. Situasjonen er annerledes der lengre regnværperioder pågår over flere dager, og hvor nedbørintensiteten er lav. Da kan det utvikles dype grunnvannsnivåer (Wieczorek og Glade, 2005). En slik situasjon ble beskrevet av Norem og Sandersen (2012) der en økning av grunnvannsnivået er med på å øke poretrykket nær jordoverflaten, og utløsning av grunne initialscred kan inntreffe. For dette utviklet Caine (1980, referert i Norem og Sandersen, 2012) en modell som viser sammenhengen mellom regnværintensitet og lengden på nedbørsperiodene, og flomskredaktivitet.

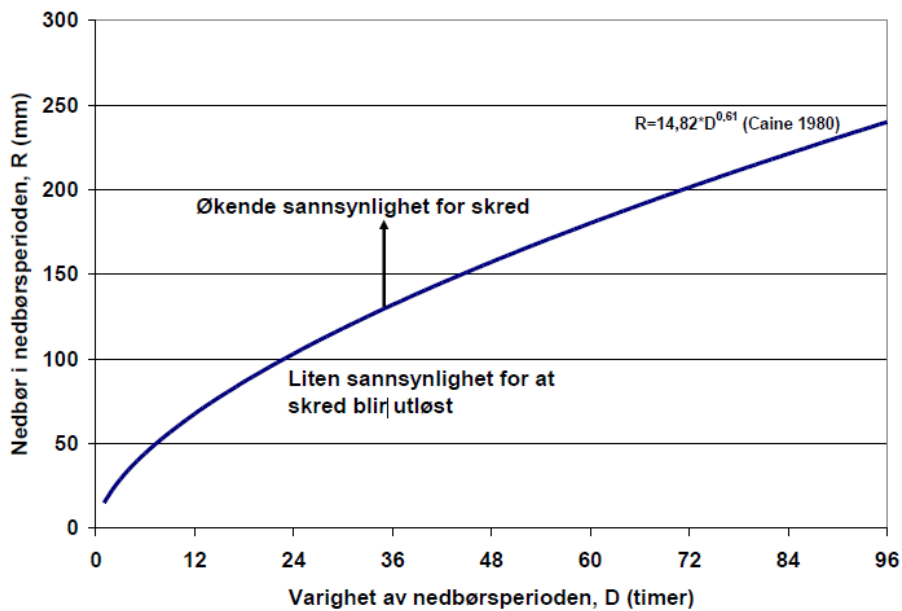
Figur 2.13 er en videreutvikling av Caine (1980), utført av Norem og Sandersen (2012).

Kurven i figuren representerer en nedre terskel for når man kan forvente seg flomskred som et resultat av regnværets intensitet og varighet, og er representert ved formelen:

$$R = 14,82 \cdot D^{0,61}$$

- R = nedbørsmengde i nedbørsperioden i mm
- D = varighet til nedbørsperioden i timer frem til den kritiske nedbørsmengde er oppnådd

Terskelen er i størst grad gyldig for tidsperioder mellom 10 minutter til 10 dager. Varigheter som er kortere eller lenger vil ikke være representativt, siden kortere regnskyll enn 10 minutter vil gi for lave vannmengder til å kunne påvirke porevannet innad i sedimentstrukturen. Det vil også være usannsynlig at regnværsintensiteter av denne sorten vil vare lenger enn en 10 dagers periode (Caine, 1980).



**Figur 2.13** Sammenhengen mellom nedbørsmengde i mm og lengden til nedbørsperioden i timer som er med på å påvirke sannsynligheten for flomskred (Norem og Sandersen, 2012).

Snøsmelting som forårsakes av regnvær eller temperaturøkning kan være med på å øke vanninfiltrasjonen i jordprofilen. Ofte kan snøsmelting føre til mer jevn vanntilførsel over lengre perioder enn hva regnvær gjør, men hvor rask snøsmeltingen er avhenger mye av lufttemperaturen, noe som igjen kan relateres til når et flomskred inntreffer i løpet av en sesong (Wieczorek og Glade, 2005).

### **2.7.2 Sekundære klimafaktorer**

Observasjoner av regnværsperioder i forkant av ekstreme regnværsperioder er viktig for å kunne forutse flomskredhendelser, men det er ikke bestemt hvor lang en foregående regnværsperiode må være for å kunne påvirke utløsning av flomskred. Studier av totale nedbørsmengder over en periode på 2 – 45 dager før en kraftig regnstorm påviste at i en slik periode ble det tilført tilstrekkelig mengder vann til jordmassene, slik at vannmetningen i jorda ble tilstrekkelig nok til at et flomskred kunne utløses. Sesongvariasjoner i nedbør og temperatur påvirker evapotranspirasjonen, som igjen har stor betydning for foregående regnværsperioder (Wieczorek og Glade, 2005).

## **2.8 Klimaforandringer i Norge**

Tidsaspektet for variasjoner til klimafaktorene som er med på å påvirke flomskredaktivitet kan variere fra timer med høy regnværsintensitet, til flere tusen år. Langvarige klimaforandringer påvirker vegetasjon, topografi, samt geologiske og hydrologiske faktorer, som alle kan være med å påvirke flomskredaktivitet (Wieczorek og Glade, 2005).

Klimaprognosene for hele Norge sett under ett tyder på en temperaturstigning for alle landsdeler, samt en økning i nedbør. Det vil bli flere dager med høyere gjennomsnittlige nedbørsmengder gjennom alle årstider, og i tillegg vil snøsesongen over hele landet kortes ned. Beregningene som er gjort tyder på at reduksjonen av snø blir størst i lavlandet, der det mot slutten av århundret kan ventes en forkortelse på to til tre måneder. I de siste 10 – 15 årene har det vært en mer uvanlig vær-situasjon i Norge, og dette kommer av at lavtrykkenes oppførsel har endret seg de siste 30 – 40 årene. Om det er klimagassutslippene eller naturlige svingninger er vanskelig å fastslå som en direkte årsak.

Klimavariablene som økt nedbør og stigende temperatur er de viktigste med tanke på klimaendringene i Norge. Spesielt kan situasjonen sies å være dramatisk for infrastruktur i Norge som er dimensjonert etter helt andre flom og nedbørsberegninger som gjaldt for tidligere klima (Harvold et al., 2010).

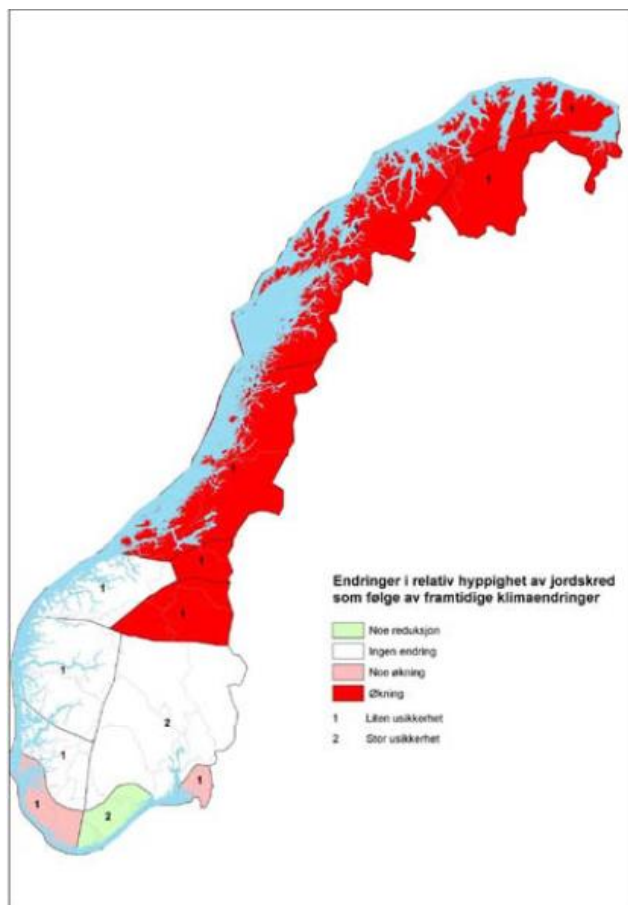
Det har blitt utarbeidet dynamiske nedskalerte modeller frem til år 2050, der klimascenarioet viser at langs kysten i nord og på vestlandet kan det forventes en nedbørsøkning på 20 prosent. I tillegg kan man i disse landsdelene vente seg en økning i frekvens av årlig maksimal nedbørsmengde fra perioden 1961-1990 til 2071-2100. Nedbørsprognosene tilsier en økning av ekstremvær de neste 25 årene, mens fram til år 2050 kan man vente seg en enda kraftigere økning (Harvold et al., 2010).

På landsbasis fram mot 2100 ventes det en økning på hele 75 prosent med flere dager med ekstremnedbør. Disse tallene har utgangspunkt i referanseperioden 1961 – 1990, der antall ekstremnedbørsdager beregnes ut fra den ene dagen av 200 der det er faller mest nedbør (Innbjør og Jære, 2009). For Østlandets del kan situasjonen omtales som dramatisk, siden det ventes en økning i dager med mye nedbør på 188 prosent på sommeren, og hele 335,5 prosent om vinteren. For de totale nedbørsmengdene er heldigvis prosent økningen noe lavere, men den vil også øke markant. På vinterstid i Østlandsområdet ventes det en økning på ca. 25 prosent (Harvold et al., 2010).

Vi er inne i en varm periode, og historisk sett inntreffer ekstreme regnskyll i slike perioder, og man kan spesielt vente seg slike hendelser sent om sommeren til tidlig høst på de indre deler av Østlandet. For Vestlandet sin del er perioden noe lenger, fra august til slutten av desember, mens for kystområdene i nord kan perioden vare helt inn i januar måned (Harvold et al., 2010).



Når det kommer til flomskredssituasjonen ventes det en økning av slike hendelser siden utløsningsårsakene påvirkes sterkt av nedbør og snøsmelting (Harvold et al., 2010). Som vist i figur 2.14 forventes det en økning i jordskredhendelser store deler av midt og sørøstlige deler av Norge, mens hele Nord-Norge vil få en økning (Innbjør og Jære, 2009). Jaedicke et al., (2007) omtaler to mulige scenarioer som gjelder for flomskred, og det er at skredene kan forekomme ved kortvarig og intens nedbør, eller ved at regn akkumulerer i jordmassene over lengre perioder på opptil 15 dager. For de kortvarige intense nedbørshendelsene vil kraftig overflateerosjon forårsaket av kraftige regnskyll være hovedårsaken, mens for periodene med lavere nedbørintensitet vil en jevn oppbygging av poretrykket i sedimentet føre til flomskred. Hvis man ser på effekten av flomskred utløst av snøsmelting utløses disse først og fremst på våren.



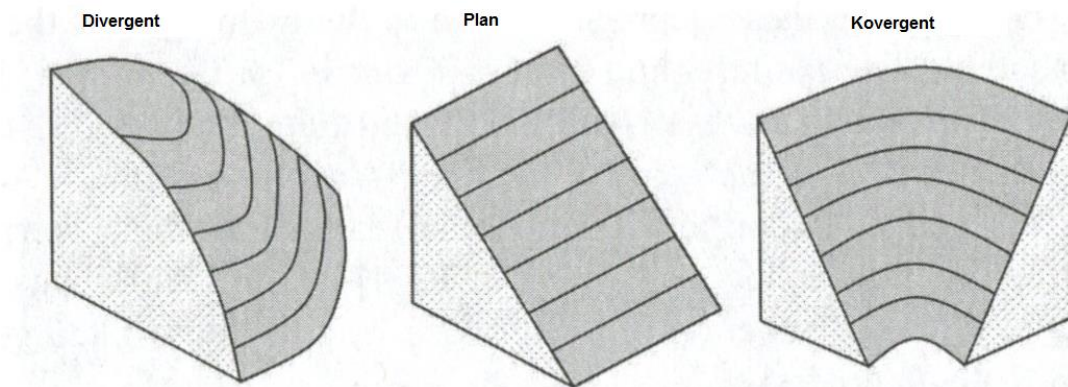
**Figur 2.14** Forventet økning av jordskredhendelser i Norge (Innbjør og Jære, 2009).

## 2.9 Skredutsatte terrengetyper

Terrengets form påvirker skråningsstabiliteten, spesielt i bratte partier der bevegelsen til overflatevann og grunnvann er en direkte årsak av formen til landskapet (Sidle og Ochiai, 2006). Sidle og Ochiai (2006) beskriver tre terrengetyper som er av viktighet innen skråningsstabilitet, se figur 2.15. Disse er:

- Divergente skråninger
- Plane skråninger
- Konvergente skråninger

De divergente skråningene er generelt de mest stabile terrengetypene, etterfulgt av plane skråninger, og til slutt de konvergente som omtales som de minst stabile. Grunnen til at divergente skråninger er stabile er på grunn av at vannbevegelsen over og under bakken spres seg mer jevnt utover i terrenget, og det er uvanlig med høye grunnvannsnivåer. Dermed får man ikke bygget opp høye porevannstrykk. Situasjonen for de konvergente terrengetypene er at overflatevann har en tendens til å samle seg i den sentrale delen av skråningsformen, akkurat som en trakt. Dette vil medføre økt porevannstrykk under ekstreme nedbørsperioder, eller ved rask snøsmelting. Grunne flomskred med store hastigheter forekommer ofte i slike forsenkninger eller raviner i landskapet (Sidle og Ochiai, 2006).



**Figur 2.15** Tre ulike terrengetyper og deres påvirkning på skråningsstabilitet. De divergente skråningene er generelt de mest stabile terrengetypene, etterfulgt av plane skråninger, og til slutt de konvergente som omtales som de minst stabile (Sidle og Ochiai, 2006).

## 2.10 Inndeling av skredbanen

Norem og Sandersen (2012) deler inn skredbanen i tre hoveddeler. Som vist i figur 2.16 innebærer dette utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet. Utløsningsområdet er der hvor skredet har sin opprinnelse, og hvor utløsningsmekanismene foregår ved utglidning av jordmasser eller ved erosjon av sedimenter. Skredløpet er først og fremst den delen av skredbanen som involverer transport av sedimenter og vann, men i tillegg kan nytt materiale eroderes med videre nedover. Dette fører til at skredmassen øker i volum. Skredløpet er den delen der skredmassen vil oppnå de høyeste hastighetene. Utløpsområdet kjennetegnes der hvor skredmassene avsettes, og ettersom disse områdene har en markant lavere helningsgrad enn skredløpet vil det grove materialet avsettes først, deretter finere materiale suksessivt utover skredviften.

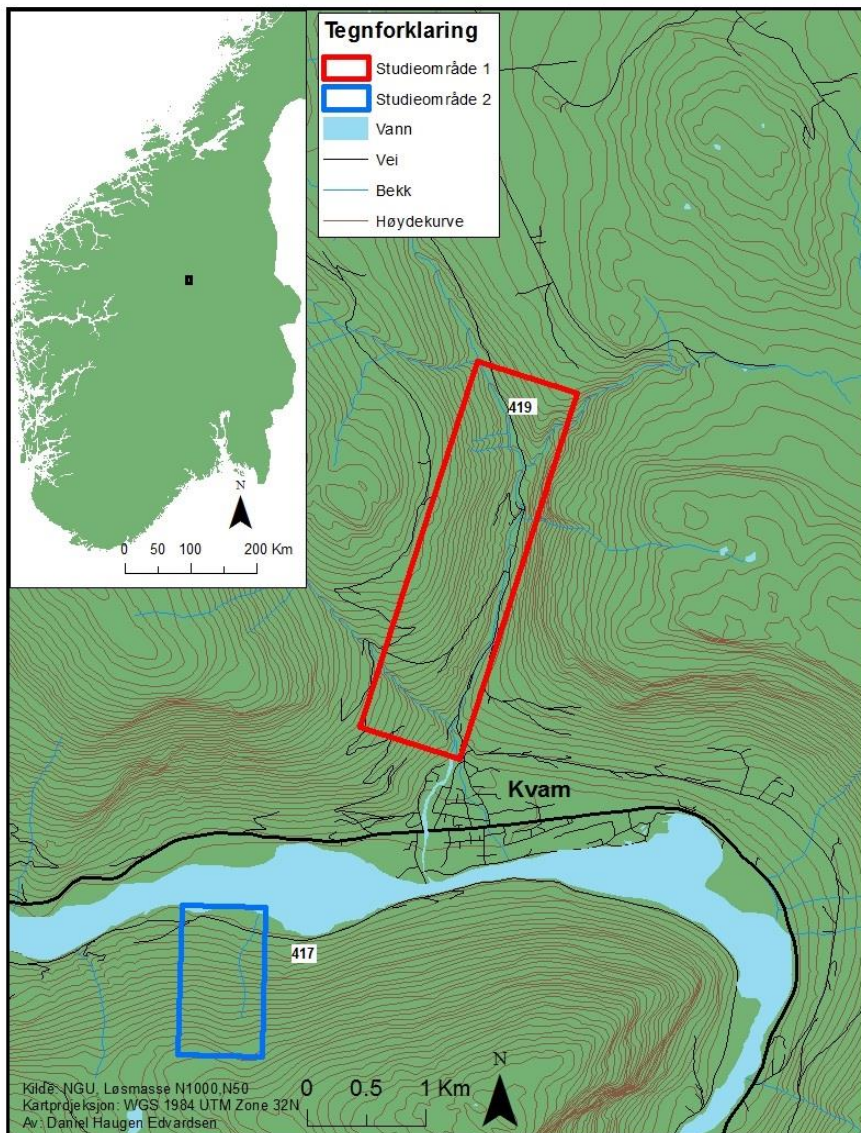


**Figur 2.16** Skredbanen deles inn i tre hoveddeler: Utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet (Norem og Sandersen, 2012).



### 3 Områdebeskrivelse

Feltområdet befinner seg i Gudbrandsdalen ved Kvam i Nord – Fron kommune, som ligger i Oppland fylke, se figur 3.1. Feltstudiet er basert på observasjoner av fem utvalgte skredhendelser som inntraff under flomperioden i pinsehelga 9 – 15. juni 2011. Fire av disse befinner seg i Veikledalen, og ett ved fylkesvei 417. Disse to områdene omtales videre som studieområde 1 og 2.



**Figur 3.1** Feltområdets beliggenhet i Norge innrammet i sort, med tilhørende studieområder 1 og 2 i henholdsvis rød og blå farge. Datagrunnlaget for kartet er NGU (2008c) og Statkart (2013), og videre utarbeidet i programmet ArcMap.

### 3.1 Studieområdene

#### 3.1.1 Studieområde 1 – Veikledalen

Veikledalen er lokalisert nord for Kvam sentrum, og ligger orientert nord-sør retning med en lengdeutstrekning på ca. 5 km, se figur 3.1. Det ble under feltbefaringene observert titalls flomskredhendelser i dalen, hvorav fire skred ble valgt ut til nærmere observasjon grunnet beliggenheten til deres utløsningsområder. Skreddokumentasjonen foregikk på vestsiden av elva Veiklåa, som renner nedover Veikledalen, og alle fire skredene hadde sitt utløpsområde ned mot, eller ut i elva. Studieområdet er preget av bratte dalsider med morenemateriale, med tydelige ravineformer. Som følge av flom og materialtransport fra Veiklåa i pinsehelga, ble E6 gjennom Kvam sentrum stengt den 10. juni (Svensbakken, 2012).

#### 3.1.2 Studieområde 2

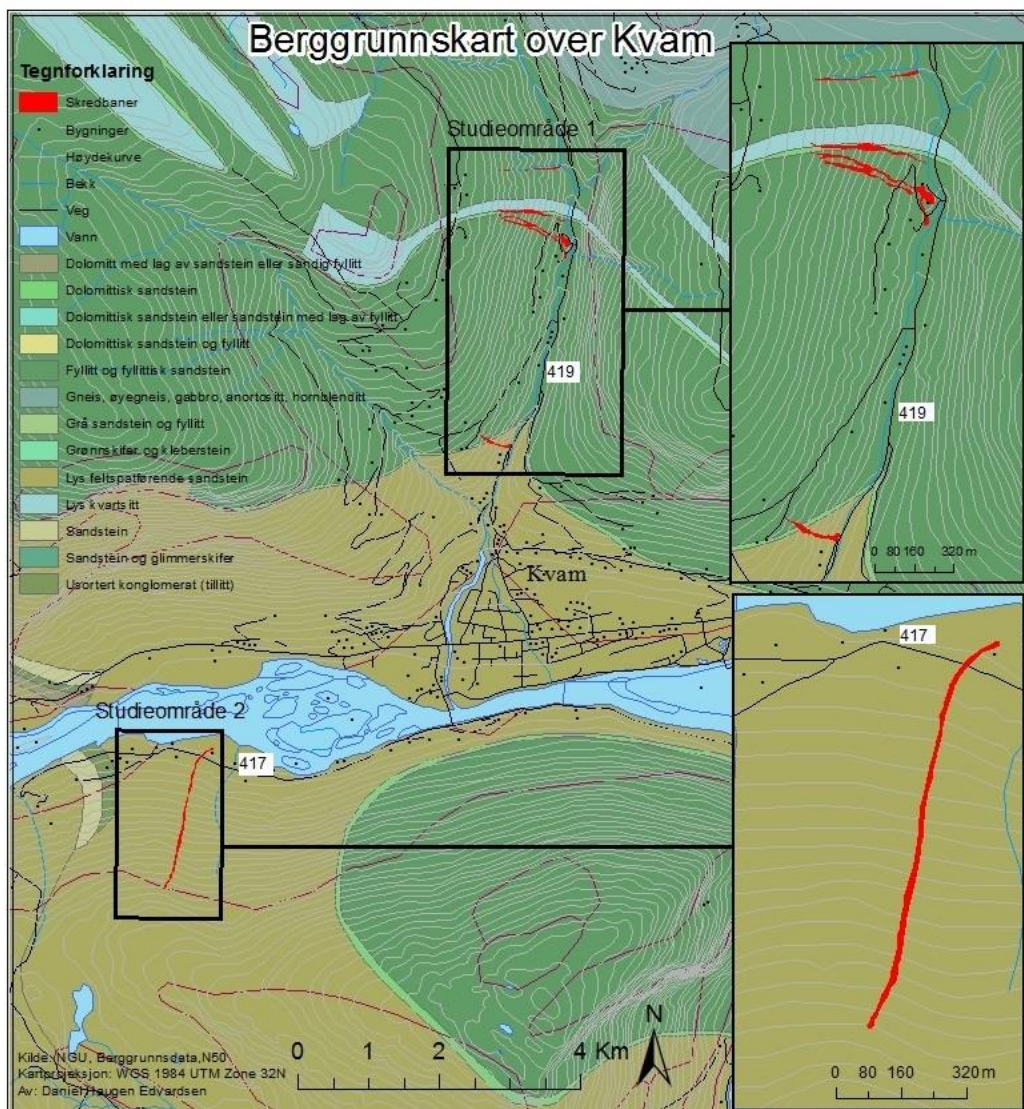
Det andre studieområdet ved Kvam befinner seg på vestsiden av Lågen ved fylkesvei 417, ca. 2 km vest for Kvam bru, se figur 3.1. Her ble det kartlagt ett flomskred, og som følge av skredet som inntraff, ble også fylkesvei 417 stengt den 10. juni (Svensbakken, 2012). Dette skredet var av stor interesse på grunn av at utløsningsområdet befant seg kun et par meter nedenfor skillet mellom skog og tømmerhogstområdet, se figur 3.2. I følge G. J. Groven (personlig kommunikasjon, 2.mai 2013) som er skogbrukssjef i Nord – Fron kommune, ble det utført hogst i dette området løpet av vinteren 2005/2006.



**Figur 3.2 Skredet som representerer studieområde 2. Rød pil markerer skredets utløsningsområde som ligger et par meter nedenfor skillet mellom skog og tømmerhogstområdet. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.**

### 3.2 Berggrunnsgeologi

De to studieområdene ved Kvam ligger innenfor de såkalte sparagmittlagene i Sør – Norge, som i hovedsak består av senprekambriske bergarter. Sparagmittlagene ligger oppå hverandre i flere dekkserier, hvor områdene ved Kvam tilhører den høyereliggende dekkserien, Kvitvoladekket. Mesteparten av dette dekket består av senproterozoiske til ordoviciske avsetninger (Ramberg et al., 2007). Som vist i figur 3.3 består studieområdene av fyllitt og fyllitisk sandstein, samt et innslag av lys kvartsitt og lys feltspatførende sandstein (NGU, 2013). I figur 3.3 vises også beliggenheten til skredbanene.



**Figur 3.3** Berggrunnskart over Kvam med tilhørende studieområder uthevet i svart. Skredbanenes beliggenhet er markert med rød farge. Datagrunnlaget til kartet er hentet fra NGU (2008a), og videre utarbeidet i programmet ArcMap.

### 3.3 Kvartærgeologi

Kvartærtiden startet for 2,7 millioner år siden ved at klimaet globalt sett ble kaldere, og har i tillegg inneholdt store klimasvingninger som har ført til dannelsen av innlandsiser (Ramberg et al., 2007). I Norge har det vært et 40 – talls istider i løpet av kvartær (Fossen, 2008), men den glasiële erosjonen forårsaket av det siste store isdekket har ført til at det er relativt små mengder av de gamle kvartærgeologiske avsetningene på land i Norge (Mangerud, 2003). Morenematerialet som finnes i Norge i dag er først og fremst avsatt av breene under den siste istiden (Fergus et al., 2011). Denne perioden kalles Weichselistiden, og begynte for 120.000 år siden. Mesteparten av denne innlandsisen smeltet bort for 9000 år siden. Morenemateriale dannes ved at breer river løs, transporterer og avsetter materiale fra fjell og løsmasser. Inndelingen av morenemateriale baserer seg vanligvis på tykkelse, og hvorvidt det er et sammenhengende dekke med stor mektighet, eller usammenhengende/tynt (Reite, 1990). Som vist i figur 3.4 kjennetegnes morenemateriale av den dårlige sorteringen, noe som betyr at alle kornfraksjoner er tilstede. Dette innebærer alt fra blokker (>256 mm) til leirfraksjoner (<0,002 mm) (Fergus et al., 2011).

**Kornstørrelsesskala**

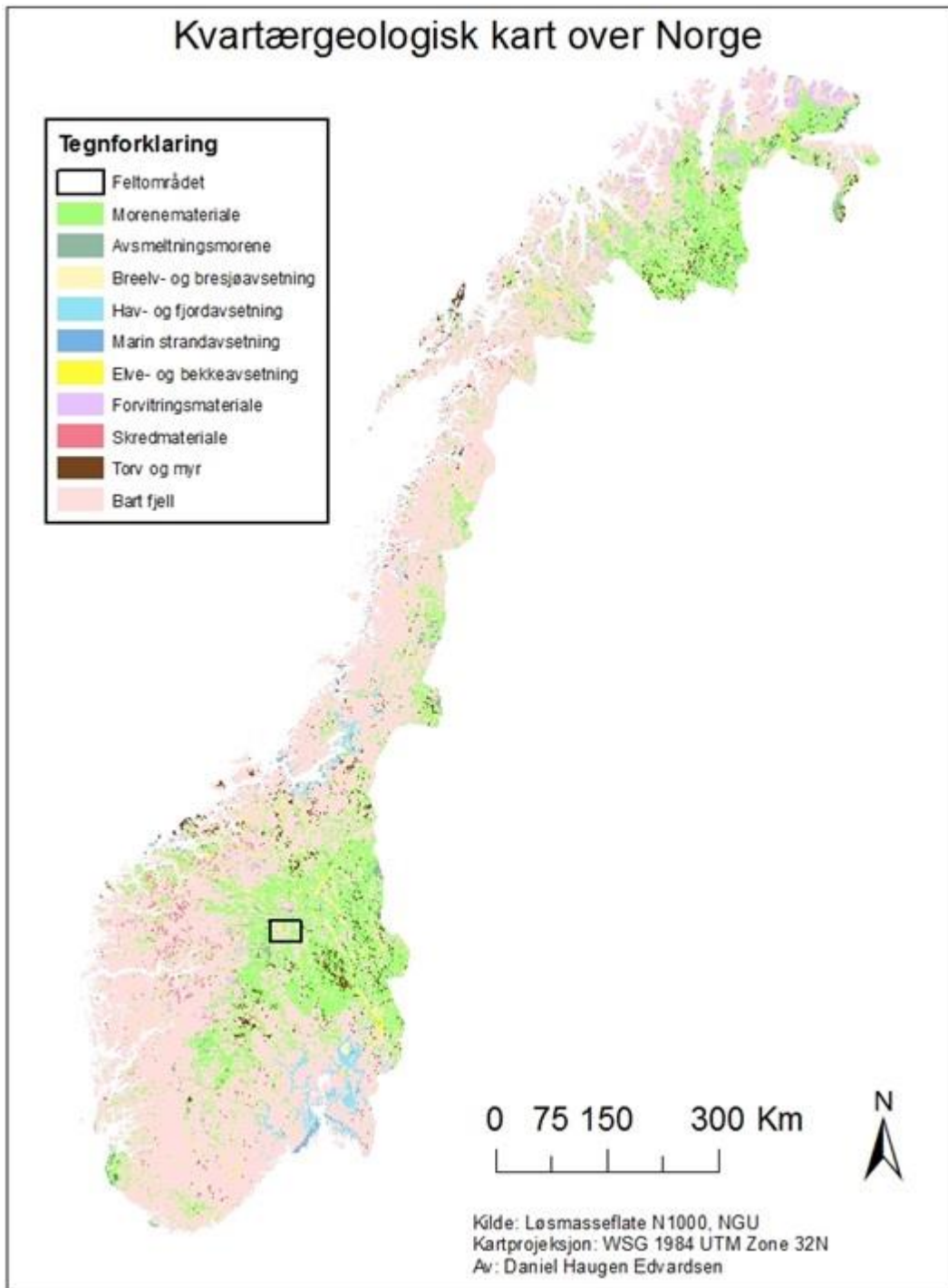
Navn (norsk)	Name (english)	Diameter (mm)
Leir	Clay	<0,002
Silt	Silt	0,002 - 0,063
Sand	Sand	0,063 - 2,0
Grus	Gravel	2,0 - 64
Stein	Cobble	64 - 256
Blokk	Boulder	>256

**Figur 3.4** Oversikt over de ulike kornstørrelsene i en morene (NGU).

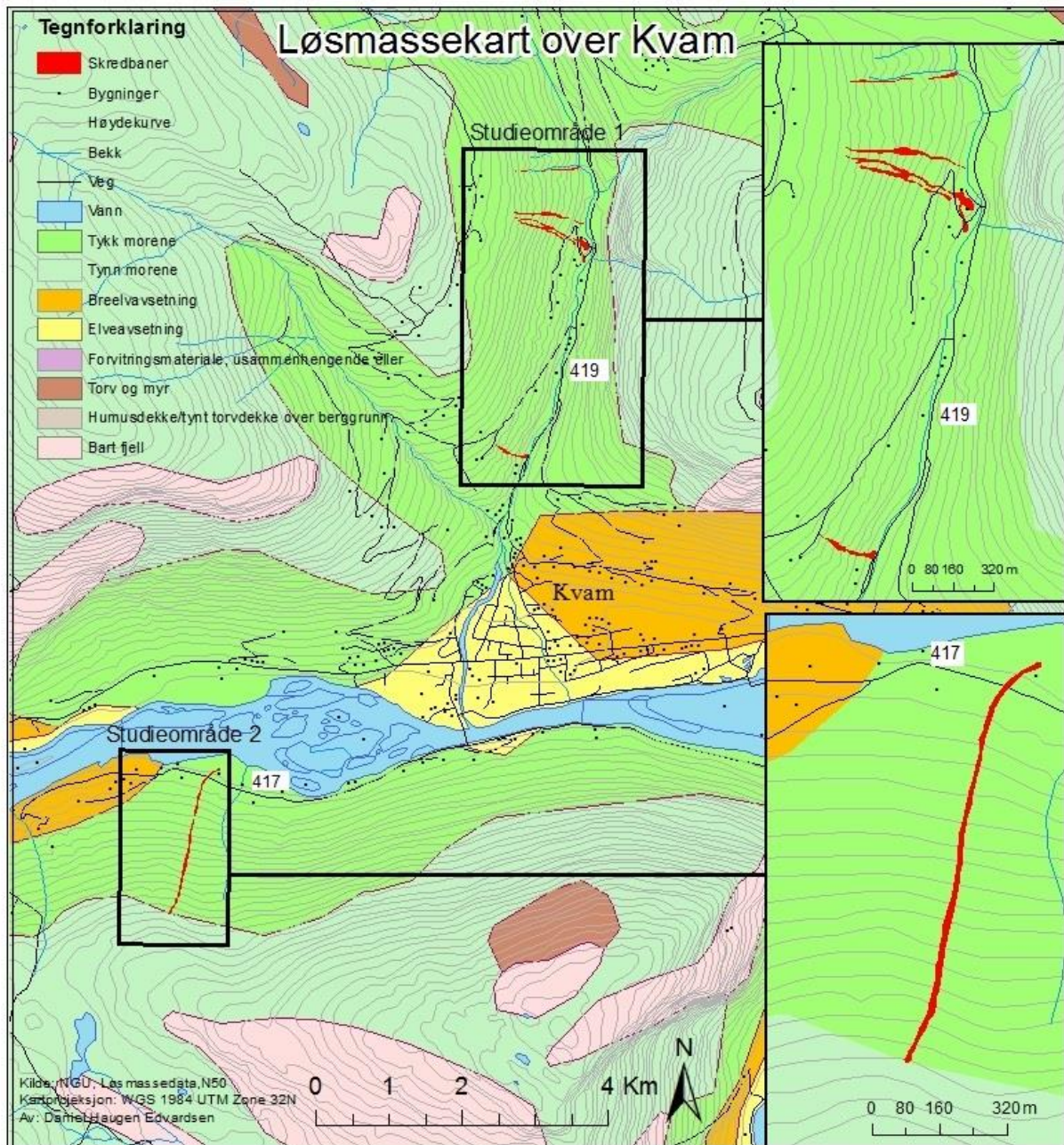


Vanligvis inneholder ikke morene mye leire, men unntak forekommer. Dette kan skyldes at breen har transportert fjord eller bresjøavsetninger under bremfremrykk, eller ved at det stammer fra eldre moreneavsetninger med annet opphavsmateriale (Reite, 1990). Skred forekommer hyppigst i finkornete sedimenter, siden vannet kan lagres innad i porestrukturen, og selv om det kommer en tørrværsperiode kan fuktigheten i sedimentene opprettholdes. Mengden vann som skal til for å mette for eksempel siltige jordmasser er derfor mindre enn for sedimenter med større kornstørrelser som grov sand og grus, som sies å være selvdrenerende løsmasser (Fergus et al., 2011).

I figur 3.5 kan man se feltområdet beliggenhet i forhold til hvor de ulike løsmassetypene i Norge dominerer. Avsetningene på Østlandet domineres av store områder med morenemateriale, mens på Vestlandet og i Nordland kan man grovt sett i forhold si at landområdene består av bart fjell. For Finnmarks del er situasjonen den samme som ved Østlandet. I figur 3.6 er det vist et mer detaljert løsmassekart over studieområdene ved Kvam, og som det fremstår i figuren er alle fem skredene lokalisert innenfor tykk morene.



**Figur 3.5** Kvartærgeologisk kart over Norge. Feltområdet ved Kvam er innrammet i sort, og viser dens beliggenhet i forhold til hvor de ulike løsmasseavsetningene i Norge dominerer. Dataene til kartet er hentet fra NGU (2008c), og videre utarbeidet i programmet ArcMap.



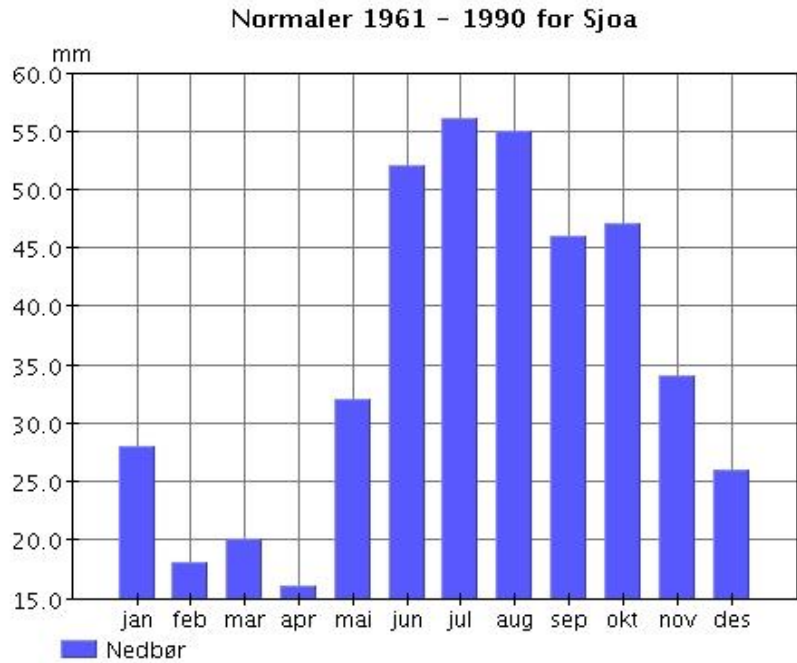
**Figur 3.6** Løsmassekart over Kvam med tilhørende studieområder uthevet i svart, og skredbaner i rødt. Dataene til kartet er hentet fra NGU (2008b), og videre utarbeidet i programmet ArcMap.

### 3.4 Klima

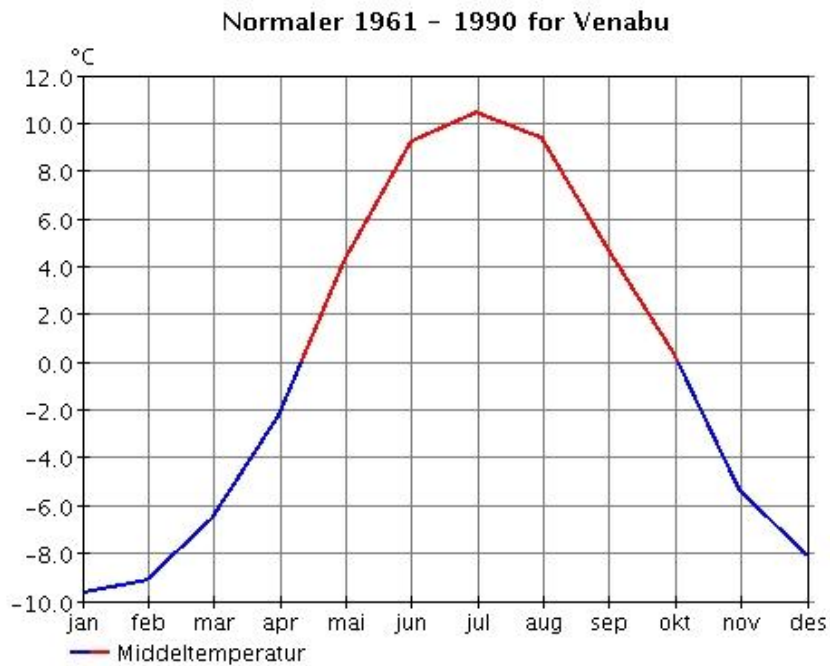
For klimasituasjonen i feltområdet er de gjennomsnittlige månedlige nedbørsmengdene og temperaturverdiene, ut i fra normalperioden 1961-1990, vist i henholdsvis figur 3.8 – 3.11. Disse klimadataene er hentet fra vær og klimadatatjenesten, eKlima, som er utarbeidet av meteorologisk institutt. Det er ingen stasjoner i studieområdene ved Kvam, derfor ble det for månedlige nedbørsmengder valgt å bruke stasjonen som befinner seg på Sjoa, ca. 8 km nord for Kvam sentrum. For den månedlige middeltemperaturen i området var det ingen dataverdier fra stasjonene på Sjoa eller Hovdgrenda, og dermed ble stasjonen på Venabu den nærmeste. Denne befinner seg ca. 23 km i luftlinje sør-øst for Kvam sentrum, se figur 3.7.



**Figur 3.7** Oversiktskart over værstasjonene på Sjoa og Venabu (markert med rødt), sett i forhold til lokalitetene til studieområde 1 og 2 som er innrammet i svart (forevar.senorge.no, 2010).



**Figur 3.8 Månedlig nedbørnormaler ved Sjoa værstasjon, kalibrert fra normalperioden 1961 - 1990 (Meterologisk institutt, 2013).**



**Figur 3.9 Månedlig middeltemperatur ved Venabu, kalibrert fra normalperioden 1961 - 1990. Blå graf markerer minusgrader, mens rød representerer varmegrader (Meterologisk institutt, 2013).**

Månednormaler 1961 - 1990 for RR, Nedbør													
Stnr	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	år
14050	28	18	20	16	32	52	56	55	46	47	34	26	430

Figur 3.10 Månednormal for nedbør i mm ved værstasjonen på Sjoa (14050), kalibrert ut i fra normalperioden 1961-1990. Den årlige normale nedbørsmengden er på 430 mm (Meterologisk institutt, 2013).

Månednormaler 1961 - 1990 for TAM, Middeltemperatur													
Stnr	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	år
13420	-9.7	-9.2	-6.6	-2.3	4.2	9.2	10.4	9.3	4.6	0.3	-5.4	-8.1	-0.3

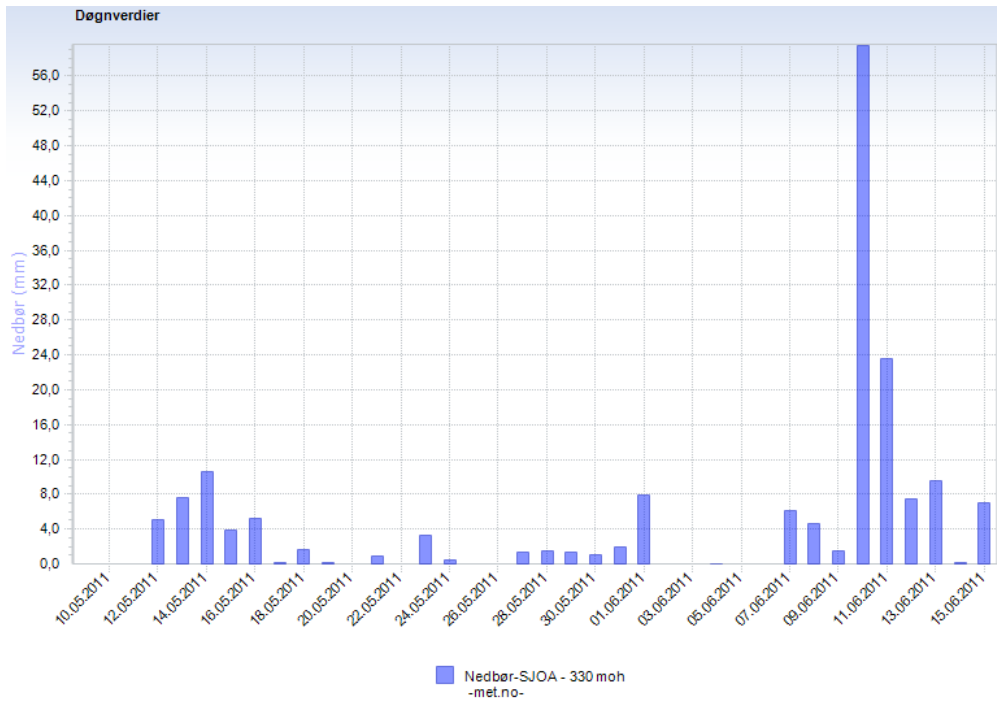
Figur 3.11 Middeltemperatur for stasjonen på Venabu (13420), kalibrert ut i fra normalperioden 1961-1990. Den årlige middeltemperaturen er -0,3 °C (eKlima). Blå skrift representerer minusgrader, mens rød skrift markerer varmegrader (Meterologisk institutt, 2013).

### 3.5 Flomsituasjonen i pinsehelga 9 – 15. juni 2011

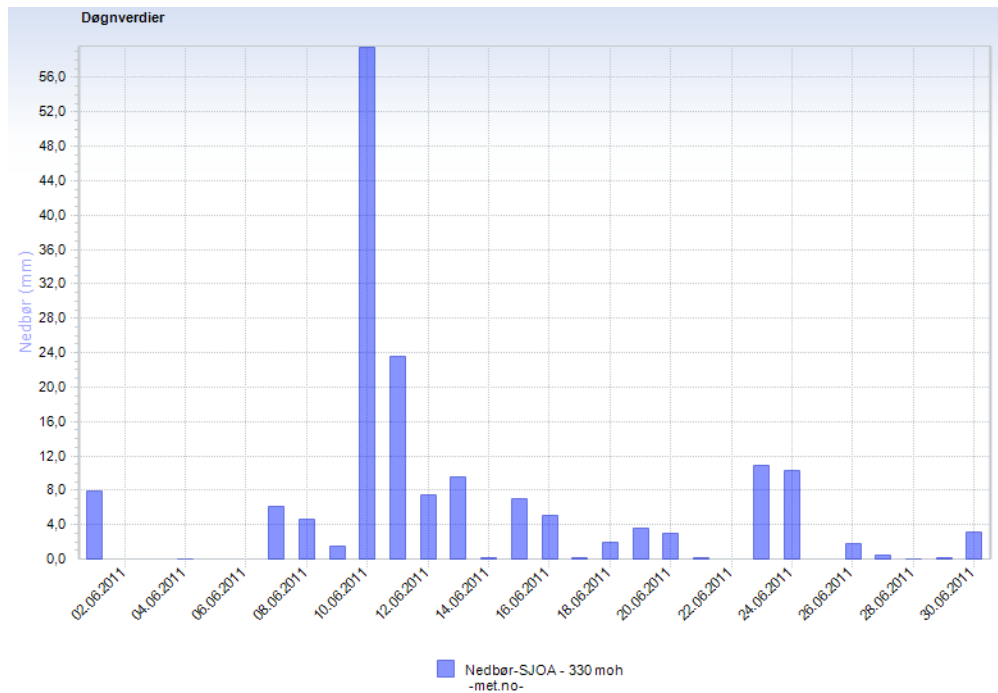
Flommen som inntraff i pinsehelga 2011 inneholdt store lokale variasjoner, og kan sies å være en forsmak på fremtidige klimaforandringer. Situasjonen ble omtalt som en krisesituasjon der ødeleggelsene besto av flom i bekker og sidevassdrag, samt skred grunnet vannmetning i jorda. Hovedsakelig ble fylkene Hedmark og Oppland hardest rammet, og konsekvensene kunne vært den samme for Akershus og Vestfold dersom ikke vær-situasjonen endret karakter (Svensbakken, 2012).

Årsaken til flomhendelsen var en kombinasjon av økende mengder smeltevann og høye nedbørintensiteter i perioden 8 – 9. juni. Den 6. juni varslet NVE om fare for flom i fjellet, hvor det neste varselet den 9. juni anslo 5 – 20 års flom i de mindre vassdragene. I Hedmark stabiliserte forholdene seg i løpet av dagen den 10. juni, mens for Oppland sin del, og spesielt Gudbrandsdalen, ble flomsituasjonen og flomskadene forverret denne dagen. Først og fremst innebar de største flomskadene der skred gikk over veier, ødeleggelse av brufundamenter og utglidning av vegbaner. Samlet kostnad for skader på riks og fylkesvegnettet i Hedmark og Oppland ble beregnet til å være ca. 245 millioner kroner (Svensbakken, 2012).

## Områdebeskrivelse



**Figur 3.12 Døgnverdier for nedbør i måneden i forkant av ekstremnedbørshendelsen 10. juni 2011. Ut i fra figuren kan man se at det ikke var langvarige, eller høye nedbørsmengder måneden før 10.juni (forevar.senorge.no, 2010).**



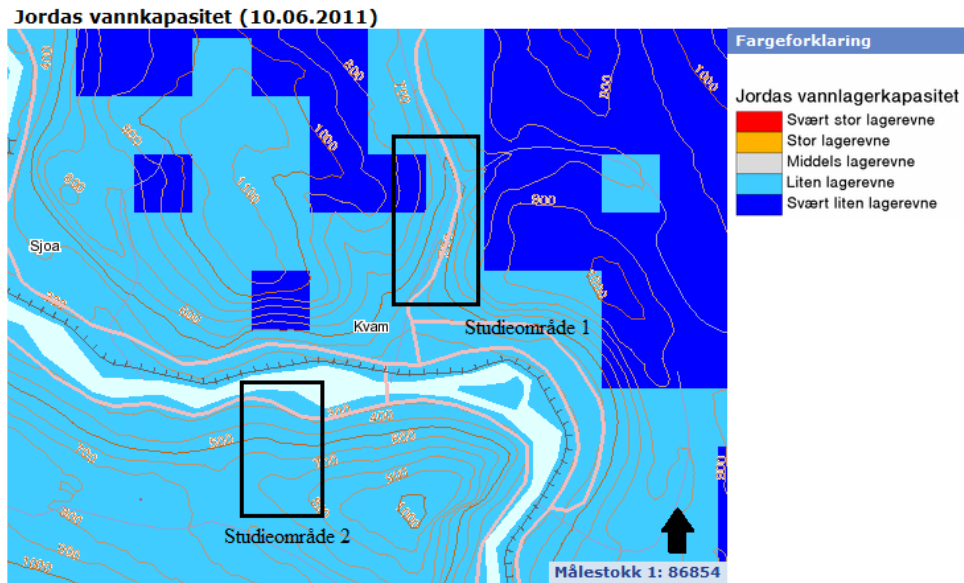
**Figur 3.13 Døgnverdier for nedbør i juni måned 2011. Søylene som representerer 10 - 12. juni skiller seg ut, og det ble registrert ca. 84 mm i løpet disse to døgnene. Den 10.juni alene ble det registrert mer nedbør i forhold til hva som er normalt for hele juni måned, sett ut i fra normalperioden 1961 – 1990 (forevar.senorge.no, 2010).**

Figurene 3.10 og 3.11 fremstiller henholdsvis månedsnormalene nedbørsmengde i mm ved værstasjonen på Sjoa, og temperatur (°C) ved værstasjonen på Venabu, ut i fra normalperioden 1961-1990. Disse verdiene, sett i forhold til hva som var situasjonen i pinsehelga i juni 2011, gir en indikasjon på hvor ekstrem værhendelsen var da den pågikk. I figur 3.13 vises døgnverdier for nedbør i mm for juni 2011, og bare den 10. juni alene kom det mer nedbørsmengder i forhold til hva som er normalt for denne måneden. Figur 3.12 viser at dette området ikke hadde betydelige nedbørsmengder i løpet av måneden i forkant av flomhendelsen. I tillegg til den totale nedbørsmengden kan man i figurene 3.14-3.17 se henholdsvis jordas vannkapasitet, den prosentvise jordvannmetningen, grunnvannstilstanden og avrenningstilstanden den 10. juni 2011 sett i forhold til studieområdene ved Kvam.

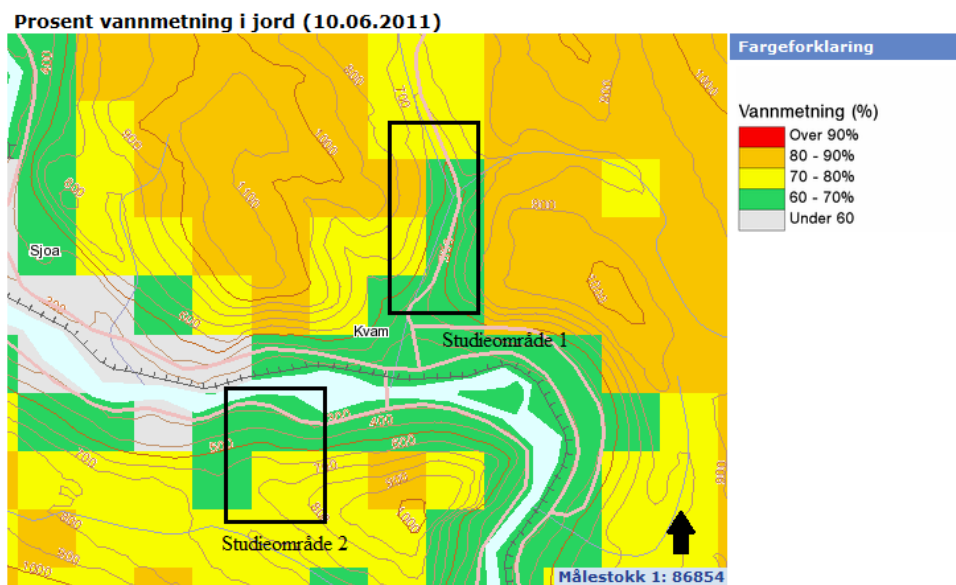
Jordas vannkapasitet, som vist i figur 3.14, var dominert av liten lagerevne (50 – 100 mm) i hele studieområde 2, mens for studieområde 1 er det i tillegg til liten lagerevne også et parti med svært liten lagerevne (0 – 50 mm). Disse verdiene tilsier at lagerevnen i markvann og grunnvannssonen var såpass lav, slik at infiltrasjonen av de store nedbørsmengdene ned i jordprofilen var nær et maksimumsnivå. Den prosentvise vannmetningen i jorda i studieområdene den 10. juni varierte fra 60 – 90 %, se figur 3.15. Studieområde 2 var dominert av 60 % i det nederste partiet, mens i det overliggende partiet var vannmetningen i jordsmonnet så mye som 80 %. Situasjonen i studieområde 1 var av lik karakter som studieområde 2, der man i de nederste partiene hadde en prosentvis vannmetning i jorda på 60 %. Lenger oppe i dalsiden varierte vannmetningen fra 70 til hele 90 %. Grunnvannstilstanden som vist i figur 3.16 faller for begge studieområdene under kategorien, svært høy, sett i forhold til gjennomsnittlige grunnvannstand for samme dato i perioden 1980 – 2010. I figur 3.17 vises den aktuelle avrenningstilstanden i terrenget sett i forhold til gjennomsnittlig avrenning for samme dato i perioden 1980 – 2010. Situasjonen for begge studieområdene den 10.juni viser at vannavrenningen var høy (forevar.senorge.no, 2010 ).

De fire ulike kartene i figurene 3.14 – 3.17 er utarbeidet av modellsimuleringer med en hydrologisk modell (HBV) som beregner vannbalansen i landskapselement med en størrelse på 1 km<sup>2</sup> ut i fra arealfordelte meteorologiske data. For kartet over grunnvannstilstanden er skillet mellom markvann og grunnvann det nivået der alle porene i sedimentene er fylt med vann. Dette nivået kalles grunnvannsnivået. I den hydrologiske modellen er mengden grunnvann gitt i mm, og brukes som et mål for grunnvannsstanden (forevar.senorge.no, 2010).

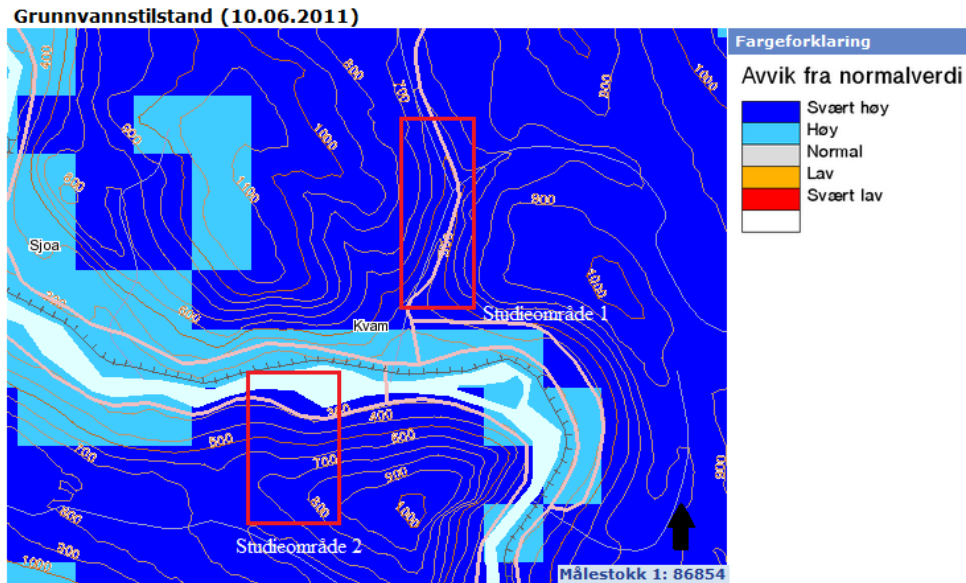




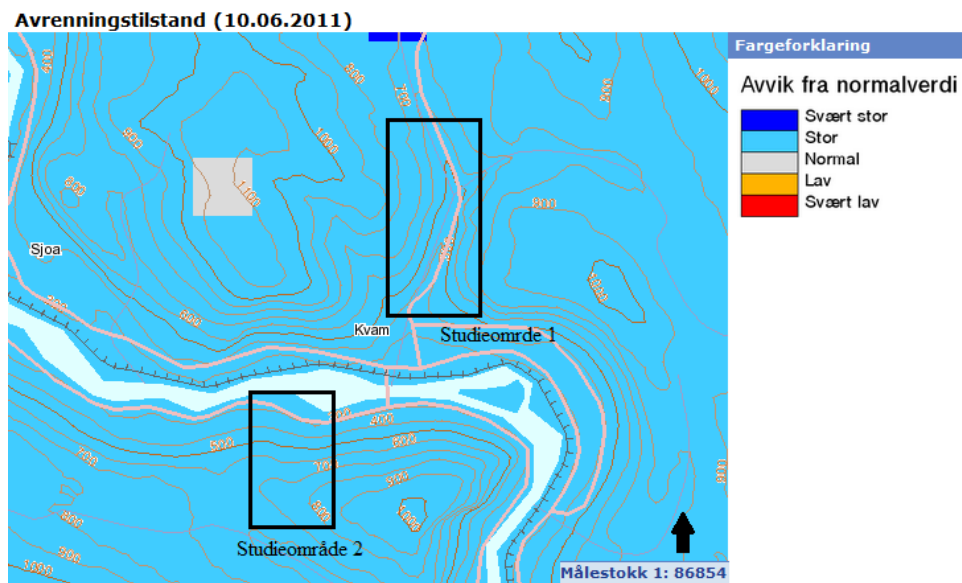
Figur 3.14 Kart over studieområdene som viser lagerevnen i markvann og grunnvannssonen den 10.juni 2011 i forhold til total metning, sammenliknet mot maksimale simulerte verdier i samme kvadratkilometer rute for perioden 1980-2010. Liten lagerevne (50-100 mm), og svært liten lagerevne (0-50 mm) fremstår som de vanligste verdiene i studieområdene. De resterende verdiene er svært stor lagerevne (over 300 mm vann), stor lagerevne (200-300 mm) og middels lagerevne (200-100) (forevar.senorge.no, 2010).



Figur 3.15 Kart over studieområdene som viser den prosentvise vannmetningen i jorda 10.06.2011. Disse verdiene defineres ved: (aktuelt vannlager /maksimum vannlager)\*100. Maksimum vannlager vil si den høyeste simulerte sum av markvann og grunnvann for referanseperioden 1980-2010. I studieområdene varierte vannmetningen i jorda den 10. juni fra 60 - 90 % (forevar.senorge.no, 2010).



Figur 3.16 Kart over studieområdene som viser grunnvannstilstanden den 10. juni. Kartet viser aktuell grunnvannsstand i forhold til gjennomsnittlig grunnvannsstand for samme dato i perioden 1980 – 2010. I studieområdene dominerer kun verdien, svært høy, som vil si over 95 % persentilen (forevar.senorge.no, 2010).



Figur 3.17 Oversiktskart over avrenningstilstanden i terrenget i forhold til studieområdene. Kartene viser den aktuelle avrenningen i forhold til gjennomsnittlig avrenning for samme dato i perioden 1980 – 2010. Klasseinndelingen er: Svært stor (95 % persentil); Stor (mellom 75 og 95 % persentil); Normal (mellom 25 og 75 % persentil); Lav (mellom 5 og 25 % persentil); Svært lav (under 5 % persentil) (forevar.senorge.no, 2010).

## **3.6 En historisk flomhendelse i Gudbrandsdalen**

### **3.6.1 Storofsen 21. – 23. juli 1789**

Høsten 1788 var regntung og våt, og i tillegg lå telen uvanlig dypt før vinteren slo til. Den påfølgende vinteren var kald med enorme mengder snø, og våren i 1789 kom sent. Situasjonen forandret seg da det kom en varm vind fra øst den 18. mai, og det vekslet mellom sol og regn i dagene som fulgte. Snøsmeltingen i fjellet begynte ikke før i juni, og vårflommen ble kraftig siden telen fremdeles lå dypt nede i jorda. Fra 7. juli begynte regnværet, og det uten stopp, sammen med temperaturer helt oppe i 30 varmegrader. Det regnet natt og dag fra og med midten av juli, og den 22. juli hadde storflommen nådd de store elvene som Lågen og Glomma, og i tillegg begynte det å gå skred i dalsidene. Skredmassene inneholdt en blanding av steiner, organisk materiale og vann, og det kunne hele dagen høres rumling fra skredhendelsene (Furseth, 2004).

Oppland ble hardest rammet av Storofsen, og det var alle sideelvene og bekkene fra fjellet som gjorde størst skade. Dalsidene var så mettet med vann at alt feste som opprinnelig var i jorda, forsvant. Det inntraff til sammen rundt 80 skred i Gudbrandsdalen, 60 mennesker mistet livet, 889 husdyr omkom og 3760 hus ble ødelagt og skadet (Furseth, 2004).

Skredene som inntraff under Storofsen dannet flere steder dype ravineformer i moreneavsetningene i dalsidene i Gudbrandsdalen (Teigum, 2001).



## 4 Metode

### 4.1 Feltarbeid

Studieområdene i Veikledalen og ved fylkesvei 417 ved Kvam, ble ikke valgt tilfeldig. Mine arbeidsoppgaver hos Statens vegvesen sommeren 2012 skulle basere seg på et selvstendig feltarbeid, der formålet var å observere og dokumentere skredhendelsene som oppsto som følge av flommen i pinsehelga 2011. Under befaringene ble det lagt mye vekt på hvor utløsningsområdene til skredene befant seg i terrenget, og hva slags faktorer som kan ha vært med på å føre til at skredene oppsto sammen med de høye nedbørsmengdene. En av de første arbeidsdagene ble brukt sammen med Bjørn Romsås fra Statens vegvesen, der det ble utført en befaring med bil i områder som var sterkt berørt av flommen. Studieområde 1 i Veikledalen ble plukket ut siden store deler av vestsiden oppover dalen var preget av flere titalls skredhendelser. Skredet i studieområde 2 var av stor interesse på grunn av utløsningsområdets beliggenhet i forhold til skogshogstområdet.

Fremgangsmåten i felt baserte seg i første omgang på å velge ut skred som besto av et klart definert utløsningsområde, skredløp og utløpsområde. Alle feltbefaringene ble gjort alene, så HMS lå alltid i bakhodet. Datainnsamlingen ble utført ved å ta bilder på de ulike skredlokalitetene, med tilhørende notater og GPS – koordinater. Under observasjonene ble det fokusert på skredbredde, skredlengde, kornstørrelser, organisk materiale, vegetasjon, løsmassetykkelse, helningsgradient, jordvannmetning og rennende vann i nærheten, eller i skredbanen. I tillegg til disse faktorene ble det i utløsningsområdene nøye vurdert om menneskelig påvirkning i form av dårlig dimensjonerte stikkrenner, tømmerhogst eller skogsbilveier kunne være en utløsende faktor.

## 4.2 Utarbeidelse av terrengmodeller i ArcGIS

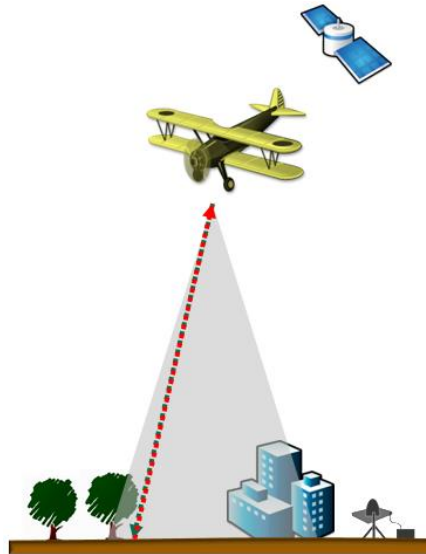
Ut i fra observasjonene som ble utført i studieområdene var det ønskelig å presentere skredbanene i en 3D – modell, slik at man fikk et mer visuelt bilde av terrenget der skredhendelsene inntraff. Disse terrengmodellene kan ses i kapittel 5. Det ble valgt å presentere dataene i to ulike datasett, der den første illustrerer høydemeter, og den andre helningsgradient. For dette arbeidet ble det valgt å bruke dataprogrammet ArcGIS 10.1, der brukeren kan organisere, analysere og distribuere geografisk informasjon. Programmet er utgitt av Esri, og består av fire nivåer, ArcMap, ArcScene og ArcGlobe (Esri, 2013). I avsnittene som følger er det gitt en kort beskrivelse av datagrunnlagene som ble brukt til utarbeidelsen av terrengmodellene.

### 4.2.1 DEM

DEM står for *Digital Elevation Models*, og er en type rasterdata eller cellebasert digital høydemodell. En slik modell representerer en kontinuerlig overflate, som i denne sammenhengen er høyden til terrenget. Nøyaktigheten til disse dataene bestemmes ut i fra oppløsningen, altså cellestørrelsen. Terrengmodellene er basert på Lidardata, eller laserskanning, som har en punkttetthet på 10 punkt per kvadratmeter eller høyere. Dette vil si at dataene inneholder en høy nøyaktighet (Esri, 2013).

#### 4.2.2 Lidar

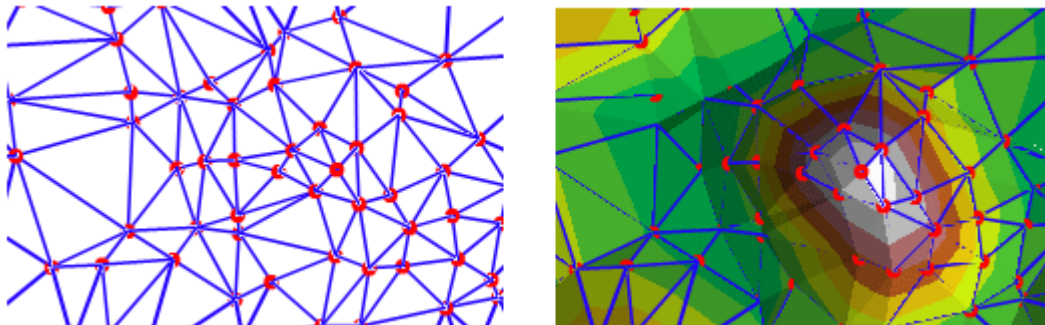
Første steg i utviklingen av 3D – modellene var å innhente geografisk informasjon fra terrenget ved Kvam. For dette formålet ble det valgt å bruke Lidar, som står for *Light Detection And Ranging*. Dette er et optisk måleinstrument som baserer seg på bruk av laser for å innhente informasjon om jordoverflaten, noe som betyr et nøyaktig x, y, z (tredimensjonelt) måleresultat. Dette foregår ved at laserstrålene skytes mot et mål, i denne sammenhengen blir det alt som befinner seg i terrenget, så reflekterer lyset fra laseren til en sensor i Lidarfartøyet, noe som vanligvis er et fly. Deretter vil denne sensoren regne ut den nøyaktige avstanden mellom sensoren og målet. Ved en kombinasjon med GPS vil disse måleresultatene bli gjort om til tredimensjonale punkt av de reflekterte målene, og produserer et datasett som kalles en punktsky. Disse punktene er store ansamlinger av 3D – høydepunkt, og kan da for eksempel vise høydeforskjeller i terrenget. De ulike returtidene til laserstrålene blir klassifisert slik at man kan fjerne vegetasjon, og dermed konsentrere seg kun om terrengoverflaten (Esri, 2013).



**Figur 4.1** Innhenting av Lidardata fra fly. Laserstrålene skytes ned mot ønsket mål, og reflekteres tilbake. Dette danner et tredimensjonalt bilde av terreng og objekter (Esri, 2013).

### 4.2.3 TIN – modell i ArgGIS

TIN står for *Triangular irregular network*, og blir brukt til å representere overflatemorfologi. Ut i fra terrenginformasjonen fra Lidardataene var det mulig å lage en TIN – modell i ArcGIS. En slik modell er en form for vektorbasert digital geografisk data, og ser ut som et triangulært nettverk med punkter. Kantene i TIN modellen danner sammenhengende triangulære sider og blir brukt til å fremvise viktige overflateaspekter, som for eksempel en forhøyet rygg i terrenget. Alle sidene (blå streker) i modellen bindes sammen av noder, som er de røde prikkene i figur 4.2. Dette danner et helhetlig bilde av terrengstrukturen, som høyre bilde i figuren viser (Esri, 2013).



**Figur 4.2** TIN – modellen består av et nettverk med sider, der alle kobles sammen i noder. Dette gir et godt bilde av overflatemorfologien i terrenget. Sidene er representert med blå farge, mens nodene er røde. Bildet til høyre i figuren viser hvordan det dannes et helhetlig bilde av terrenget ut i fra det triangulære nettverket. Modellen til høyre består også av ulike farger, siden de ulike høydemetrene må skilles fra hverandre. Vanligvis er lave høydemeter markert med lys grønnfarge, hvor fargene blir mørkere etter hvert som terrenget blir høyere (Esri, 2013).



#### 4.2.4 Fremgangsmåte i utvikling av terrengmodellene

Lidardataene som ble brukt er utlevert av Statkart, som bestilte laserskanningen i forbindelse med flom og skredhendelsene i juni, 2011. Disse dataene har en høy punkttetthet, og ble levert som LAS filer. Disse ble deretter importert inn i ArcMap. I ArcMap finnes det en mengde verktøy til ulike formål, hvor det i denne forbindelsen skulle vise skredbanenes beliggenhet i terrenget i 3D. Til dette ble brukt et verktøy som eksporterer en TIN modell fra LAS datasettet over Kvam. Det ble valgt å lage en TIN, siden ArcScene, et program som lar deg vise kartene i 3D, er avhengig av en slik modell med høydedata. TIN modellen som ble utarbeidet fra LAS filene ble importert inn og brukt som bakgrunnsreferanse for de andre lagene, se for eksempel figur 5.10.

Skredbanene ble konstruert i ArcMap, der man kan lage egne *Feature - class*, og lagre de som egne lag. I felt ble det tatt GPS koordinater i utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet. Disse GPS punktene, sammen med flyfoto fra området, hentet fra karttjenesten (Norkart, 2006), ble brukt som referanser for utformingen/tegningen av skredbanene. Flyfotoene ble georeferert med verktøyet *Georeferencing*, som foregår ved at man ut i fra flyfotoet knytter punkt til kjente koordinater i et kart. Dette medfører at flyfotoet legger seg i riktig posisjon i forhold til det underliggende kartlaget. Skredbanene ble deretter importert til ArcScene, og siden skredbanene kun ble laget med x og y data i ArcMap, ble de "drapert" over TIN modellen som har høydedataene, z. Dette vil si at man slår sammen 2D – laget som har x og y data, sammen med TIN – modellen som har z data, og dermed vil skredbanene legge seg riktig i forhold til 3D – modellen.

For å fremstille helningsgradient i 3D ble det benyttet et verktøy som heter *Slope* i ArcMap. Verktøyet identifiserer gradienten, eller raten til maksimum forandring i z verdi til hver celle i DEM. Resultatet av dette verktøyet er en rasterpresentasjon som viser gradienten til terrenget, utgitt i grader. Denne ble deretter importert i ArcScene, siden en slik presentasjon også mangler høydedata der hver celle viser kun gradient i grader, ble denne "drapert" over TIN modellen. På denne måten fremstilles gradienten i terrenget i 3D, og hver celle representerer helningsgradienten til 2x2 meter i terrenget, se for eksempel figur 5.11.



## 5 Resultater

Kapittelet inneholder beskrivelser og tilhørende bilder av de totalt frem skredhendelsene, samt 3D – terrengmodeller fra dataprogrammet, ArcGIS.

### 5.1 Skred 1

Skred 1 befinner seg på baksiden ved Kvam, ovenfor fylkesvei 417, og utgjør skredet innenfor studieområde 1 (Fig. 3.1). Feltkartleggingen baserte seg på observasjoner i utløsningsområdet, skredbanen og utløpsområdet, og disse er henholdsvis delt inn i lokalitet 1, 2 og 3. I figurene 5.10 og 5.11 kan man se 3D – modeller av skredbanen i terrenget, som viser henholdsvis høydemeter og helningsgradient. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 336 meter, fra utløsningsområdet og ned til utløpsområdet, mens den totale lengden til skredbanen var 990 meter.

#### 5.1.1 Lokalitet 1 – Utløsningsområdet

Denne lokaliteten representerer utløsningsområdet, og befinner seg ca. 600 moh. I figur 5.1 ser man hvor skredet har sitt opphav, og hvor det har beveget seg nedover dalsiden. I figur 5.2 ser man beliggenheten til utløsningsområdet i forhold til skogshogstkanten.

Utløsningsområdet ble målt til å være 11 meter bredt, og helningsgradienten, målt med inklinometer, var ca. 30°. Etter å ha gått i selve skredsåret opplevdes sedimentene som løst pakket, og det var et tydelig dårlig sortert materiale, alt fra finkornet sediment til store blokker, se figur 5.3. Dybden til utløsningsområdet ble målt til å være 60 – 70 cm, loddrett fra toppen av vegetert mark, til dypeste punkt i skredsåret (Fig. 5.3). Det ble også observert hulrom under de gjenværende tømmerstubbene i skredsåret, hvor røttene hang i løse luften (Fig. 5.4). I figur 5.5 kan man også utløsningsområdets posisjon i forhold til skogshogstområdet, samt at skredbanen går over i et parti med tydelig fremstikkende berggrunn.



Figur 5.1 Beliggenheten til utløsningsområdet til skred 1, og skredets bane nedover dalsiden. Rød pil markerer sekk som er målestokk. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



Figur 5.2 Utløsningsområdets beliggenhet kun et par meter nedenfor skogshogstkanten. Skredsåret ble målt til å være ca. 11 meter, illustrert med rød linje. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.3** Bildet viser den dårlige sorteringen til sedimentene i utløsningsområdet til skred 1. Dybden til skredsåret ble målt til å være mellom ca. 60 – 70 cm. Tommestokk i gult er brettet ut, og tilsvarer 1 meter. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.4** Tydelige hulrom under de gjenværende tømmerstubbene, der røttene hang i løse luften. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.5** Bildet er tatt nedenfor utløsningsområdet, hvor skredbanen går over i et parti med oppstikkende berggrunn (markert med rød pil). Legg også her merke til beliggenheten til utløsningsområdet i forhold til skogshogstområdet (markert med blå pil). Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.1.2 Lokalitet 2 – Skredløpet

Denne lokaliteten representerer observasjon av skredløpet, og befinner seg ca. 373 moh. Det ble tatt to bilder ved lokaliteten, der figur 5.6 viser skredløpet sett nedenifra og opp, mens figur 5.7 viser skredløpet sett ovenfra og ned. Ved denne lokaliteten ble skredløpet målt til å være ca. 20 meter bred, og skredet har ved flere anledninger erodert seg ned til berggrunnen, se figur 5.6, samt at skredet hadde beveget seg i ravinen i dalsiden. Løsmassetykkelsen ved lokaliteten varierte fra 1 – 1,5 meter, og det var usortert materiale. I skredløpet befant det seg mye organisk materiale, samt store trær som var revet opp og som lå parallelt med skredretningen. I figur 5.7 er skredløpet bredere, ca. 40 meter, der trær ligger veltet og med store variasjoner i kornstørrelser.



**Figur 5.6** Bildet viser skredløpet, sett nedenifra og opp i dalsiden. Legg merke til oppstikkende berggrunn og veltede trær. Området ble målt til å være ca. 20 meter bredt. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.7 Skredløpet nedover dalsiden. Legg merke til opprevne trær og de ulike kornstørrelsene. Rød strek markerer hvor i skredløpet erosjonen var dypest. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.**

### **5.1.3 Lokalitet 3 – Utløpsområdet**

Lokaliteten representerer utløpsområdet til skredet, og befinner seg ca. 264 moh. I figur 5.8 kan man se hvor skredet har krysset fylkesvei 417. Skredpartiet ovenfor veien ble målt til å være ca. 30 meter bredt. Det har i etterkant av skredhendelsen blitt bygget en ledevoll som også kan sees i figur 5.8. I figur 5.9 ser man hvor skredet avsatte materiale utover jordet. Bildet ble tatt ca. 1 år etter skredhendelsen, og opprydningsarbeidet i etterkant kan ha fjernet større kornpartikler i form av steiner og blokker. Dermed er det vanskelig å fastslå om skredet transporterte slike kornstørrelser, samt tømmerstokker ned til denne lokaliteten.

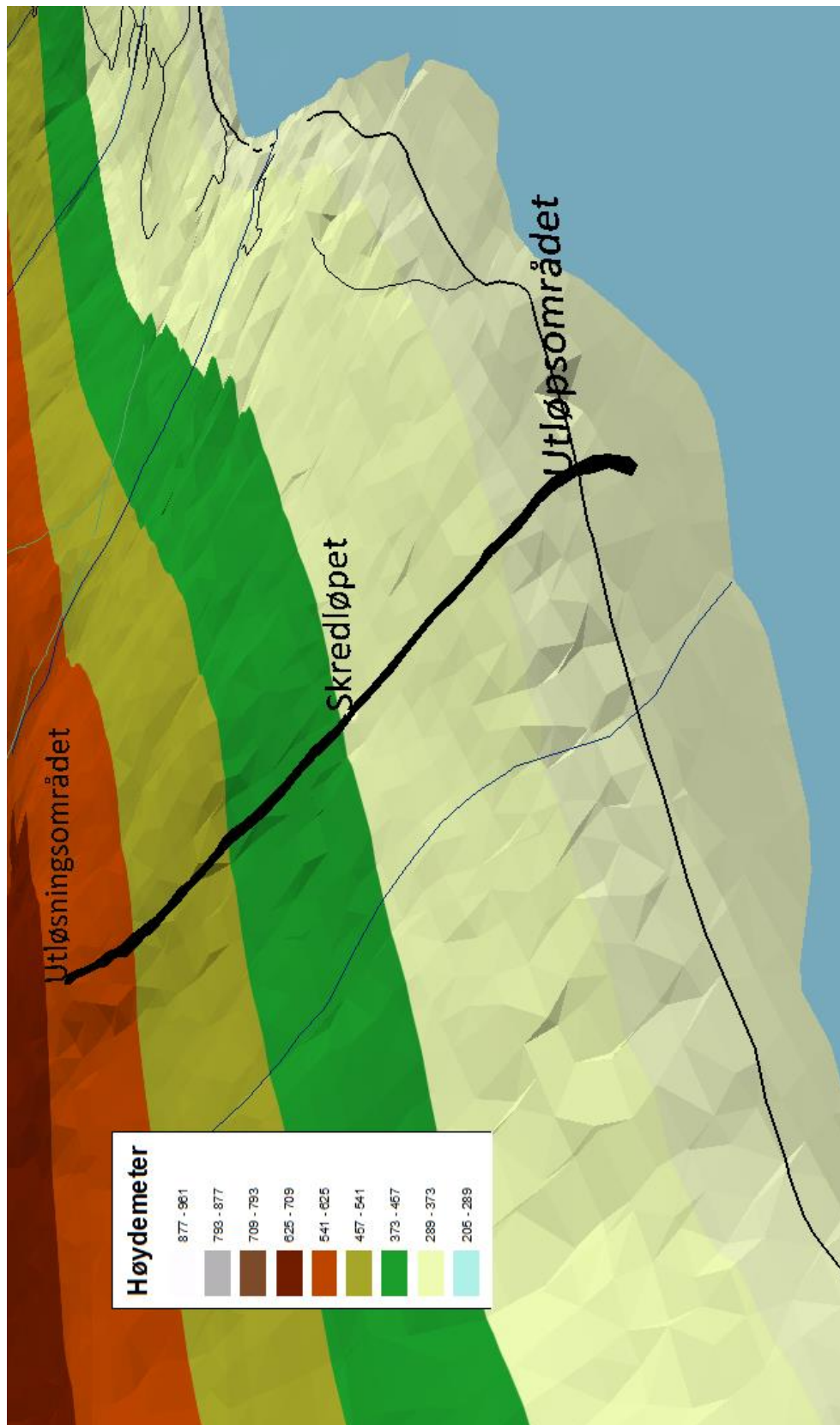




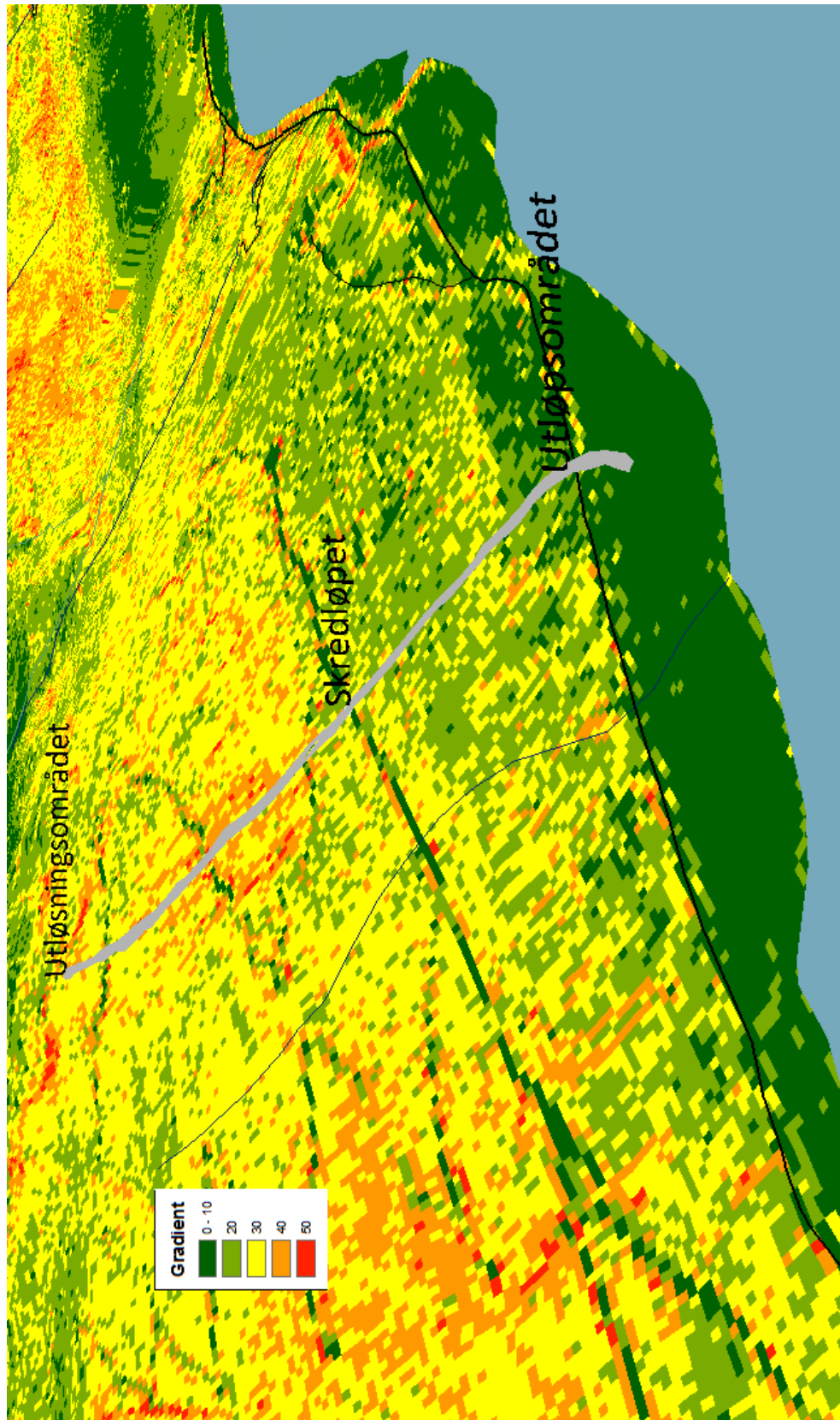
**Figur 5.8** Utløpsområdet til skred 1. Rød strek markerer hvor skredet beveget seg nedover og over fylkesvei 417. Bredden på skredpartiet er ca. 30 meter. I etterkant har det blitt bygget en ledevoll som skal forhindre mer massetransport over veien (markert med rød pil). Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.9** Utløpsområdet og tilhørende skredavsetning utover jordet. Opprydningsarbeid i etterkant av skredhendelsen kan ha fjernet større kornpartikler, og man kan dermed ikke fastslå om store steiner, blokker og trær ble transportert til dette området. Foto: Daniel Haugen Edvardsen



Figur 5.10 3D – terrengmodell av skred 1 som representerer høydemeter, med de tilhørende lokalitetene: Utløsningsområdet, skredløp og utløpsområdet. Skredbanen er markert med svart farge. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 336 meter, og en total lengde på 990 meter.



Figur 5.11 3D – terrengmodell av skred 1 som representerer helningsgradient, med tilhørende lokaliteter: Utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet. Skredbanen er markert med grå farge. Skredet har startet i en overgangssone i dalsiden hvor helningsgradienten går fra å være ca.  $20^\circ$  til  $30^\circ$ . Siste halvdel av skredet, fra lokalitet 2 og ned til utløpsområdet, har strømmet i dalsiden hvor det er  $20^\circ$  helning. Utløpsområdet befinner seg der helningsgradienten er mellom  $0 - 10^\circ$ .

## 5.2 Skred 2

Skredet utgjør den første skredhendelsen i Veikledalen innenfor studieområde 1, nærmere sagt liggende nærmest Kvam sentrum av de totalt 4 skredene i området (Fig. 3.6).

Feltobservasjonene baserte seg på samme fremgangsmåte som ved skred 1, der notater, GPS - koordinater og tilhørende bilder beskriver og deler skredhendelsen inn i utløsningsområdet, skredbanen og utløpsområdet. I figurene 5.17 og 5.18 kan man se 3D – modeller av skredbanen i terrenget, som viser henholdsvis høydemeter og helningsgradient. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 132 meter, fra utløsningsområdet og ned til utløpsområdet, mens den totale lengden til skredbanen var ca. 240 meter.

### 5.2.1 Lokalitet 1 – Utløsningsområdet

Lokaliteten representerer utløsningsområdet for skredhendelsen, og har sitt opphav ved en skogsbilvei, ca. 477 moh. (Fig 5.12). I figur 5.12 kan man se en ødelagt stikkrenne som leder vann fra en bekk, ca. 10 meter fra utløsningsområdet. Diameteren til stikkrenna ble målt til å være 30 cm. Partiet hvor stikkrenna befinner seg ligger noe høyere enn utløsningsområdet, og det ble observert spor etter rennende vann på innsiden av skogsbilveien som tyder på at vannmasser har beveget seg nedover til det laveste partiet langs skogsbilveien der utløsningsområdet befinner seg.

I figur 5.13 er bildet tatt fra en annen posisjon, men viser også beliggenheten til utløsningsområdet, sett i forhold til skogsbilveien. Det har rast ut materiale langs den ytterste skulderen langs veien, og det ble også her observert spor etter rennende vann over veien og ned mot utløsningsområdet, da det ikke var konstruert noen form for grøft på innersiden til skogsbilveien. Kornstørrelsen varierte, men ved denne lokaliteten var det finkornet materiale som dominerte. Utløsningsområdet ble målt til å være ca. 14 meter bredt, med en helning på 35°.



**Figur 5.12** Utløsningsområdet til skred 2 markert med rød pil. Beliggenheten til utløsningsområdet befant seg langs den ytre skulderen til skogsbilveien, markert med svart stiplede linje. Utløsningsområdet lå lavest langs skogsbilveistrekningen. Den ødelagte stikkrenna ble målt til å være 30 cm i diameter (svart strek), og siden utløsningsområdet lå lavere i forhold til beliggenheten til stikkrenna, rant vannet nedover mot dette partiet. Rød linje viser hvor det ble observert spor etter rennende vann i retning ned mot utløpsområdet. Det ble ikke observert noen grøft langs det indre partiet til skogsbilveien, der vannet ideelt sett skulle blitt drenert Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.13** Utløsningsområdet til skred 2 langs den ytterste skulderen til skogsbilveien. Skredsåret ble målt til å være ca. 14 meter bredt (markert med rød strek). Rød pil markerer sekk som målestokk, mens de røde stiplede linjene viser hvor det ble observert spor etter rennende vann langs det indre partiet til skogsbilveien i retning ned mot utløsningsområdet. Skogsbilveien er markert med svarte stiplede linjer. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.2.2 Lokalitet 2 – Skredløpet

Denne lokaliteten representerer skredløpet, og befinner seg ca. 414 moh. (Fig. 5.14).

Helningen til dette partiet i skredløpet ble målt til å være  $46^\circ$ , og hadde en bredde på ca. 25 meter. Det ble ikke observert berggrunn ved lokaliteten, og løsmassetykkelsen fremsto som mektig siden skredet befant seg dypt nede i ravinen som hadde høye siderygger. I figur 5.14 kan man også se trær som ble transportert og avsatt parallelt med skredretningen.

Skredmaterialet fremsto som usortert, med mye finstoff mellom de store kornpartiklene. I den sentrale delen av skredet dominerte store kornpartikler, mens på sidene i ravinen var materialet mer finkornet.



**Figur 5.14** Bilde av skredløpet til skred 2. Bredden ved denne lokaliteten ble målt til å være ca. 25 meter (heltrukket rød linje). Rød stiplet linje viser den sentrale delen av skredet, hvor grovere kornpartikler dominerer i forhold til finere materiale i de bratte sidene i ravinen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.2.3 Lokalitet 3 – Utløpsområdet

Lokaliteten representerer utløpsområdet til skredet, og befinner seg ca. 345 moh. I figur 5.15 ser man hvor skredet avsatte materiale over veien, og ut i elva Veiklåa på andre siden. Skredmaterialet besto av en blanding av finkornet løsmasser, tømmerstokker, steiner, blokker og organisk materiale. Som vist i figur 5.16 ser man skredets utløpsområde, og bredden til dette partiet ble målt til å være ca. 50 meter. I den nederste delen av skredløpet ble det registrert rennende vann over fremstikkende berggrunn. Under feltbefaringen var store deler av avsetningene fra skredet ryddet bort, og det var i tillegg bygget en ledevoll i det nederste partiet i skredbanen.

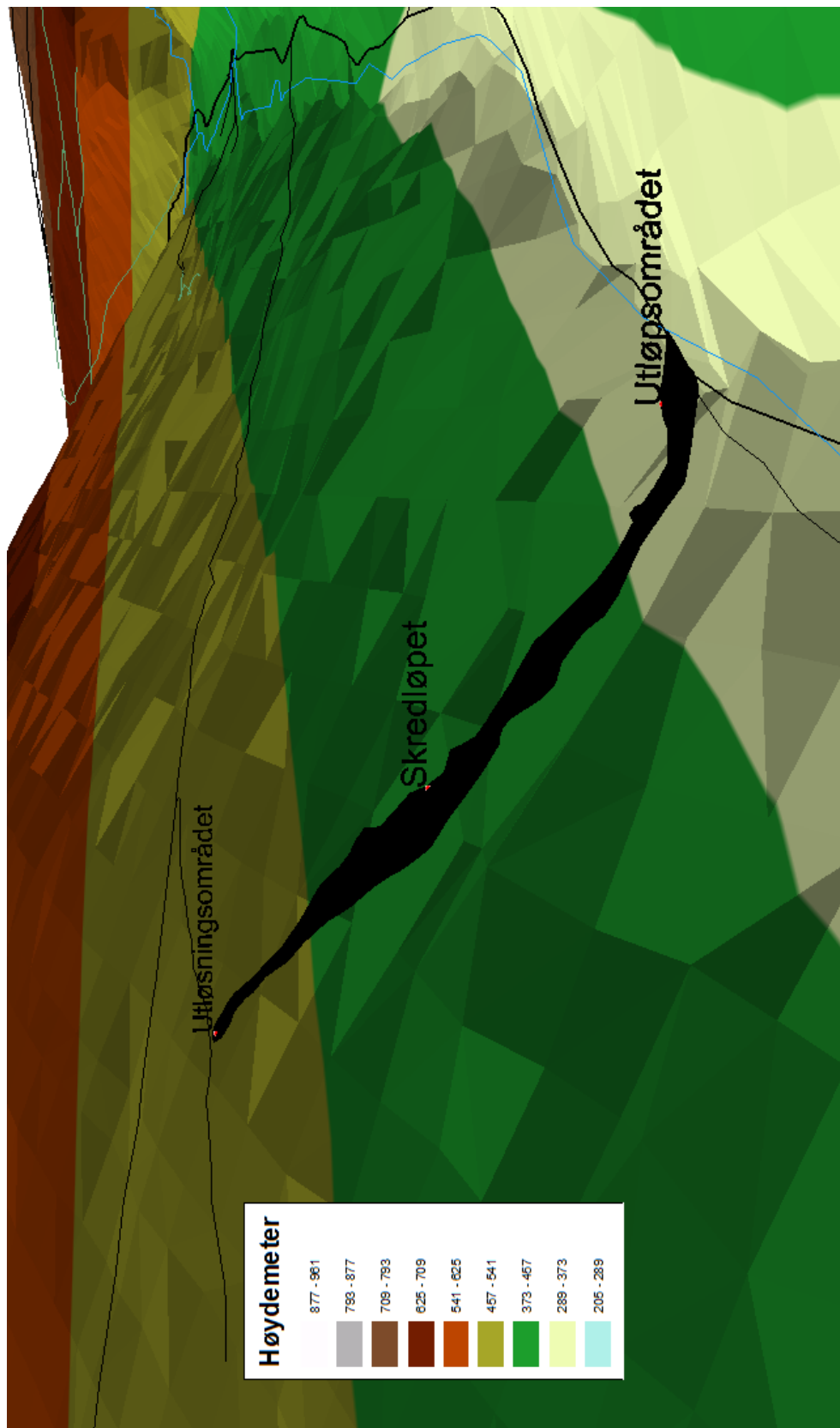


**Figur 5.15** Bildet viser hvor skredet avsatte materiale over fylkesvei 419, og ut i elva Veiklåa. Rød pil markerer hvor brua er i forhold til skredmassene. Legg merke til de ulike materialtypene i skredavsetningen. Foto: vg.no/protokoll.

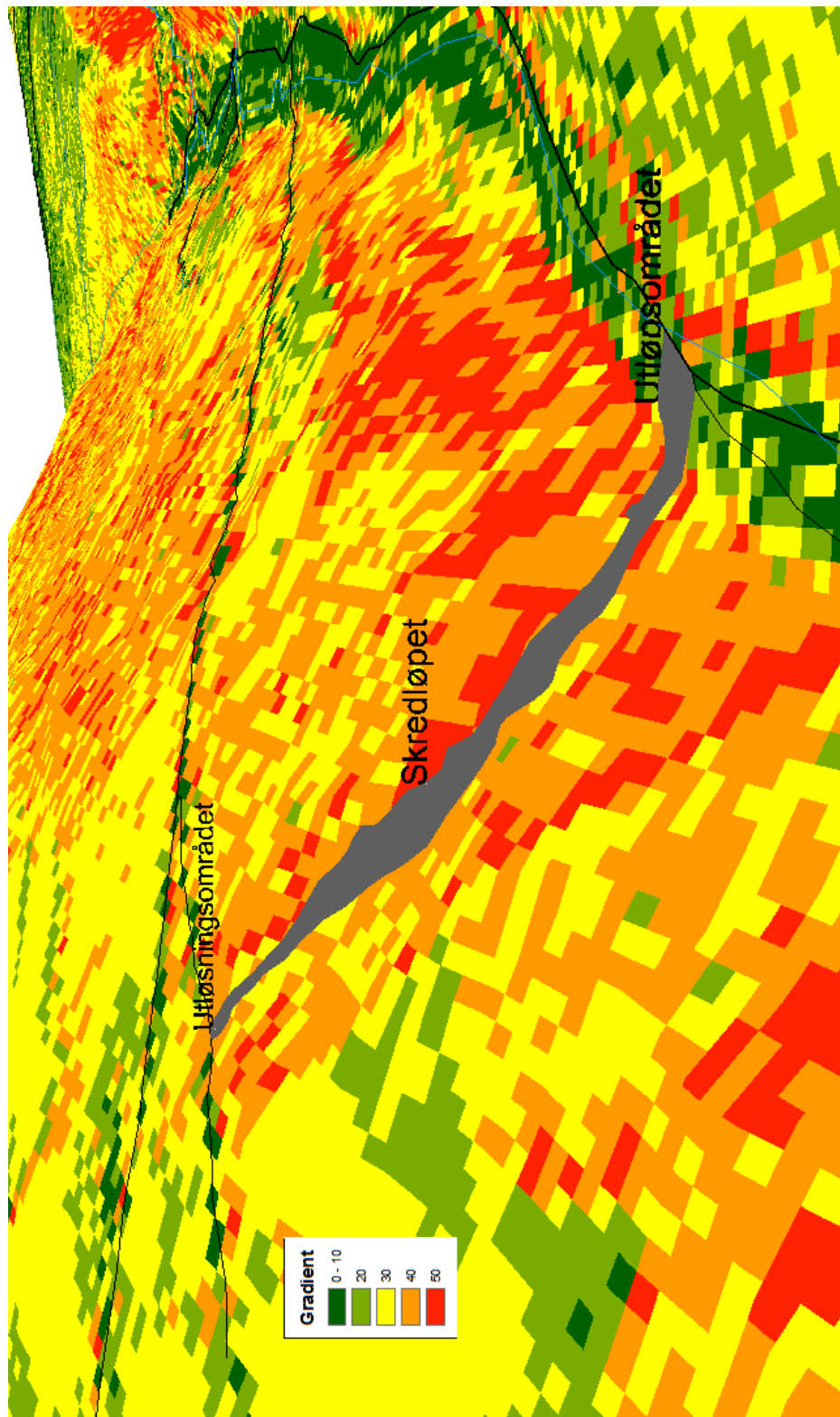


**Figur 5.16** Bildet viser utløpsområdet til skred 2. Rød pil markerer hvor det ble observert rennende vann i siste del av skredbanen, over fremstikkende berggrunn. Skredavsetningen ble målt til å være ca. 50 meter bred. En ledevoll i etterkant av skredhendelsen har blitt bygget i utløpsområdet. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.





Figur 5.17 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 2 som representerer høydemeter, med tilhørende lokaliteter: Utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet. Skredbanen er markert med svart farge. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 132 meter, og en total lengde på 240 meter.

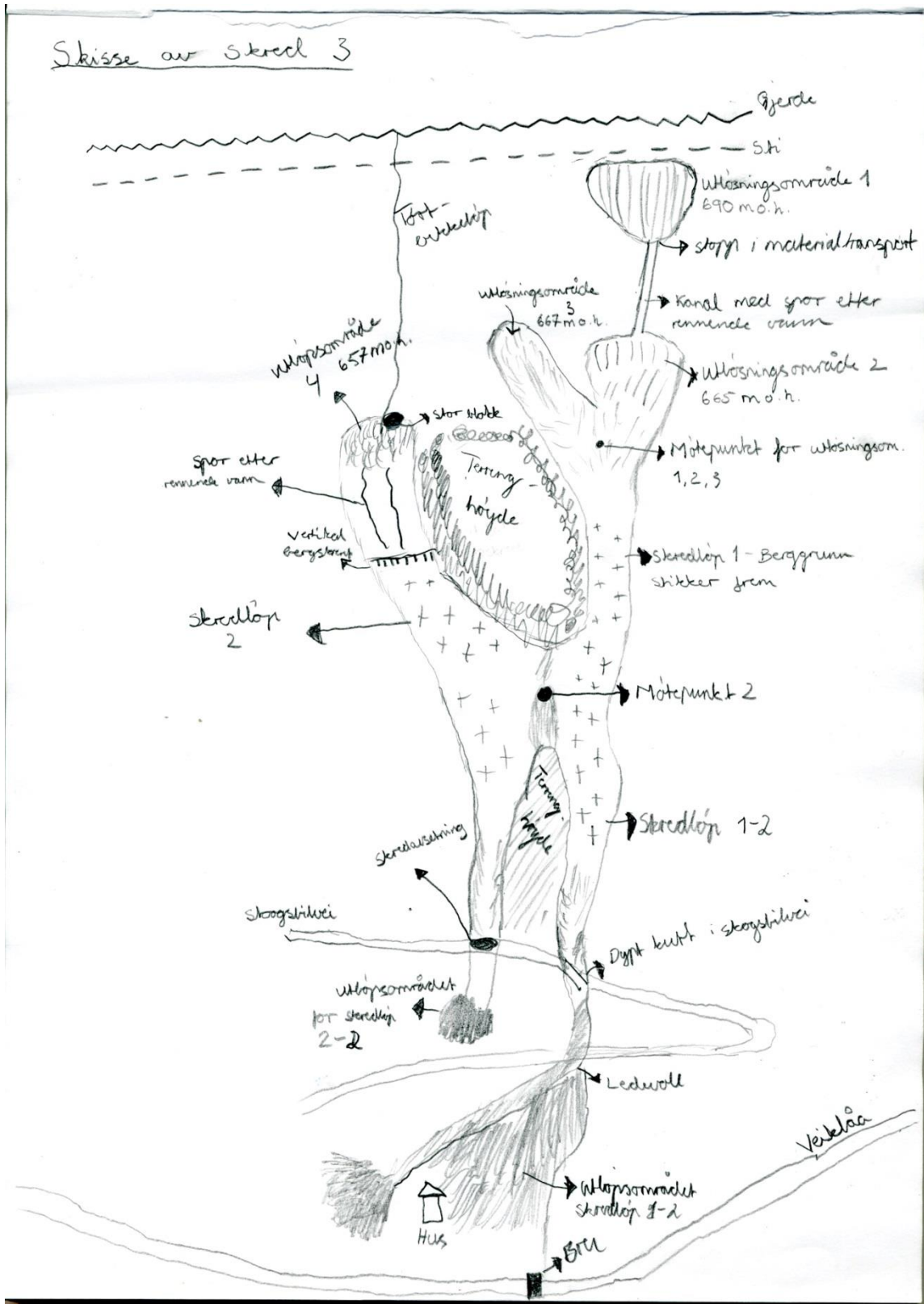


Figur 5.18 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 2 som representerer helningsgradient, med tilhørende lokaliteter: Utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet. Skredbanen er markert med grå farge. Legg merke til hvordan helningsgradienten i dalsiden er i en overgangssone der utløsningsområdet befinner seg, og i tillegg beliggenheten i forhold til skogsbilveien. Skredet har startet der hvor helningsgradienten er  $40^\circ$ , mens utløpsområdet befinner seg der helningsgradienten er mellom  $0 - 10^\circ$ .

### 5.3 Skred 3

Den 8. august 2012, ble det valgt ut en skredhendelse som skulle inneholde mer detaljerte beskrivelser og observasjoner. Under feltbefaringen ble det også fokusert på å lage en oversiktsskisse av hele skredhendelsen, som skulle inneholde tilhørende notater som beskrev høydeforskjeller på ulike inndelte lokalitetene, erosjonsdybder, bredde til lokalitetene, beskrivelse av skredmateriale, vegetasjon, observasjon av vannføring, tilstedeværelse av berggrunn og skredavsetning. I tillegg ble det også i dette skredet fokusert på å skille mellom utløsningsområdet, skredløp og utløpsområdet.

I figur 5.19 kan man se skissen som ble laget under feltarbeidet, og det mest interessante med skredhendelsen var de fire ulike utløsningsområdene som lenger ned i terrenget dannet to skredløp og tilhørende utløpsområder. Som det fremstår i skissen ligger skredløpene parallelt med hverandre nedover dalsiden, kun avbrutt med terreng høyder i mellom. Unntaket er der hvor skredløpene møtes i et punkt i skissen som kalles, møtepunkt 2. I figurene 5.40 og 5.41 kan man se 3D – modeller av skredbanen i dalsiden, som viser henholdsvis høydemeter og helningsgradient. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 560 meter, fra utløsningsområde 1 og ned til utløpsområdet til skredløp 1-2, hvor den totale lengden til skredbanen var ca. 553 meter.



Figur 5.19 Skisse av skred 3 på bakgrunn av feltobservasjoner.

### 5.3.1 Lokalitet 1 – Utløsningsområde 1

Denne lokaliteten representerer det øverste utløsningsområdet til skredhendelsen, og befinner seg ca. 690 moh. (Fig 5.20). Utløsningsområdet ble målt til å være ca. 7 meter bredt, med en helningsgradient på 30°. I terrenget rundt lokaliteten befant det seg tett vegetasjon som høyt gress, busker og trær. I figur 5.20 kan man se et tre som har veltet og lagt seg parallelt med skredretningen. I bakkant av utløsningsområdet kan man i figur 5.21 se at det befinner seg en sti, som går parallelt med et gjerde, ca. 2 meter ovenfor skredsåret. Dette illustreres også i figur 5.19. Dybden til utløsningsområdet ble målt til å være ca. 30 cm. Sedimentene var løst pakket, og det raste lett ut mer materiale når man gikk i skredsåret. Finkornete sedimenter og steiner var de dominerende kornfraksjonene, og det var liten tilstedeværelse av blokker (Fig 5.22). Materialtransporten fra lokaliteten stoppet opp ca. 5 meter nedenfor øverste del av skredsåret, hvor det så ble observert spor av rennende vann nedover i et smalt parti og ned til punktet der utløsningsområde 2 befinner seg. Avstanden fra nederste parti i utløsningsområde 1 og ned til øverste del av utløsningsområde 2, ble målt til å være ca. 30 meter.



**Figur 5.20** Utløsningsområde 1 til skred 3. Gul tommestokk på bildet tilsvarer 60 cm. Legg merke til store mengder finkornet materiale og steiner, samt tett vegetasjon rundt lokaliteten. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.21** Beliggenheten til utløsningsområde 1 i forhold til stien som ligger ca. 2 meter i bakkant av skredsåret (markert med rød stiplet linje). Rød pil markerer øverste del av skredsåret, mens svart pil viser sekk som er målestokk. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.22** Kornstørrelsen i utløsningsområde 1. Finkornete sedimenter og steiner var de dominerende kornfraksjonene. Gul tommestokk tilsvarer 100 cm. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.3.2 Lokalitet 2 – Utløsningsområde 2

Lokaliteten representerer utløsningsområde 2 i figur 5.19, og som det ble beskrevet i forrige avsnitt befinner lokaliteten seg ca. 30 meter nedenfor utløsningsområde 1. Området befinner seg ca. 665 moh. og ble målt til å være ca. 7 meter bredt. Dybden til skredsåret varierte alt i fra 40 – 80 cm, og det befant seg mer blokker i dette utløsningsområdet i forhold til utløsningsområde 1 (Fig 5.23). Partiet ble målt til å ha en helningsgradient på ca. 40°. I terrenget rundt lokaliteten var det som i lokalitet 1 tett vegetasjon i form av trær, busker og høyt gress. I figur 5.24 kan man se et tre som har veltet og har lik orientering som skredretningen, og i tillegg ble det observert et dypere parti med spor etter rennende vann med utløp i overkant av utløsningsområdet. Denne hadde sitt opphav fra det øverste utløsningsområdet, som ble beskrevet i foregående avsnitt.



**Figur 5.23 Utløsningsområde 2 i skred 3. Dybden til skredsåret varierte fra ca. 40 – 80 cm. Rød stiplet linje markerer hvor det dypere partiet med spor etter rennende vann hadde sitt utløp ut i overkant av utløsningsområdet. Gul tommestokk på bildet tilsvarer 80 cm. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.**



**Figur 5.24** Utløsningsområde 2, sett fra skredkanten og nedover dalsiden. Rød stippet linje viser det dypere partiet der det ble observert spor etter rennende vann. Treet som ligger i utløsningsområdet har veltet ut og ligger med lik orientering som skredretningen. Svart pil markerer sau som målestokk. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.3.3 Lokalitet 3 – Utløsningsområde 3

Denne lokaliteten representerer utløsningsområde 3, og befinner seg på ca. 668 moh. Området ble målt til å være ca. 4 meter bredt, og ca. 80 cm dypt, med en helningsgradient på  $31^\circ$  (Figur 5.25). Rundt skredsåret var vegetasjonen av lik karakter som de to foregående utløsningsområdene. Kornfraksjonene varierte i størrelse, og som ved utløsningsområde 2 var det mer tilstedeværelse av større steiner og blokker, enn hva det var i utløsningsområde 1. I figur 5.26 kan man se utløpene til utløsningsområdene 1, 2 og 3 møtes, og danner et samlet skredløp nedover dalsiden. Dette fremgår også i skissen i figur 5.19, der dette ble markert med et punkt som ble kalt, «møtepunkt for utløsningsområdene 1, 2 og 3».





**Figur 5.25** Utløsningsområde 3 i skred 3. Gul tommestokk tilsvarer 100 cm. I tillegg til mye finkornet materiale var det også høy tilstedeværelse av steiner og blokker. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.26** Utløpene til utløsningsområdene 1, 2 og 3 samles til et møtepunkt, og danner et samlet skredløp nedover dalsiden. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.3.4 Lokalitet 4 – Utløsningsområde 4

Lokaliteten representerer utløsningsområde 4, og befinner seg ca. 657 moh. I skissen i figur 5.19 ble det observert et tørt bekkeløp med utløp i utløsningsområdet. Ved denne lokaliteten befinner øverste del av skredsåret seg der hvor den store blokken står i terrenget (Fig 5.27). Området ble målt til å være ca. 5 meter bredt, med en dybde som varierte fra ca. 40 – 80 cm, og det ble observert blokker, steiner og finkornete sedimenter (Fig 5.28). Helningsgradienten ble målt til å være ca. 40°. Utløsningsområdet hadde sitt utløp nedover skredløp 2, som det fremstår i skissen i figur 5.19. Trær lå også ved denne lokaliteten veltet med lik orientering som skredretningen. Vegetasjonen rundt utløsningsområdet besto av høyt gress, busker og trær.



**Figur 5.27** Bilde av utløsningsområde 4 i skred 3. Skredet har startet der hvor den store blokken befinner seg, og i bakkant av denne ble det observert et tørt bekkeløp med utløp i skredsåret. Det ble observert store variasjoner i kornstørrelse. Sekk representerer målestokk. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.28** Ulike kornstørrelsene i utløsningsområde 4. Tykkelsen varierte fra 40- 80 cm. Gul tommestokk tilsvarer 80 cm. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.3.5 Lokalitet 5 – Skredløp 1

Lokaliteten representerer skredløpet som fortsetter nedenfor møtepunktet mellom utløsningsområdene 1, 2 og 3, se figur 5.19 og 5.26. I figur 5.29 ble det i skredløpet observert oppstikkende berggrunn, med rester av skredmateriale liggende over. På sidene i skredløpet befant det seg opprevne trær liggende parallelt med skredretningen, og man kan i figur 5.29 også se at skredløpet befinner seg i en ravine, med terrenghøyder på begge sider. I selve skredløpet ble det ikke observert mye vegetasjon, mens på terrenghøydene på sidene av ravinen var det tett skog, høyt gress og busker. Dybden og bredden til ravinen ble henholdsvis målt til å være mellom ca. 2 og 9 meter, og lokaliteten hadde en helningsgradient på 30°.



**Figur 5.29 Skredløp 1 i skred 3, retning nedover ravinen i dalsiden. Rød stiptet linje marker den dypeste og sentrale delen i skredløpet hvor det ble observert oppstikkende berggrunn. Svart buet linje viser at skredløpet lå i det laveste partiet i ravinen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.**

### 5.3.6 Lokalitet 6 – Skredløp 2

Lokaliteten representerer skredløpet som fortsetter nedenfor utløsningsområde 4. I figur 5.19 er denne tegnet inn som skredløp 2, og ligger parallelt med skredløp 1 nedover dalsiden, kun avbrutt med en terrenghøyde. Avstanden mellom skredløp 1 og 2 var ca. 30 meter. Erosjonen som skredet har forårsaket i løsmassene ble målt til å være ca. 40 cm dypt, og det ble observert spor etter rennende vann som dannet en dypere kanal innad i skredløpet, se figur 5.30. Bredden til skredløpet ved denne lokaliteten var ca. 10 meter, og hadde en helningsgradient på 30°. Kornstørrelsene varierte fra blokkstørrelser til finkornet materiale. I figur 5.31 kan man se hvor skredet har beveget seg utover en vertikal bergskrent, og videre nedover dalsiden.



**Figur 5.30** Skredløp 2 nedover dalsiden. Rød stiplet linje, og buete svarte streker markerer spor etter erosjon av rennende vann som har dannet en dypere kanal innad i løsmassene i skredløpet. Lokaltiteten ble målt til å være ca. 10 meter bred, og skredløpet hadde et dyp på ca. 40 cm. Det ble også observert store variasjoner i kornstørrelser, fra blokk til finkornet materiale. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.31** Bilde av skredløp 2 nedover dalsiden. Rød pil markerer hvor skredet har beveget seg utover en vertikal bergskrent. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.3.7 Lokalitet 7 – Møtepunkt 2

Lokaliteten representerer møtepunktet for skredløpene 1 og 2, se figur 5.19, og befinner seg ca. 561 moh. I figur 5.32 kan man se at begge skredløpene består av oppstikkende berggrunn, og at det var lite finkornet skredmateriale som lå igjen i dette partiet, der mesteparten var større steiner og blokker. I det midterste partiet ved lokaliteten lå det avsatt et tynt finkornet skredmateriale, se figur 5.33. Møtepunktet var ca. 40 meter bredt og ca. 30 meter langt, hvor skredløpene fortsatte som to parallelle skredløp lenger nede i dalsiden. Disse blir senere omtalt som skredløp 1-2, som er fortsettelsen av skredløp 1, og skredløp 2-2, som er fortsettelsen av skredløp 2. Helningsgradienten ved lokaliteten ble målt til å være ca. 30°.



**Figur 5.32** Retningen til skredløp 1 og 2 nedover mot møtepunkt 2. I dette partiet besto skredløpene av oppstikkende berggrunn, der skredavsetningene i hovedsak var steiner og blokker. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.33 Møtepunkt 2.** Området ble målt til å være ca. 40 meter bredt, og ca. 30 meter langt. Svart pil marker hvor det er avsatt skredmateriale fra skredløp 1 og 2. Rød stiplet linje viser hvordan skredet deler seg inn i to skredløp nedover dalsiden. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.3.8 Lokalitet 8 – Skredløp 1-2

Lokaliteten representerer skredløp 1-2, og er fortsettelsen av skredløp 1 nedenfor møtepunkt 2. Skredet har gravd seg ned til berggrunnen, og det var lite skredmateriale liggende igjen i området (Fig 5.34). I figur 5.34 kan man se at skredløpet befinner seg sentralt i en ravine, og er avskilt fra skredløp 2-2 av en terrenghøyde, se også figur 5.19. Det ble observert et tynt lag med rennende vann over berggrunnen. Området ble målt til å være 10 meter bredt, og dybden skredet hadde erodert i løsmassene var ca. 40 cm. Helningsgradienten til skredløpet var 35°.



**Figur 5.34** Skredløp 1-2 sin retning nedover ravinen i dalsiden. Rød pil markerer hvor skredet har erodert seg ca. 40 cm ned til berggrunnen, der det rant et tynt lag med vann. Svart buet linje viser at skredbanen lå i den laveste delen av ravinen Foto: Daniel Haugen Edvardsen

### 5.3.9 Lokalitet 9 – Skredløp 2-2

Lokaliteten representerer skredløp 2-2, og er fortsettelsen av skredløp 2 nedenfor lokalitet 7.

Det ble også observert oppstikkende berggrunn ved denne lokaliteten, se figur 5.35.

Skredløpet var smalere enn skredløp 1-2, og ble målt til å være 3 meter bred. I figur 5.35 kan man også se at skredløpet befinner seg i den laveste delen av ravinen. Skredet hadde erodert seg ca. 40 cm ned til berggrunnen, og hadde en helningsgradient på 35°.





**Figur 5.35** Skredløp 2-2 nedover ravinen i dalsiden. Rød pil markerer hvordan skredet eroderte seg ned til berggrunnen. Svart buet linje viser at skredløpet befant seg i den laveste delen av ravinen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### **5.3.10 Lokalitet 10 – Skogsbilvei**

Lokaliteten representerer der hvor skredløpene 1-2 og 2-2 krysser en skogsbilvei, se figur 5.19. Skredet som gikk i skredløp 1-2 dannet et 4 meters dypt kutt i skogsbilveien (Fig 5.36), mens skredet i skredløp 2-2 avsatte skredmateriale på skogsbilveien, se figur 5.37.



**Figur 5.36** Bilde som viser dypt kutt i skogsbilvei. Skredet som gikk i skredløp 1-2 eroderte seg ca. 4 meter i skogsbilveien. Partiet mellom de to røde pilene markerer hvor veien opprinnelig lå før skredhendelsen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.37** Skredavsetning på skogsbilvei ved utløpet av skredløp 2-2 (rød pil). De svarte stiplede linjene markerer skogsbilveien, og rød stiplet linje viser utløpet skredløp 2-2. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.3.11 Lokalitet 11 – Utløpsområdet

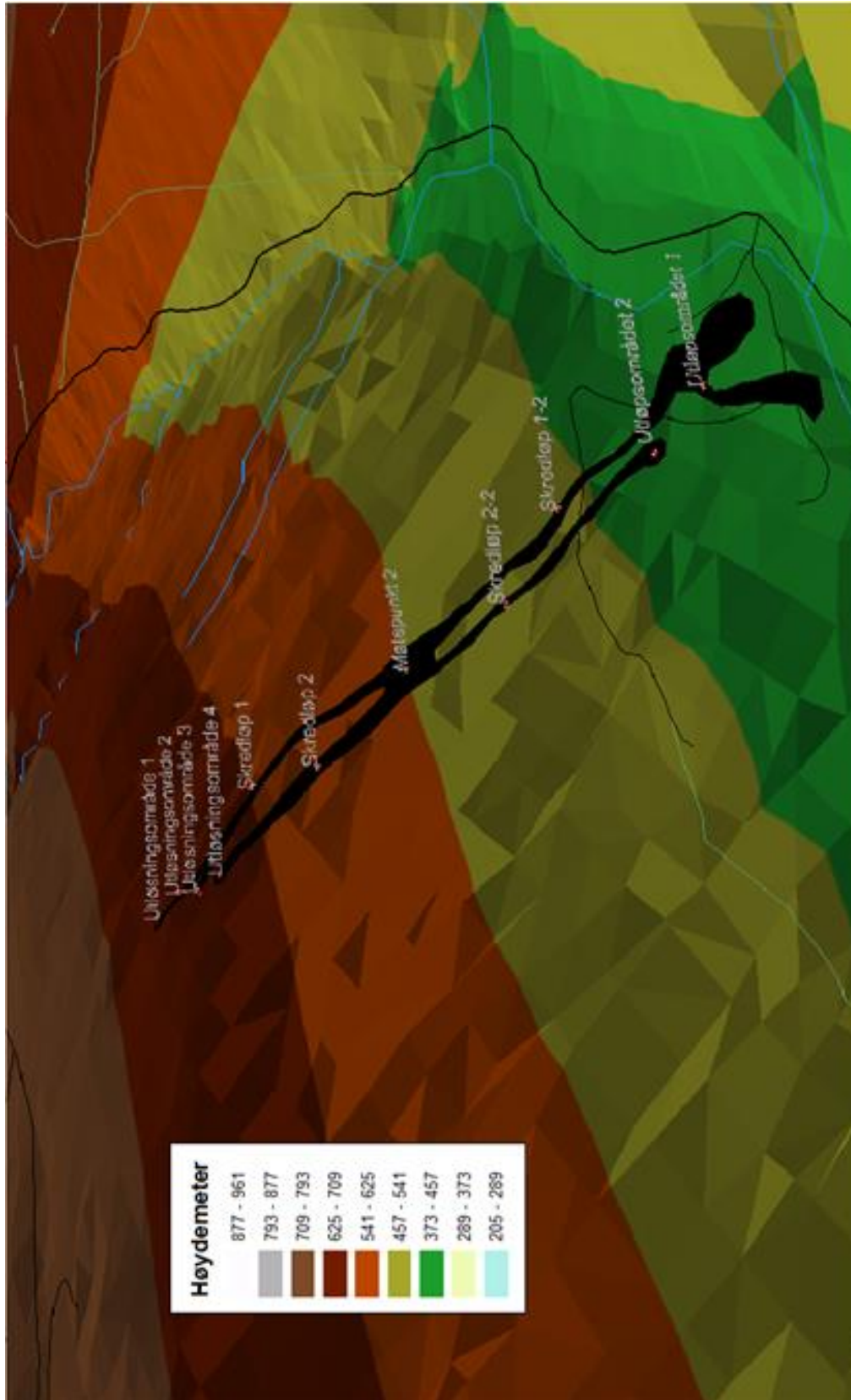
Utløpsområdet til skredhendelsen, ca. 421 moh. (Fig 5.38). I figuren kan man se skredmaterialet tidlig etter at skredhendelsen fant sted, der avsetningene besto av dårlig sorterte jordmasser og tømmerstokker. Under feltbefaringen ble det observert at opprydningsarbeidet i etterkant av skredhendelsen hadde fjernet store deler av skredavsetningen, samt hadde det i tillegg blitt laget en ca. 1 meter høy ledevoll som det ble observert rennende vann i, se figur 5.39.



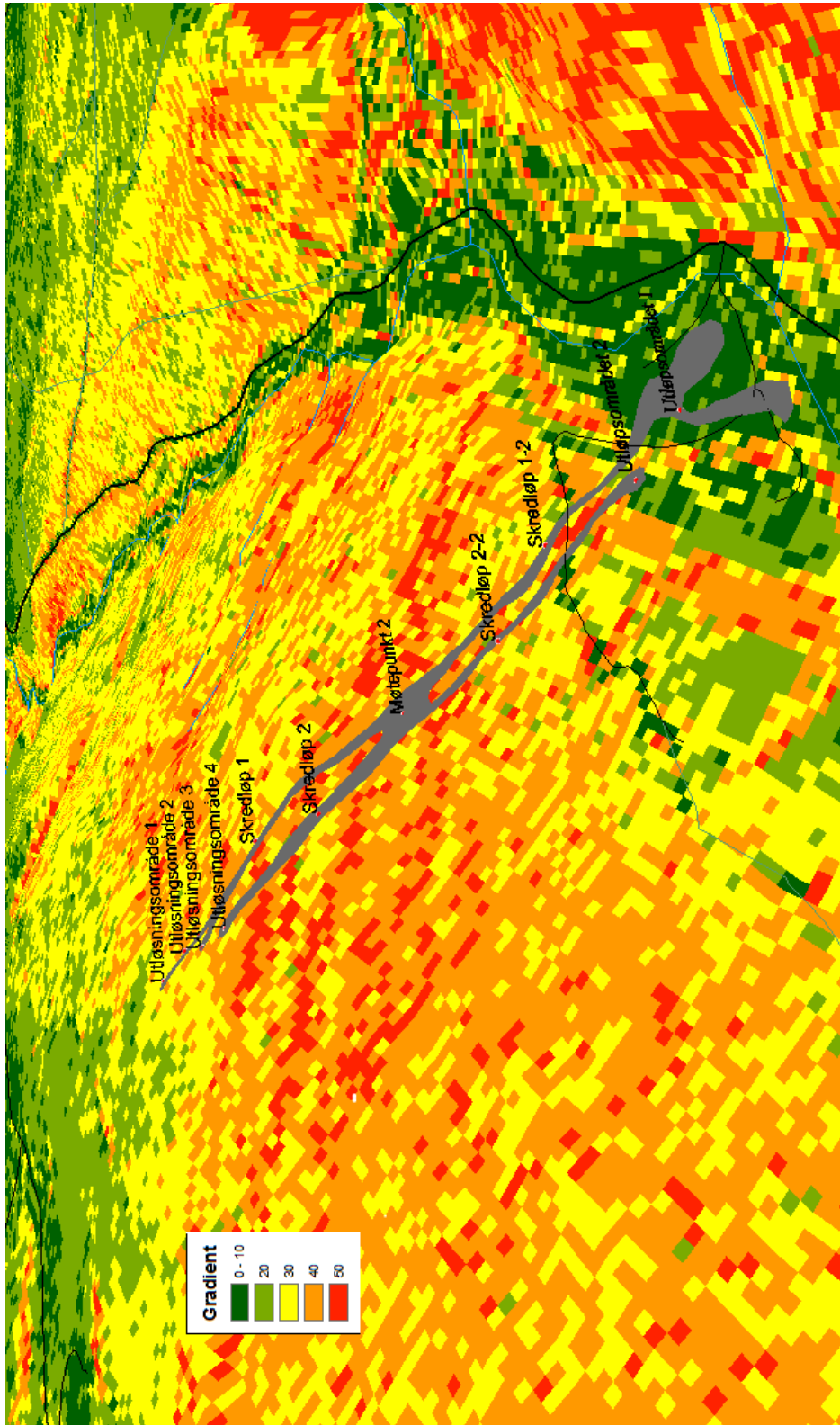
**Figur 5.38 Utløpsområdet til skred 3. Bildet ble tatt kort tid etter at skredhendelsen fant sted. Skredavsetningene besto av mektige lag av usortert materiale, samt store mengder trær Foto: gd.no, 2011.**



**Figur 5.39** Utløpsområdet ca. 1 år etter skredhendelsen. Opprydningsarbeidet har fjernet, og planert ut store deler av skredavsetningene, men fremdeles besto lokaliteten av tydelige spor etter skredhendelsen. Rød pil markerer hvor det i etterkant var blitt bygget opp en ledevoll nedenfor skredløp 1-2, som i hovedsak var konstruert til å drenerer vekk rennende vann fra skredløpet. Foto: Daniel Haugen Edvardsen



Figur 5.40 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 3 som representerer høydemeter, med tilhørende lokaliteter: Utløsningssområder, skredløp og utløpsområder. Skredbane markert med svart farge. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 560 meter, og en total lengde på 553 meter.



Figur 5.41 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 3 som representerer helningsgradient, med tilhørende lokaliteter. Skredbanen er markert med grå farge. Legg merke til hvordan helningsgradienten i dalsiden er i en overgangssone der hvor utløsningsområdene befinner seg. I overkant av utløsningsområdene er det mer grønne partier som vil si at gradienten er moderat. Skredet har startet der hvor helningsgradienten er mellom 30 og 40°. Utløpsområdene befinner seg der helningsgradienten er mellom 0 - 10°.

## 5.4 Skred 4

For denne skredhendelsen ble det lagt vekt på å beskrive utløsningsområdet og utløpsområdet. I figurene 5.47 og 5.48 kan man se 3D – modeller av skredbanen i terrenget, som viser henholdsvis høydemeter og helningsgradient. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 248 meter, hvor lengden var ca. 539 meter, fra utløsningsområdet og ned til utløpsområdet.

### 5.4.1 Lokalitet 1 – Utløsningsområde 1

Lokaliteten representerer utløsningsområde 1 i skred 4, og befinner seg ca. 686 moh. Lokaliteten er av samme karakter som utløsningsområde 1 i skred 3, der skredsåret befinner seg nedenfor den samme stien i terrenget, se figur 5.42. I tillegg gikk også dette utløsningsområdet over i et smalere parti der det ble observert spor etter rennende vann (Fig 5.43), og ned til et nytt utløsningsområde, se figur 4.39. Grunnet tett vegetasjon rundt utløsningsområdet kan man ikke på bildet i figur 5.42 se stien, men den ble observert. Lokaliteten ble målt til å være ca. 4 meter bred, og hadde en helningsvinkel på 30°. Dybden til utløsningsområdet ble målt til å være ca. 40 cm, og det var stor variasjon i kornstørrelser. I løsmassene kan man i figur 5.42 også se dypere spor etter rennende vann, der også mer grovkornete kornfraksjoner var ansamlet.



**Figur 5.42** Bilde av utløsningsområde 1 i skred 4. Røde stiplede linjer markerer dypere spor etter rennende vann i løsmassene innad i utløsningsområdet. Bredden til lokaliteten ble målt til ca. 4 meter, og hadde en helningsvinkel på ca. 30°. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.43** Bildet viser hvor utløsningsområde 1 går over i et smalere parti retning utløsningsområde 2 (rød stiplet linje). Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

#### **5.4.2 Lokalitet 2 – Utløsningsområde 2**

Lokaliteten representerer utløsningsområde 2, og befinner seg ca. 564 moh., 30 meter nedenfor utløsningsområde 1. I figur 5.43 ser man erosjonskanalen fra det øverste utløsningsområdet nedover dalsiden med retning mot lokalitet 2. Lokaliteten ble målt til å være ca. 8 meter bred, og hadde en helningsvinkel på ca. 35°, se figur 5.44. Kornstørrelsene varierte fra finkornet materiale til større blokker. Rundt utløsningsområdet var det også tett vegetasjon i form av trær, busker og høyt gress. Fra lokaliteten og nedover dalsiden går utløsningsområdet over i et skredløp som befinner seg i det laveste partiet i ravinen, se figur 5.45.





**Figur 5.44** Utløsningsområde 2 befant seg ca. 30 meter nedenfor utløsningsområde 1, der det hovedsakelig ble observert spor etter rennende vann mellom lokalitetene. Løsmassene kan man på bildet se varierte fra finkornet til større blokker. Se sekk som målestokk. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



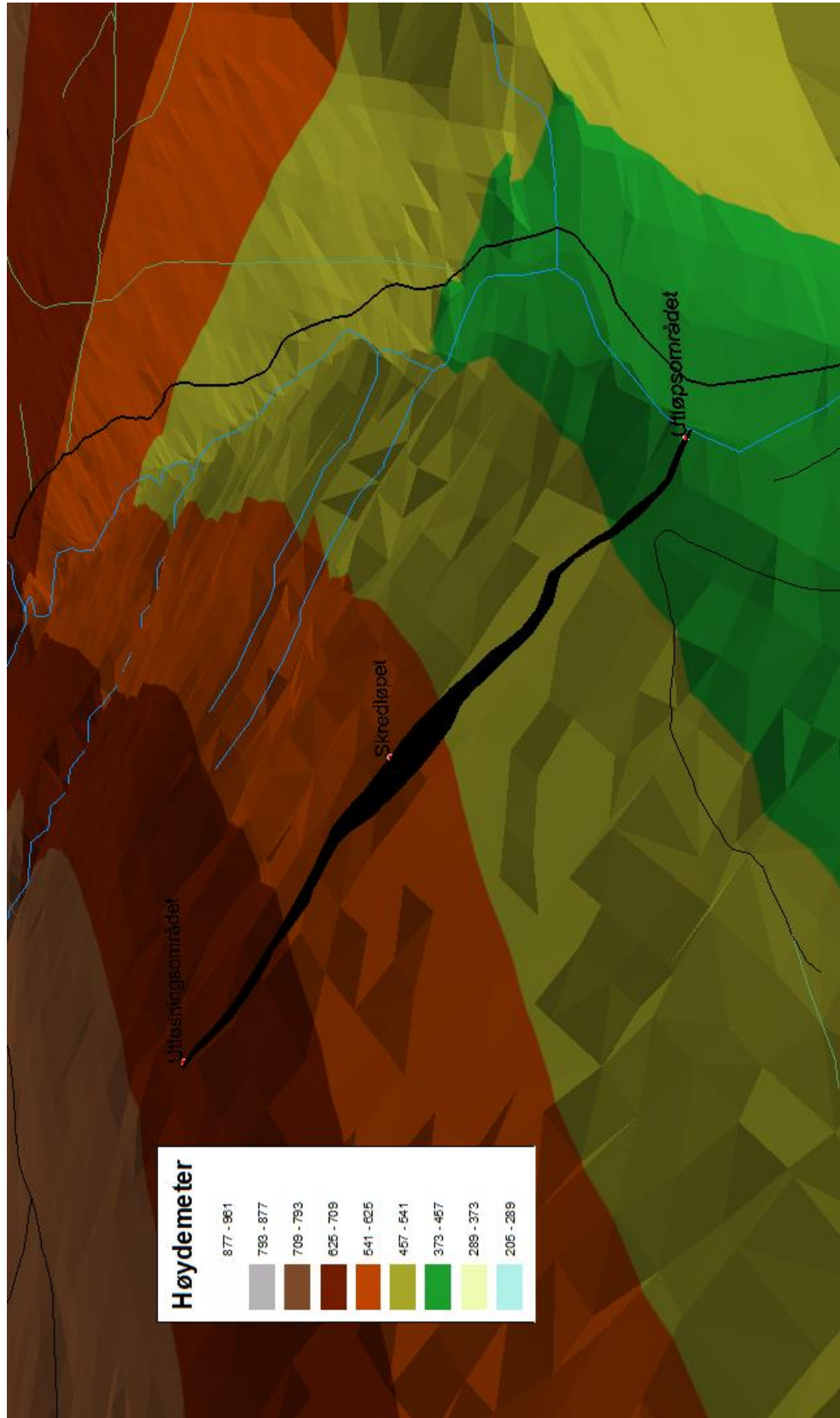
**Figur 5.45** Rød stiptet linje markerer hvor utløsningsområde 2 går over i et skredløp med smalere bredde nedover dalsiden. Skredløpet ble observert i det laveste partiet i ravinen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.4.3 Lokalitet 3 – Utløpsområdet

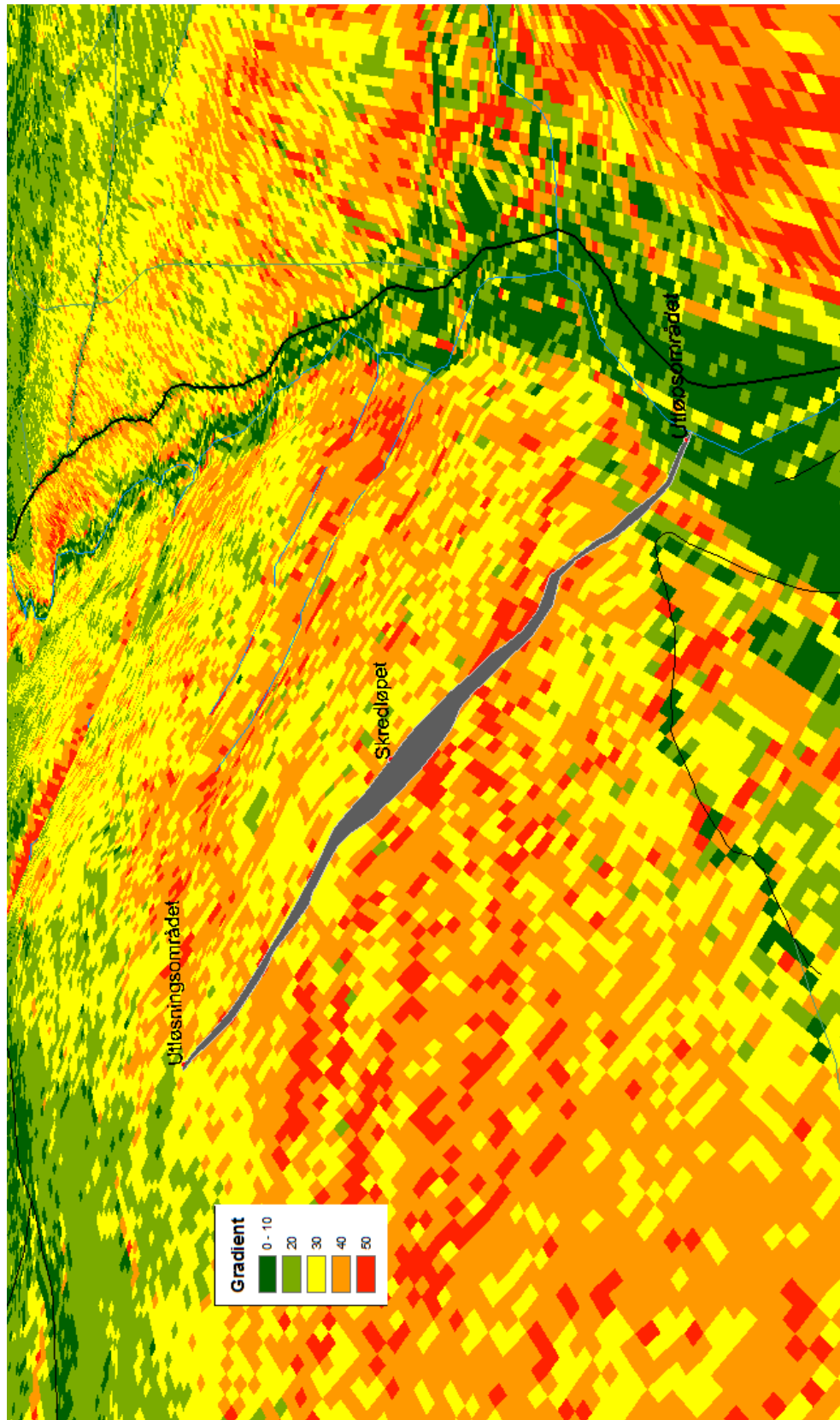
Skredet hadde utløpsområde ut i elva Veiklåa, ca. 438 moh., se figur 5.46. Ut i fra figuren kan man se at utbredelsen og skadene forårsaket av skredet ikke var av samme størrelsesorden som skredhendelsene 2 og 3. Utløsningsområdet nede ved elva ble målt til å være 12 meter bredt, der usorterte løsmasser, og tømmerstokker utgjorde store deler av materialet i avsetningen.



**Figur 5.46** Utløpsområdet til skred 4. Skredløpet ned mot utløpsområdet var smalt, ca. 2 meter (svart stiplet linje), der skredet avsatte materiale ut i elva Veiklåa. Rød pil markerer beliggenheten til utløpsområdet. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



Figur 5.47 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 4 som representerer høydemeter, med tilhørende lokaliteter. Skredbanen er markert med svart farge. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 248 meter, og en total lengde på 539 meter.



Figur 5.48 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 4 som representerer helningsgradient, med tilhørende lokaliteter. Skredbanen er markert med grå farge. Dalsiden er også her i en overgangssone der utløsningsområdet befinner seg. I overkant av utløsningsområdet er det mer grønne partier som vil si at gradienten er moderat. Skredet har derimot startet der hvor helningsgradienten er ca. 30°, og utløpsområdet befinner seg der helningsgradienten er mellom 0 - 10°.

## 5.5 Skred 5

For dette skredet ble det, som i likhet med skred 4, lagt vekt på observasjoner i utløsningsområdet og utløpsområdet til skredhendelsen. I figurene 5.53 og 5.54 kan man se 3D – modeller av skredbanen i terrenget, som viser henholdsvis høydemeter og helningsgradient. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 218 meter, der den totale lengden var 431 meter, fra utløsningsområdet og ned til utløpsområdet.

### 5.5.1 Lokalitet 1 – Utløsningsområdet

Utløsningsområdet til skred 5 befinner seg ca. 670 moh. Området ble målt til å være ca. 10 meter bredt, med en helningsvinkel på ca. 40°, se figur 5.49. Kornstørrelsene til sedimentene varierte, men steiner og mindre fraksjoner dominerte. Dybden til utløsningsområdet varierte fra 30 – 40 cm, og i figur 5.49 er det markert med rød stippet linje der det ble observert et dypere parti med spor etter rennende vann fra terrenget ovenfor, med en ansamling av større kornpartikler. Akkurat i overgangen fra vegetert terreng og ned til skredsåret er det i figur 5.49 vist med rød pil et hulrom med gjenværende røtter hengende fra torva og ned til sedimentene. I figur 5.50 kan man se at utløsningsområdet går over i et bredt skredløp, hvor den så gradvis nedover i dalsiden går over i et smalere løp.



**Figur 5.49** Utløsningsområdet til skred 5. Rød stippet linje markerer der det ble observert et dypere parti med spor etter rennende vann fra terrenget ovenfor. Legg også merke til større sedimentene med større kornstørrelser nedenfor dette partiet. Rød pil viser hvor det var hulrom mellom torva og løsmassene i utløsningsområdet, og man kan se røtter som henger igjen.  
Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.50** Utløsningsområdet og skredløpet til skred 5. Utløsningsområdet startet som et 10 meter bredt parti, hvor det ca. 25 meter nedenfor hadde gått over i et skredløp med en bredde på ca. 30 meter. Rød pil på bildet markerer hvordan skredløpet nedover i dalsiden gikk over i et mer smalt parti. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

### 5.5.2 Lokalitet 2 – Utløpsområdet

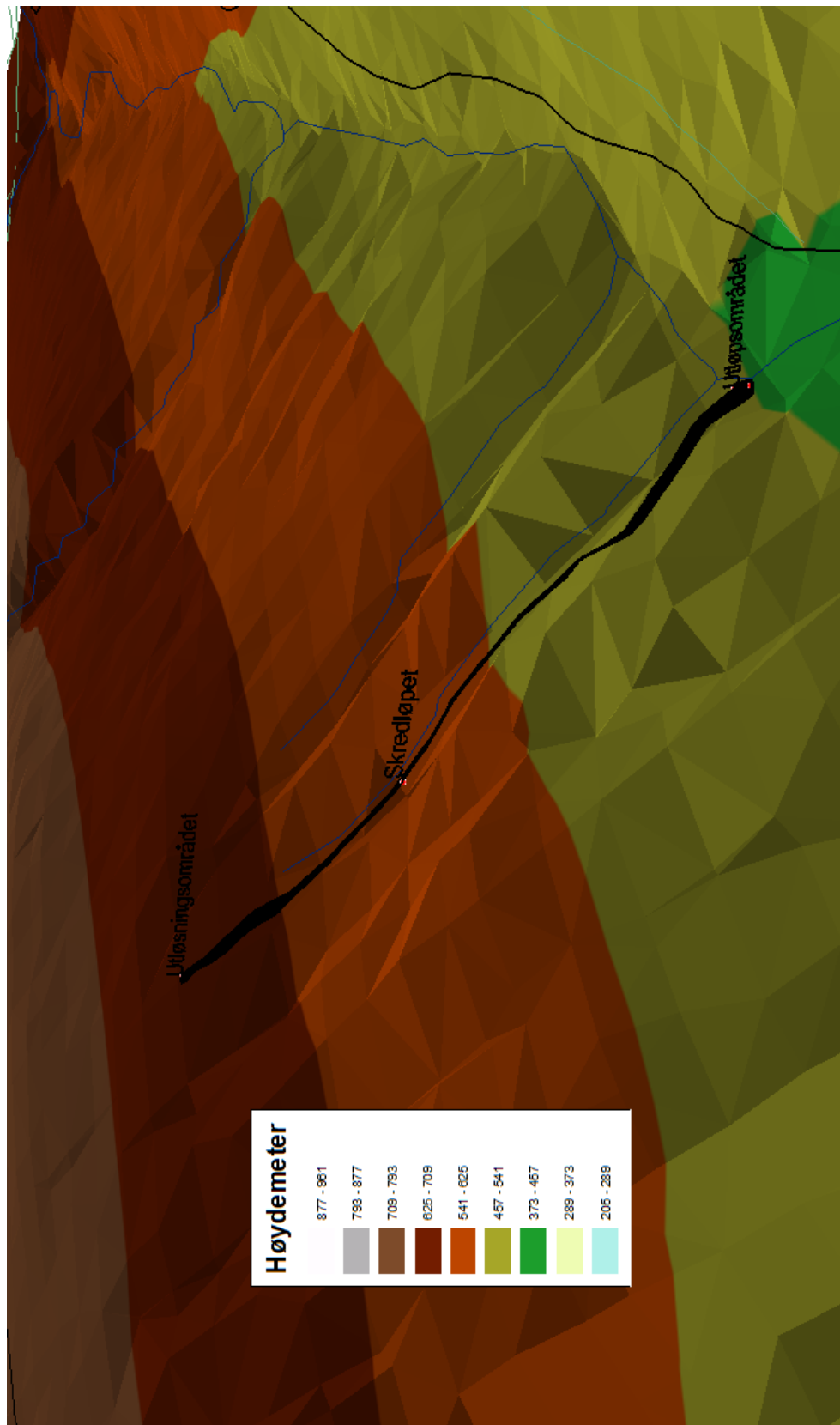
Skredhendelsen hadde sitt utløp i elva Veiklåa, ca. 452 moh., og i motsetning til det smale skredløpet lenger opp i dalsiden gikk skredløpet over i et bredere parti ned mot utløpsområdet, se figur 5.51. Bredden ble målt til å være ca. 25 meter, og skredet hadde erodert seg ned til berggrunnen. Sentralt i skredløpet ned mot utløpsområdet ble også det registrert rennende vann. I figur 5.52 ser man skredets utløpsområde ut i elva, og ved overflaten i skredavsetningen ble det observert større kornpartikler liggende over mer finkornet materiale.



**Figur 5.51** Skredløp ned mot utløpsområdet til skred 5. Partiet ble målt til å være ca. 25 meter bredt, og rød pil markerer hvor skredet eroderte seg ned til berggrunnen. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.

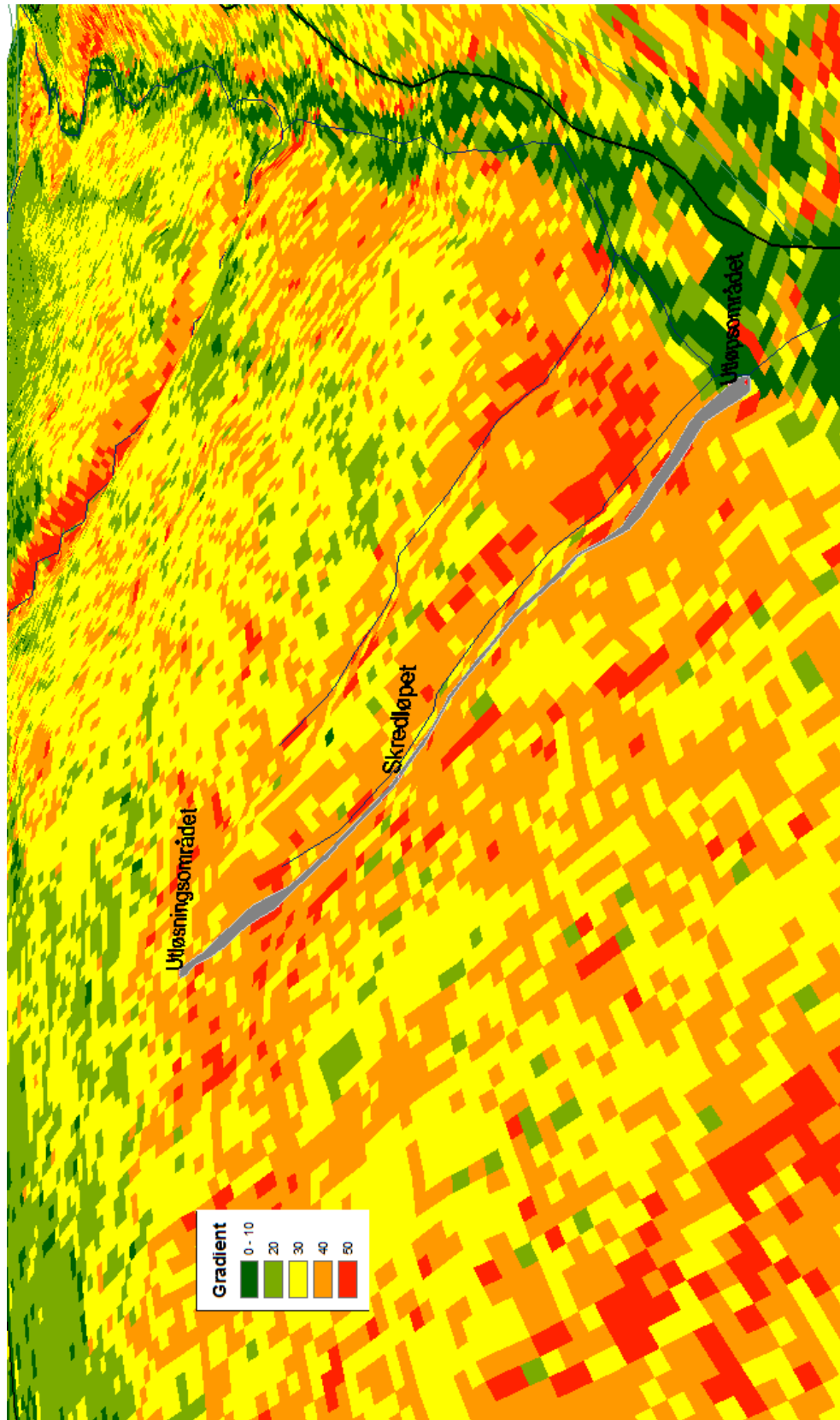


**Figur 5.52** Utløpsområdet til skred 5 ut i elva Veiklåa. Rød pil markerer sekk som er målestokk. Øverst i skredavsetningen ble det observert større kornpartikler liggende over et mer finkornet materiale. Foto: Daniel Haugen Edvardsen.



**Figur 5.53 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 5 som representerer høydemeter, med tilhørende lokaliteter. Skredbanen er markert med svart farge. Skredet hadde en total høydeforskjell på ca. 218 meter, og en total lengde på 431 meter.**





Figur 5.54 3D – terrengmodell av skredbanen til skred 5 som representerer helningsgradient, med tilhørende lokaliteter. Skredbanen er markert med grå farge. I likhet med de foregående skredhendelsene er dalsiden i en overgangssone der hvor utløsningsområdet befinner seg. Skredet har startet der hvor helningsgradienten er ca.  $40^\circ$ , hvor det går over i mer moderate gradienter i overkant. Utløpsområdet befinner seg der helningsgradienten er mellom  $0 - 10^\circ$ .



## 6 Diskusjon

I dette kapittelet vil det bli diskutert hva som kan ha vært de utløsende faktorene og mekanismene til skredene som ble presentert i kapittel 5, samt hvilke terrengetyper som er utsatt for slike skredhendelser, og hva vi kan forvente oss som følge av fremtidige klimaendringer. Alle skredene hadde interessante aspekter i tilknytning til deres utløsningsområder, der for eksempel skred 1 i studieområde 2 startet kun noen få meter nedenfor overgangen mellom skog og hogstområdet (avsnitt 5.1). Skred 2 i Veikledalen er et godt eksempel på skogsbilveiproblematikken (avsnitt 5.2), og skredene i avsnittene 5.3 – 5.4 hadde utløsningsområde i underkant av en sti i terrenget. Samtlige av skredene inntraff i tykke moreneavsetninger, der det er stor variasjon i kornstørrelser.

### 6.1 Ulike faktorer som påvirker stabiliteten i terrenget i studieområdene

I avsnitt 2.4 ble det omtalt tre hovedårsaker til at et flomskred inntreffer. Den ene innebærer at sedimenter som befinner seg i en ravine eroderes av kraftige vannstrømmer, den andre er utglidning av en jordmasse, mens den tredje er brudd eller kollaps av en naturlig oppbygget sedimentdam i et drensløp. Disse tre har hver sin egen utløsningsmekanisme, der det hovedsakelig er mengden vann som avgjør om hvorvidt det blir ustabilitet eller ikke. I tillegg til tilstedeværelsen av vann, er faktorer som helningsgradient avgjørende for å få utviklet skred, og det opereres ofte med ulike tall for dette. I avsnitt 2.2 ble flomskred omtalt som grunne skredhendelser i bratt terreng, der helningsgradienten er mer enn  $25^\circ$ . Denne gradienten antas å gjelde for utglidning av jordmasser, der det ikke er erosjon forårsaket av overflatevann. For situasjonen med rennende overflatevann i et drensløp i en skråning, ble det i figur 2.5 derimot vist at fullt utviklede flomskred kan inntreffe der gradienten er ca.  $16^\circ$ . For skredhendelsene som ble presentert i kapittel 5 var alle helningsgradientene i utløsningsområdene over  $25^\circ$ .

Menneskelig påvirkning kan i stor grad ha betydning for økt skredfare, se avsnitt 2.6. Dette er inngrep i naturen utført av mennesker, og er med på å forstyrre den naturlige stabiliteten i skråningene. De to vanligste er tømmerhogst og utbygging av skogsbilveier. Sammen med menneskelig påvirkning er ulike klimafaktorer og klimaendringer en bidragsyter til at man kan forvente seg en mer hyppig flomskredaktivitet, se avsnitt 2.7 Dette er først og fremst på grunn av høyere nedbørmengder, og ekstreme vær-situasjoner.

## 6.2 Utløsningsårsaker til skredhendelsene

Utløsningsårsakene til de fem skredhendelsene i studieområde 1 og 2 vil i de kommende avsnittene bli diskutert. Hovedfokuset vil derfor ligge på deres tilhørende utløsningsområder. Med resultater fra skredhendelsene i studieområdene skal det forsøkes å gi svar på hvordan og hvorfor skredene oppsto der de gjorde i terrenget. Observasjonene som ble gjort vil i tillegg gi et innblikk på at inngrep utført av oss mennesker i naturen, sammen med de forventede klimaforandringene, i stor grad kan føre til en forhøyet flomskredaktivitet.

### 6.2.1 Utløsningsårsaker knyttet til skredhendelsene i studieområde 1

Skredene ble initiert i de øverste partiene i ravinene i dalsiden, hvor det så utviklet seg skredmasser som fulgte disse terrengformene ned til dalbunnen.

#### *Menneskelig påvirkning*

I figur 5.12 ble det vist hvor skred 2 inntraff langs den ytre skulderen til skogsbilveien. Denne veien har en beliggenhet på tvers av dalsiden, som det fremgår i figurene 5.17 og 5.18. Ser man på modellen som viser helningsgradienten i terrenget, kan man se at skogsbilveien og det tilhørende utløsningsområdet befinner seg i en overgangssone der dalsiden går fra en lav til høyere helningsgradient. Partiene i dalsiden i overkant av veien har helningsgradienter på ca. 20 - 30°, mens veien og det tilhørende utløsningsområdet befinner seg i et område med en helningsgradient på 40°. I felt ble helningsgradienten målt til å være 35°, men denne målingen er bare representativ for et lite område i terrenget. 3D modellen fra ArcGIS derimot, regner ut gjennomsnittlig helning for et område på 2x2 meter, og gir dermed et mer helhetlig bilde av helningsgradientene i dalsiden.

I avsnitt 2.6.1 omtales det at skogsbilveier påvirker skråningsstabiliteten på tre måter. I dette eksempelet var skogsbilveien plassert i et så bratt terreng, slik at det kan forventes en forstyrrelse av de naturlige dreneringsveiene i dalsiden. Dette fremgår også på bildet i figur 5.12 der utløsningsområdet lå ved det laveste partiet langs skogsbilveistrekningen, samt at den tilhørende stikkrenna langs veien var ødelagt. Disse observasjonene er gode indikatorer på at når de store nedbørmengdene den 10. juni 2011 inntraff, klarte ikke alt vannet å passere

gjennom den eksisterende stikkrenna, og i stedet rant vannet nedover veien i retning mot det laveste partiet, og ut i et mer ustabilt terreng der det ikke fantes et naturlig drensløp.

Disse vannmassene eroderte sedimentene, og førte til at mer og mer løsmasser skled ut. Hadde det blitt konstruert en stikkrenne med større diameter enn 30 cm, samt en grøft på innersiden av veien, kan det tenkes at større vannmengder hadde blitt drenert ut i terrenget der det fra før fantes en naturlig dreneringsvei.

For skredhendelsene 3, 4 og 5 er det som ved skredhendelse 2 en klar sammenheng i forhold til hvor utløsningsområdene befinner seg, og hvor dalsiden går fra å ha en lav til høy helningsgradient, se figurene 5.41, 5.48 og 5.54. Utløsningsområdene til skredene har helningsgradienter på ca. 30 – 40°, noe som stemmer med teorien om at flomskred vanligvis inntreffer der helningsgradienten er større enn 25°. I partiene i dalsiden ovenfor skredhendelsene kan man ut i fra figurene se at det er en gradvis overgang til en lavere helningsgradient. Utløsningsårsaken til skred 2 ble diskutert til å være et resultat av skogsbilveiens beliggenhet i terrenget, og dens påvirkning på drenering av vann. Skred 3 og 4 har også en lignende faktor, nemlig skogstien som befinner seg i overkant av utløsningsområdene. Det er et interessant aspekt at disse skredene hadde sitt opphav i underkant av denne stien, og det kan bety at stien, som hadde en markant mindre utbredelse enn skogsbilveien, kan påvirke skråningsstabiliteten ved at fyllingen på yttersiden har en høyere gradient enn hva den naturlige skråningen har. Det ble ikke observert spor etter rennende vann eller erosjon på selve stien, så skredene tolkes å ha inntruffet grunnet en økning av helningsgradient i skråningen, sammen med høy jordvannmetning.

### ***Nedbør***

En avgjørende faktor som var med på å føre til at skredene ble utløst, var de store nedbørsmengdene som kom i løpet av dagen den 10. juni 2011. I feltarbeidet ble det fokusert på 5 skredhendelser på vestsiden i Veikledalen, men som det nevnt i kapittel 3 inntraff det et titalls skred i dalsiden denne dagen, noe som tyder på at de høye nedbørsmengdene påvirket sterkt utløsning av skredene. I avsnitt 2.7 ble det beskrevet at det i hovedsak er to klimafaktorer som påvirker økt flomskredaktivitet. Disse er primære og sekundære klimafaktorer. I figur 3.12 kan man se at det ikke ble registrert store nedbørsmengder i måneden før ekstremværhendelsen den 10. juni.

De sekundære klimafaktorene er foregående nedbørsperioder som tilfører jordmassene vann, slik at vannmetningen i jorda over tid blir tilstrekkelig nok til at flomskred kan utløses når en mer intens regnværshendelse inntreffer. For disse skredhendelsene tyder det ikke på at vannmetningen i jorda hadde bygget seg opp i forkant av ekstremværhendelsen, men at det var de primære klimafaktorene som utløste skredene. Disse faktorene utløser skred direkte. Denne antakelsen baserer seg på det faktum at det alene falt ca. 60 mm nedbør i løpet av 10. juni, og at slike intense nedbørshendelser ofte assosieres med nærmest en direkte utløsning av grunne initialskred, som videre utvikles til et flomskred. I figur 2.12 er et slikt eksempel vist, der det under kraftige regnskylldannes akviferer i jordprofilen med positive porevannstrykk. Dette fører til at jordmassene svekkes, og glir ut.

### *Vegetasjon*

Vegetasjonen var intakt i områdene der skredene i studieområde 1 inntraff, og det var heller ikke noe som tydet på at skogshogst hadde funnet sted i nærheten av utløsningsområdene. I partiene rundt skredsårene befant det seg vegetasjon i form av gress, busker og større trær (Fig. 5.21). Det kan for disse skredhendelsene dermed utelukkes at menneskelig aktivitet, i form av å fjerne vegetasjon, hadde en destabiliserende effekt på jordmassene i dette området. Snarere tvert i mot vil man kunne forvente at tettvekst vegetasjon vil føre til høy evapotranspirasjon, der vann suges opp av røttene i jordprofilen, se avsnitt 2.6.2. Oppsugingen vil først og fremst være størst hos trær, sett i forhold til gress og busker. I tillegg til evapotranspirasjon vil sedimentpartiklene og røttene bindes sammen ved kohesjon.

I terrenget hvor initialskredene inntraff, antas vegetasjonen i hovedsak å ha bestått av ulike typer busker og gressarter. Denne antakelsen baserer seg på figur 5.24, hvor det var en avstand på noen meter inn mot skogen til venstre i bildet, i tillegg er det i figur 5.49 vist små rotsystemer i skredsåret ved utløsningsområdet til skred 5. I avsnitt 2.6.2 ble gress omtalt til å være en dårlig bidragsyter til økt skråningsstabilitet, da spesielt for løsmasser som er tykkere enn 10 cm. Siden dybden til løsmassene i skredsårene ble målt til å være mellom 40 – 80 cm, indikerer det at rotsystemene fra de mindre vegetasjonstypene har hatt en lav innvirkning på økt skråningsstabilitet da den høye jordvannmetningen oppsto.

### 6.2.2 Utløsningsårsaker og utløsningsmekanismer til skredhendelsen i studieområde 2

I figurene 5.1 – 5.5 kan man se hvor skredsåret befinner seg i terrenget, sett i forhold til skogshogstkanten. Hulrommene i den øverste delen av jordprofilet som ble beskrevet i avsnitt 5.1.1, og som vist i figur 5.4, kan ikke antas å være dannet før skredhendelsen inntraff. Disse kan også ha blitt til ved videre utglidning av jordmasser i etterkant av skredhendelsen. Et annet aspekt som kommer fram i figur 5.4 er lengden til røttene. I figur 5.3 ble dybden til utløsningsområdet målt til å være ca. 60 – 70 cm, og de gjenværende røttene var av samme lengde. Skredet startet som et initialscred i et plant terreng (Fig. 5.5), hvor skredmassen fulgte en ravine nedover dalsiden, se figur 5.6.

I løpet av vinteren i 2005/2006 hadde skogshogst funnet sted i området hvor utløsningsområdet befinner seg. Ser man på figur 2.11 faller dermed skredhendelsen innenfor den kritiske tidsperioden som er fra 1 til 10 år. Rotforvitringen i hogstområdet hadde da pågått i ca. seks år, og kurven i figuren tilsier at rotstyrken ved dette tidspunktet er på sitt svakeste. Effekten av den påførte skogshogsten var med på å svekke styrken til røttene, samt at det kom store vannmengder som infiltrerte ned i jordmassene under den ekstreme værhendelsen den 10. juni 2011. Dermed utviklet det seg høye porevannstrykk, og i tillegg var kohesjonen mellom røttene og sedimentpartiklene svekket på grunn av forvitring av rotstrukturen. Dette gjorde at bindingsgraden var lav og at løsmassene i jordprofilet lå mer utsatt til når vannmetningen i jorda fant sted. Det kan også tenkes at røttene lå dypere da trærne i området var intakte, og at de nederste partiene til røttene hadde forvitret vekk, slik at det hadde blitt dannet kanaler eller hulrom i jordmassene der vannet fikk muligheten til å bygge opp store poretrykk, se avsnitt 2.6.2.

Effekten av rotforvitringen alene kan ikke sies å være en utløsende faktor til skredhendelsen, men antas først og fremst å være en indirekte årsak som førte til lavere skråningsstabilitet. Derimot er det rimelig å tro at rotforvitring i kombinasjon med de ekstreme nedbørsmengdene den 10. juni 2011 er hovedårsaken til at skredet inntraff. Da skogen ble fjernet begynte jordmassene å endre karakter, de ble svakere og løsere pakket siden bindingseffekten fra røttene gradvis forsvant. I det forvitringen hadde pågått i seks år var bindingsgraden mellom røttene og jordpartiklene på sitt aller svakeste, og ved dette tidspunktet inntraff også den ekstreme vær-situasjonen.

Jorda ble i løpet av dagen så mettet med vann, at de allerede svekkede sedimentene kollapset. I følge figur 3.15 var jordvannmetningen i utløsningsområdet hele 70 – 80 %.

### **6.3 Utløsningsmekanismer til skredhendelsene i studieområde 1**

#### **6.3.1 Rennende overflatevann**

Utløsningsområdene 2 og 4 i skred 3 hadde andre aspekter i tilknytning til sitt utløsningsområde enn hva utløsningsområde 1 og 3 hadde. Det ble tidligere omtalt at det øverste skredsåret i skredhendelsene 3 startet i underkant av stien i terrenget. Den tilhørende fyllingen var med å føre til økt helningsgradient, sammen med høy vannmetning, noe som var årsaken til at løsmassene skled ut. I de to resterende utløsningsområdene ble det derimot ikke observert stier i overkant av skredsårene. I overkant av utløsningsområde 2 ble det registrert en smal kanal der vann hadde beveget seg nedover fra utløsningsområde 1, mens i overkant av utløsningsområde 4 ble det observert et tørt bekkeløp. Disse to utløsningsområdene ble trolig initiert på grunn av rennende overflatevann, og siden det ikke ble observert at dreasløpene i overkant av skredsårene ledet vann under feltbefaringen, kan det tyde på at disse kun leder vann under kraftige regnskyl.

I avsnitt 2.5.1 ble en slik utløsningsmekanisme beskrevet. Dersom vanninnholdet som beveger seg over løsmassene øker, kan mer og mer jordmasser skli ut, og utvikle seg videre til en større skredmasse nedover skråningen. Mekanismen bak dette ligger i at energien som vannet eroderer med overstiger erosjonsmotstanden, eller skjærfastheten, til sedimentene. Denne utløsningsmekanismen gjelder trolig også for skred 2, der vannet tok seg over skogsbilveien og utover på andre siden der erosjonen av sedimentene startet. I skredhendelse 4 og 5 er det en lignende situasjon sammenliknet med skredhendelse 3, der skredene startet hvor det var en tydelig erosjonskanal i overkant av skredsårene ved utløsningsområde 2 i skred 4, og utløsningsområdet i skred 5, se figurene 5.43 og 5.49.



### 6.3.2 Utglidning av jordmasser

Der hvor skredene har startet i underkant av stien antas utløsningsmekanismen å være en utglidning av jordmasser. Denne antakelsen baserer seg på observasjonene som ble gjort i felt, og gjelder for utløsningsområdene 1 i henholdsvis skred 3 og 4. En lokalitet skiller seg derimot ut fra de andre utløsningsområdene, og det er det tredje utløsningsområdet i skred 3. Her ble det ikke observert hverken erosjonskanal eller sti i overkant av skredsåret, men utløsningsmekanismen antas å være den samme, der jordmassene skled ut grunnet en høy jordvannmetning.

I avsnitt 2.5.2 ble utglidningene hovedsakelig delt inn i to hovedtyper, der inndelingen baserer seg på tykkhetsforskjeller. Grunne initialscred er ca. 1 meter eller mindre, mens de tykke utglidningene er på flere meter. Skredsårenes tykkelser ble alle målt til å være under 100 cm. Grunne initialscred inntreffer vanligvis under kraftige regnværperioder, der skredmassen som glir ut har et stort vanninnhold, samt at det kan tilføres mer vann ved avrenning på overflaten. Slike grunne utglidninger skjer nesten momentant ved ekstreme nedbørsperioder, der vanninfiltrasjonen nedover i jordprofilet reduserer den totale skjærstyrken til sedimentet ved at porevannstrykket øker. Dette vil medføre at et brudd i jordmassene oppstår.

Det er vanlig at de øverste jordlagene i en morene er sårbare for frostforvitring, samt at det befinner seg kanaler innad forårsaket av erosjon eller forvitring av organisk materiale, hvor det under disse lagene befinner seg mere finkornet morenemateriale med lavere permeabilitet. Det er derfor større muligheter for at porevannstrykket øker i det permeable jordlaget, og at skillet mellom permeabelt og impermeabelt lag fungerer som et glidesjikt, se figur 2.12 der glidesjiktet omtales som *potential slipsurface*.

## 6.4 Skredløp og utløpsområdene

Skredene i studieområde 1 og 2 hadde til felles at de strømmet nedover i raviner som opprinnelig var i dalsidene. Eksempler på dette kan ses i figurene 5.6, 5.14 og 5.29. I avsnitt 2.9 ble ulike terrengformer og deres påvirkning på skråningsstabilitet beskrevet, og det er en sammenheng mellom hvordan formen til landskapet er, og i hvilke man i større grad kan forvente seg skredhendelser. Raviner har en såkalt konvergent form, som vist i figur 2.15, og overflatevannet vil kunne ansamles i den sentrale delen, på grunn av avrenning ovenfra og fra sideryggene. Situasjonen for skredene, sammen med de ulike utløsningsårsakene og utløsningsmekanismene som ble beskrevet i de foregående avsnittene, er den at etter skredene ble utløst var de sentrale delene i ravinene allerede mer vannmettet enn sideryggene. Dette førte til at mer vann kunne tas opp i skredmassen, noe som resulterte i at mobiliteten til skredene økte.

Ravinene i dalsidene i studieområdene antas å ha blitt dannet under den ekstreme storflommen, Storofsen, i 1789. Dette kan dermed tyde på at mange av skredhendelsene inntraff i terrengpartier hvor det med stor sannsynlighet kan ha gått skred før, og at man derfor må være ekstra varsom i områder hvor raviner har sitt utløp nederst i dalsidene.

Det er vanskelig å fastslå om skredene har oppnådd høyde hastigheter kun ved å observere skredløpene og utløpsområdene i ettertid, men det ble flere steder funnet bevis på at det har vært kraftig erosjon tilstede. I figur 5.32 har skred 3 erodert seg helt ned til berggrunnen oppe i dalsiden, hvor det så har blitt avsatt store mengder usortert materiale og tømmerstokker der helningsgradienten avtok, se figur 5.38. I skred 2 kan man ut i fra bildet i figur 5.15 se større blokker og opprevne trær liggende sammen med løsmasser i skredavsetningen. For å kunne være stand til å transportere tømmerstokker og blokker av slik størrelsesorden må skredmassen ha hatt høy energi. Skredene i Veikledalen førte også til den allerede flompregete Veiklåa, som renner nede i dalbunnen, ble tilført enda mer sedimenter, organisk materiale og trær.

Hovedtrenden for alle skredhendelsene samlet under ett, er at skredmassene kun stopper opp der hvor helningsgradienten går fra å være høy til lav. Med andre ord vil ikke disse skredtypene, som var en blanding av vann, morene og organisk materiale, stoppe og bevege seg før skråningen går over i flatere terreng. De totale distansene som skredene tilbakelagte er også et bevis på at skred av denne typen utgjør en stor trussel i bunnpartier i dalsider. I figur

5.11 viser 3D – modellen at skred 1 avtok og avsatte sitt materiale der hvor helningsgradienten var mindre enn  $10^\circ$ . Dette er også situasjonen for de fire skredene i studieområde 2.

Skredløpene til skredene i Veikledalen lå i bratt terreng ( $>30^\circ$ ) helt fram til avsetning fant sted, men den nederste halvdel til skredløpet i skred 1 derimot, lå i et terreng hvor helningsgradienten var  $20^\circ$  (Fig. 5.11). Dette er bevis på at flomskred kan strømme lengre distanser selv om terrenget har en moderat helning. I figur 5.8 er det i tillegg vist et eksempel på hvordan en ledevoll i utløpet av en skredbane/ravine bør konstrueres for å unngå at mer skredmasser når uønskede områder.

### **6.5 Hensyn til fremtidige klimaendringer**

For å kunne forutse om fremtidige skredhendelser vil kunne inntreffe er det avgjørende å ta hensyn til klimaforandringene som i fremtiden er spådd ville komme. Erfaringene fra feltarbeidet viser at utløsingen av skredhendelsene har en klar fellesnevner, og det er ekstremnedbør. Det er vanskelig å tenke seg at skredene kunne ha forekommet på en tørr og varm sommerdag, og det er tydelig at de høye nedbørsmengdene som kom den 10. juni 2011 var med på å utløse skredene, siden alle inntraff på én og samme dag. Det er viktig å ikke glemme de andre utløsningsårsakene i denne sammenhengen, ellers kunne man ha forventet seg skred i alle partier i dalsidene i Gudbrandsdalen. Det også en sammenheng mellom hvilken form terrenget har, menneskelige inngrep i naturen og store nedbørsmengder som førte til at det oppsto skred i noen terrengpartier i Gudbrandsdalen, hvor andre steder ikke ble berørt.

Dersom klimaprognosene for Norge stemmer, kan man forvente seg temperaturstigninger og økning i nedbør. Et resultat av dette kan være en økt flomskredsituasjon siden utløsning av disse skredtypene påvirkes sterkt av økt nedbør, samt snøsmelting. I figur 2.14 er det vist en situasjon for hvor man kan forvente seg en økning av jordskredhendelser, og store deler av de nordlige områdene i Oppland fylke ligger innenfor sonen som spås å ville få en økning.

For Østlandets del er det forventet at det vil bli en svært stor økning i ekstremnedbørshendelser fram mot 2100, noe som innebærer en økning hele 188 prosent på sommeren, og 355,5 prosent på vinteren. Om disse tallene stemmer, vil man kunne forvente at skredhendelser av typen som inntraff under pinseflommen i 2011 blir et vanlig scenario i årene som kommer.



### 7 Konklusjon

På bakgrunn av feltobservasjonene, og tilhørende etterarbeid gjort i denne oppgaven, kan det dermed konkluderes med:

- Terrengmodellene i 3D påviste en sammenheng der samtlige av skredhendelsene inntraff i partier i dalsiden der moderate helningsgradienter gikk over til å være  $>30^\circ$ .
- Høye nedbørsmengder var den direkte utløsningsårsaken til de fem skredhendelsene.
- Utløsningsmekanismene innebar oppbygging av høye porevannstrykk som førte til utglidning av jordmasser, og i tillegg overgikk rennende overflatevann skjærfastheten til sedimentene som utviklet seg videre til større skredmasser nedover skråningen.
- Konvergente terrengtyper som raviner er den dominerende landskapsformen hvor skredene inntreffer i, og er dermed den terrengformen som er mest sårbar for flomskredhendelser. Mange av ravinene i Gudbrandsdalen er tolket til å være et resultat av Storofsen i 1789, og det er grunn til å tro at situasjonen er den samme i Veikledalen, noe som betyr skredene kan ha fulgt gamle skredløp.
- Energien som skredmassene hadde antas å ha vært høy, siden det ble observert store tømmerstokker og blokker i skredavsetningene.
- Alle de fem skredhendelsene stoppet ikke opp før dalsiden gikk over til å ha en markant lavere helningsgradient i forhold til selve utløsningsområdet og skredløpet, og hovedtrenden var at skredmassene avsatte materiale der hvor gradienten var  $<10^\circ$ .
- Klimaprognoser spår en økning i både temperatur og nedbør i Norge, samt en drastisk økning av ekstremnedbør på Østlandet. Resultatet av dette vil føre til økt flomskredaktivitet.
- Årsaken til at skredene kun oppstår i noen partier i Gudbrandsdalen, og andre steder ikke, viser seg å være en sterk korrelasjon mellom faktorer som menneskelig aktivitet, hva slags form terrenget har, tilstrekkelig helningsgradient og høye nedbørsmengder. Partier i dalsider hvor alle disse faktorene er tilstede, kan det med stor sikkerhet forventes flomskredhendelser i fremtiden.
- Helningsgradient og økende nedbørsmengder kan man ikke gjøre stort mye med, men man bør sette en grense på hvor mye menneskelig aktivitet i det naturlige system som er lov, og da spesielt unngå store inngrep i sideterreng hvor store utbyggingsprosjekter

## Konklusjon

pågår. Dette vil kunne forhindre store økonomiske tap, og til og med tap av menneskeliv.

- I etterlatte hogstflater i bratte dalsider ( $>30^\circ$ ) med morenemateriale, spesielt innenfor en tiårs periode, kan det med stor sannsynlighet forventes flomskred i forbindelse med store nedbørsmengder. Er dalsiden i tillegg preget av ravineformer, bør utløpet til disse bestå av riktig dimensjonerte ledevoller som kan forhindre at skredmassene får fritt utløp over en eventuelt planlagt vegtrasé.
- Opprinnelige skogsbilveier i bratt terreng bør, om ikke skal, inneholde godt nok dimensjonerte stikkrenner og tilhørende grøfter som kan lede både små og store vannmengder kontrollert langs innersiden, og videre under vegprofilet. Dette vil forhindre at vannmengder bygges opp og tar seg over veien, og videre ut i ustabil terreng.
- Vedlikehold av stikkrenner og grøfter vil også være avgjørende med tanke på å unngå at vann ledes ut i ustabil terreng, siden vannet med tiden fører med seg sedimenter og organisk materiale som kan tette igjen de konstruerte dreneringsveiene.
- Skogsbilveier i sideterreng bør konstrueres slik at veien blir liggende i skjæringen, og ikke plasseres på fylling. Dette vil forhindre at den tilhørende skjæringen blir brattere enn hva den naturlige skråningen er, samt at vegen vil kunne tåle mer belastning.

## 8 Referanser

- BRATTLI, B. 2009. *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*, Trondheim, NTNU.
- CAINE, N. 1980. The Rainfall Intensity - Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 62, 23-27.
- CAMPBELL, R. H. 1975. Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica mountains and vicinity, southern California. *Geological Survey professional paper* 851, 7, 339-349.
- CHIEN-YUAN, C., TIEN-CHIEN, C., FAN-CHIEH, Y., WEN-HUI, Y. & CHUN-CHIEH, T. 2005. Rainfall duration and debris-flow initiated studies for real-time monitoring. *Environ Geol*, 47, 10.
- ESRI. 2013. *ArcGIS Resources* [Online]. <http://resources.arcgis.com/en/home/>. [Accessed 4.mai 2013].
- FERGUS, T., HØYDAL, Ø. A., JOHNSRUD, T. E., SANDERSEN, F. & SCHANCHE, S. 2011. Skogsveger og skredfare - veileder. NVE, NGI, SKI.
- FOREVAR.SENORGE.NO. 2010 *Vær, vann, snø og klima i Norge* [Online]. <http://forevar.senorge.no/>. [Accessed 15.mars 2013].
- FOSSEN, H. 2008. *Geologi – Stein, mineraler, fossiler og olje*, Bergen, Fakkbokforlaget.
- FURSETH, A. 2004. Skredulykker i Noreg. Trondheim: Landslaget for lokalhistorie.
- GABET, E. J. & MUDD, S. M. 2006. The mobilization of debris flows from shallow landslides. *Geomorphology*, 74, 207-218.
- GD.NO. 2011 - *Vi blir i Veikledalen* [Online]. <http://www.gd.no/nyheter/article5653102.ece>. [Accessed 15.april 2013].
- HARVOLD, K., INNBJØR, L., KASA, S., NENSETH, V., SAGLIE, I.-L., TØNNESEN, A. & VOGELSANG, C. 2010. Ansvar og virkemidler ved tilpasning til klimaendringer. NIBR, CICERO, NIVA, TØI.
- HUNGR, O., EVANS, S. G., BOVIS, M. J. & HUTCHINSON, J. N. 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7, 221-238.
- HØYDAL, Ø. A., BREIEN, H. & SANDERSEN, F. 2013. Forslag til kriterier for vernskog mot skred. Trondheim: NGI.
- HÅLAND, G. 2012. Skred og skredsikring. Statens vegvesen.

## Referanser

- IMAZUMI, F., SIDLE, R. C. & KAMEI, R. 2008. Effects of forest harvesting on the occurrence of landslides and debris flows in steep terrain of central Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 827-840.
- INNBJØR, L. & JÆRE, L. 2009. Forventede klimaendringer og effekter i Norge med mulig betydning for kraftforsyningen. Oslo: CICERO.
- JAEDICKE, C., SOLHEIM, A., BLIKRA, L. H., STALSBERG, K., SORTEBERG, A., AAHEIM, A., KRONHOLM, K., VIKHAMAR-SCHULER, D., ISAKSEN, K., SLETTEN, K., KRISTENSE, K., BARSTAD, I., MELCHIORRE, C., HØYDAL, Ø. A. & MESTL, O. H. 2008. Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. 8, 893–904.
- JAKOB, M. 2005. Debris-flow hazard analysis. In: JAKOB, M. & HUNGR, O. (eds.) *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Berlin, Heidelberg: Praxis Publishing Ltd.
- MANGERUD, J. 2003. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. *University of Bergen, Department of Geology*, 24.
- METEROLOGISKINSTITUTT. 2013. *eklima* [Online]. <http://eklima.met.no/>. [Accessed 10.mars 2013].
- NGU. *Klassifisering av sedimentene basert på kornstørrelsessammensetning* [Online]. <http://www.ngu.no/mareano/kornstorrelse.html>. [Accessed 12.mars 2013].
- NGU. 2008a. *Berggrunnsdata N50* [Online]. <http://www.ngu.no/no/hm/Kart-og-data/nedlasting/>. [Accessed 12.mars 2013].
- NGU. 2008b. *Løsmassedata N50* [Online]. <http://www.ngu.no/no/hm/Kart-og-data/nedlasting/>. [Accessed 12.mars 2013].
- NGU. 2008c. *Løsmassedata N1000* [Online]. <http://www.ngu.no/no/hm/Kart-og-data/nedlasting/>. [Accessed 12.mars 2013].
- NOREM, H. & SANDERSEN, F. 2012. Flom- og sørpeskred: høringsutgave av veileder. Oslo: Statens vegvesen.
- NORKART. 2006. *Norge i 3D med Norkart Virtual Globe* [Online]. <http://norgei3d.no/>. [Accessed 5.mai 2013].
- NVE 2011. Kartlegging og vurdering av skredfare i arealplaner. Oslo: NVE.
- RAMBERG, I. B., BRYHNI, I., NØTTVEDT, A. & NORSK GEOLOGISK FORENING. 2007. *Landet blir til : Norges geologi*, Trondheim, Norsk geologisk forening.
- REITE, A. J. 1990. *Sør-Trøndelag fylke, kvartærgeologisk kart*, 1:250,000. Trondheim: NGU.
- SELBY, M. J. 1993. *Hillslope materials and processes*, Oxford Oxfordshire ; New York, Oxford University Press.



## Referanser

- SIDLE, R. C. 2005. Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows. *In: JAKOB, M. & HUNGR, O. (eds.) Debris-flow Hazards and Related Phenomena.* Berlin, Heidelberg: Praxis Publishing Ltd.
- SIDLE, R. C. & OCHIAI, H. 2006. *Landslides : processes, prediction, and land use,* Washington, DC, American Geophysical Union.
- STATKART. 2009. *Laserskanning - Midtgudbrandsdalen 2009 – LACGOP91.*
- STATKART. 2013. *N50 Kartdata* [Online]. [Accessed 12.mars 2013].
- SVENSBAKKEN, S. 2012. Rapport om skadeflommen i pinsehelga 2011. Statens vegvesen.
- TAKAHASHI, T. 2007. *Debris flow: mechanics, prediction and countermeasures,* Leiden, The Netherlands, Taylor & Francis.
- TEIGUM, I. 2001. *Bygdebok for Vågå og Sel,* Otta, Sel kommune : Vågå kommune.
- VG.NO/PROTOKOLL. 2011. *Veikledalen* [Online].  
<http://www.vg.no/protokoll/?pid=942&fylke=05&start=50>. [Accessed 15.april 2013].
- WANG, G. & SASSA, K. 2003. Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: Effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology*, 69, 109-125.
- WICZOREK, G. F. & GLADE, T. 2005. Climatic factors influencing occurrence of debris flows. *In: JAKOB, M. & HUNGR, O. (eds.) Debris-flow Hazards and Related Phenomena.* Berlin, Heidelberg: Praxis Publishing Ltd.
- WILFORD, D. J., SAKALS, M. E., INNES, J. L., SIDLE, R. C. & BERGERUD, W. A. 2004. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides*, 1, 61-66.