

Utløsning av sørpeskred

*En analyse av sørpeskredene i Manndalen
18.mai 2010 og Tuftadalen 21. mars 2011*

Ragnhild Christin Hansen



Masteroppgave i Geofag

Studieretning: Miljøgeologi og naturkatastrofer

60 studiepoeng

Institutt for geofag

Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

Juni/2016

Utløsning av sørpeskred

En analyse av sørpeskredene i Manddalen 18.mai 2010 og Tuftadalen 21.mars 2011



Figuren viser de dramatiske konsekvensene av sørpeskredet som gikk i Tuftadalen 21.mars 2011. Sørpeskredet krevde to menneskeliv, mann og kone, og bare grunnmuren til deres tidligere bosted står igjen. Foto: NGI, 22.03.2011.

© **Ragnild Christin Hansen, 2016**

Veiledere: Jon Ove Hagen (UiO) og Christian Jaedicke (NGI)

Utløsning av sørpeskred

Ragnild Christin Hansen

<http://www.duo.uio.no/>

Trykk: Reprosentralen, Universitetet i Oslo

Sammendrag

Norge har et terreng som fører til at landet er disponert for masseførende skred, blant annet sørpeskred. Sørpeskred er definert som en hurtig massebevegelse av vannmettet snø med et vanninnhold over 15%. Disse skredene utløses som regel i perioder med kraftig regn og/eller intens snøsmelting ved brå temperaturøkninger. Det har allerede forekommet flere dødsfall som følge av sørpeskred i løpet av 2000-tallet. I tillegg skaper sørpeskred store problemer for infrastrukturen i landet, og fører hvert år til flere langvarige stengninger på veg- og jernbanenettet. Nasjonalt forekommer sørpeskred årlig og de siste årene har det vært en tendens til økende antall sørpeskred. Sammen med løsmasseskred, er ofte sørpeskred mer ødeleggende for veinettet enn steinsprang, nedfall av is og snøskred.

Sørpeskred kan utløses hele vintersesongen, men i denne oppgaven er det sørpeskred som utløses på våren i sesongbaserte snødekker (engelsk: seasonal snowpack) som er gjennomgått. Sørpeskredets utløsningsmekanismer avhenger av forholdet mellom meteorologiske faktorer, egenskaper ved snødekket, topografi og endringene til vannspeilet i snøen. Denne oppgaven fokuserer derfor på å identifisere typiske vær-situasjoner som fører til sørpeskred, sammenlikne lokale topografiske forhold mellom potensielle utløsningsområder i samme nedbørsfelt og å gjøre rede for snødekkets utvikling frem til sørpeskredet. Analysene er gjennomført ved å studere to tidligere sørpeskredhendelser. I Norge forekommer det flest sørpeskred på Vestlandet og i Nord-Norge. Det er her behovet for å kunne gi en bedre varslings av nye skred er størst. Denne oppgaven tar for seg tilfellene av sørpeskredene som gikk ned Storelva i Manddalen i Troms 18.mai 2010 og ned Flesjælvi i Tuftadalen i Sogn og Fjordane 21.mars 2011.

Topografien i hvert av nedbørsfeltene er analysert gjennom feltarbeid sommeren 2015. I løpet av feltarbeidet var det fokus på hvor i nedbørsfeltet det fantes potensielle utløsningsområder og hvor det kunne samles store mengder med vann. Kritisk topografi er myrer og forsenkninger etterfulgt av et knekkpunkt over til brattere områder. Knekkpunkt er ofte dekket av et svakere snødekke enn omkringliggende områder fordi snødekket her er tynnere og består derfor av et mektigere svakt lag, i tillegg til å ha lavere strekkstyrke. Flere steder langs dalsidene i de analyserte nedbørsfeltene kan det forekomme masseførende skred som kan føre til en oppdemning av vannmasser eller gi vannansamlinger en puls som kan starte et sørpeskred.

De meteorologiske forholdene er analysert ved å se på vinterværet, de forskjellige vær-situasjonene som forekommer i løpet av vintersesongen, og det akutte været, vær-situasjonene som forekommer opp til 16 dager før sørpeskredet blir utløst. Kritisk vintervær er lange kuldeperioder med lite nedbør, og kritisk akutt vær er vær som fører til at snødekket mettes raskt ved brå temperaturøkninger eller høye nedbørsrater.

De forskjellige utløsningsfaktorene til et sørpeskred i et sesongbasert snødekke på våren utgjør et sammensatt og komplekst system. Det utløses ikke nødvendigvis sørpeskred selv om vinterværet er kritisk hvis det ikke finnes steder i nedbørsfeltet som kan samle store nok mengder vann. Og selv om kritisk vintervær sammenfaller med kritisk topografi, vil det ikke nødvendigvis gå sørpeskred om dreneringsveiene er vel etablerte slik at vannet drenerer ut fra snødekket. I tillegg er det andre faktorer som spiller inn: om det er en kald foregående måned før sørpeskredhendelsen, om det er inversjon i området, hvordan kort- og langbølget strålingsforhold det er i nedbørsfeltet, og hvor høy den relative luftfuktigheten er. Det er ikke nødvendig at alle faktorene er tilstede, men hver av dem kan bidra til utløsningen av et sørpeskred.

Selv om det er mange faktorer som spiller inn i utløsningen av et sørpeskred, er det sannsynlig at det vil skje igjen både i Tuftadalen og Manndalen. Ned Tuftadalen har det allerede gått minst to skred siden 1800 som begge har revet med seg bebyggelse. Så selv om returperiodeintervallet er stort, mellom 34 og 605 år med ensidig analyse med 95% konfidensintervall, er det fare for sørpeskred i dette nedbørsfeltet. Ned Storelva er det kun gått ett skred på 115 år, slik at sannsynlighetsberegningene viser store usikkerheter. Likevel kan en anta at det vil gå et nytt skred i fremtiden da elva munner ut på en vifte, som er et resultat av flere masseførende skredhendelser.

Forord

Arbeidet med denne masteroppgaven startet på NGI våren 2015 med Naturfare-avdelingen og introduksjonen av Christian Jaedicke etter at jeg kort nevnte at sørpeskred muligens kunne vært et interessant tema. Dette ble raskere tatt tak i enn jeg hadde forventet, da det tydeligvis er stort behov for økt kunnskap på dette området.

Det er mange som har hjulpet meg på veien mot innleveringsfristen. Først og fremst vil jeg takke veilederne mine Jon Ove Hagen og Christian Jaedicke. Takk Jon Ove, positivitet og gode tilbakemeldinger. Takk Christian for din interesse for faget og min oppgave, for ditt initiativ, at du tar deg tid til å hjelpe meg selv om du har altfor mye annet å gjøre, og for alltid å sørge for at jeg får svar på spørsmålene mine.

På NGI er det flere som fortjener å takkes. Takk Erik Hestnes, for å være med på feltarbeidet både i Tuftadalen og Manndalen. Du svarte på alle spørsmål, selv de jeg ikke visste jeg hadde. Takk til Bjørn Vidar Vangelsten for hjelp med sannsynlighetsberegninger. Takk til Thomas Vestgården og Frode Sandersen for språklige og faglige tilbakemeldinger når det nærmet seg fristen. Generelt på NGI, og spesielt fra Naturfare-området, er jeg vist mer støtte og interesse, og fått mer hjelp enn jeg kunne håpet på.

Videre vil jeg takke Andrea Taurisano fra NVE for interessante innspill, forklaringer og bilder fra sørpeskredet i Manndalen, Jan-Erik Haugen fra Meteorologisk Institutt for reanalysedata for langbølget stråling og Nils-Ove Dalvik, beboer ved utløpet av Storelva, for bilder av sørpeskredet få timer etter utløsningen. Jeg vil også takke Martin Venås fra Statens Vegvesen for hjelp med ekstrapolering, interpolering og beregninger med meteorologiske parametere for snøsimuleringer selv om jeg beklageligvis ikke fikk gjennomført dette til oppgaven.

Takk til de andre geostudentene på Blindern for interessante og nyttige diskusjoner. Det har vært fint å kunne dele både gleden og frustrasjonen ved å nærme seg innlevering.

I løpet av arbeidet med denne masteroppgaven har jeg kommet i kontakt med mange personer gjennom NGI, mailer, telefoner og feltarbeid. Folk generelt er utrolig hjelpsomme og positive, og jeg håper jeg en gang kan vise den samme interessen hvis/når jeg selv blir kontaktet.

Ragnhild Christin Hansen

NGI, juni 2016

Innholdsfortegnelse

1	Innledning.....	1
1.1	Motivasjon.....	1
1.2	Hensikt.....	3
1.3	Hva er sørpeskred?	4
1.4	Historie	5
2	Teori	9
2.1	Hva bidrar til utløsningen av sørpeskred?	9
2.1.1	Kritisk terreng	9
2.1.2	Klima.....	12
2.1.3	Nedbør.....	12
2.1.4	Energibalansen	13
2.1.5	Snødekkets stabilitet.....	17
2.2	Skreddynamikk.....	19
3	Materialer og Metoder.....	22
3.1	Introduksjon av feltområder	22
3.1.1	Tuftadalen.....	23
3.1.2	Manndalen.....	27
3.2	Feltarbeid.....	31
3.3	Meteorologiske data og analyser	32
3.3.1	Hvor værdataene kommer fra.....	32
3.3.2	Hvordan værdataene fremstilles.....	35
3.4	Skredsannsynlighet.....	37
4	Resultater.....	39
4.1	Feltarbeid.....	39
4.1.1	Tuftadalen.....	39
4.1.2	Manndalen.....	46
4.2	Meteorologiske observasjoner	56
4.2.1	Tuftadalen.....	56
4.2.2	Manndalen.....	63
4.2.3	Representerer sesongene normalen?	69
4.3	Skredsannsynlighet.....	74

4.3.1	Tuftadalen.....	75
4.3.2	Manndalen.....	78
4.4	Sammendrag	81
5	Diskusjon.....	82
5.1	Tuftadalen.....	82
5.1.1	Feltarbeid.....	82
5.1.2	Meteorologiske observasjoner.....	84
5.1.3	Skredsannsynlighet.....	86
5.2	Manndalen	87
5.2.1	Feltarbeid.....	87
5.2.2	Meteorologiske observasjoner.....	88
5.2.3	Skredsannsynlighet.....	92
5.3	Sensitivitetsanalyse.....	92
5.4	Hvordan kan dette brukes i skredvarsling?.....	93
5.5	Usikkerhet og feilkilder	94
6	Konklusjon	95
7	Videre arbeid.....	97
7.1	Snøsimuleringer.....	97
7.2	Kvantisering av sensitivitetsanalyse.....	97
7.3	Sannsynlighetsberegninger basert på værdata.....	98
	Litteraturliste	99

<i>Figur 1: Registrerte sørpeskred per fylke i perioden 2000-2009 (Statens Vegvesen 2011).</i>	2
<i>Figur 2: Fauske merket med blå markering. Norgeskart, 2016.</i>	3
<i>Figur 3: Registrerte dødsfall fra snø- og sørpeskred fra 1855 til 1997. Det totale antall dødsfall i denne perioden er 1255, som er et gjennomsnitt på 9.4 per år (Kristensen, 1998).</i> ...	5
<i>Figur 4: Geografisk fremstilling av områder som opplever sørpeskred (Hestnes and Onesti, 1988).</i>	7
<i>Figur 5: Sørpeskred i en skråning i Sjøanesheia, Rana, 27.-28.januar 1981. De to store sørpeskredene i senter av bildet drepte 5 personer. Pilene indikerer utløsningsområdene. Foto: O.I.Tysnes (Hestnes and Onesti, 1988).</i>	8
<i>Figur 6: Alternative muligheter for å få avsatt naturlige demninger i drensløp (etter Sidle og Ochiai, 2006) (Norem and Sandersen, 2012).</i>	10
<i>Figur 7: Vanlige utløsningsområder for sørpeskred (Hestnes, 1999).</i>	11
<i>Figur 8: Komponentene som inngår i energibalansen på et is-/snødekke (Hock, 2014b).</i>	14

<i>Figur 9: Smeltrate i mm vannekvivalent per dag som en funksjon av temperatur, vindhastighet og 100% relativ fuktighet (Hestnes et al., 1987).</i>	16
<i>Figur 10: Krystallstrukturen i sørpe er oppløst slik at iskrystallene er omgitt av fritt vann og ikke har noen forbindelser til hverandre. Foto: Sam Colbeck, UNESCO.</i>	18
<i>Figur 11: De blå ringene markerer lokalitetene til feltområdene Tuftadalen i Sogn og Fjordane og Manndalen i Troms (norgeskart, 2015).</i>	22
<i>Figur 12: Tuftadalen er utsatt for et maritimt klima med høye nedbørsrater basert på normal årsnedbør for perioden 1971-2000. Tuftadalen er markert med rødt, og Vangsnes stasjon med kryss. Kilde: seNorge. Eier: Norges vassdrags- og energidirektorat.</i>	23
<i>Figur 13: Klimaoversikt for Vangsnes registrert i perioden fra 21.12.1993 til 08.03.2016....</i>	24
<i>Figur 14: Vindroser ved nedbør for forskjellige lufttemperaturer, vindhastigheter og nedbørsmengder. Totalt er det 31191 hendelser i perioden 21.12.93 til 23.05.2016. Øverst til venstre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 10mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 535. Øverst til høyre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 20mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 239. Nederst til venstre: lufttemperatur mindre enn 1°C, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 20mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 18. Nederst til høyre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 1m/s og nedbør over 20mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 649.</i>	25
<i>Figur 15: Kart over Tuftadalen. Nedbørsfeltet er rammet inn i rødt. De tre røde punktene viser hvor bygninger er tatt av tidligere sørpeskred. Det øverste punktet representerer huset tatt i mars 2011. Punktet like under og noen meter nedenfor representerer to kvernhus som ble tatt av elva en gang mellom 1800 og 1985, omtalt i Urtegaards (1991) bygdebok.</i>	26
<i>Figur 16: I 1928 gikk det sørpeskred i både Eselvi, Skåsheimselvi og Sandegrovi (markert med blå ringer). Flesjaelvi er markert med rød ring for å vise hvor nære skredene gikk Flesjaelvi (Norgeskart, 2016).</i>	27
<i>Figur 17: Manndalen er preget av et kontinentalt klima da dalen ligger i le av Lyngsalepene (til venstre for Manndalen). Storelvas utløp i Manndalen er markert med rødt og Skibotn 2 med kryss. Kilde: seNorge. Eier: Norges vassdrags- og energidirektorat.</i>	28
<i>Figur 18: Klimaoversikt for Skibotn 2 i perioden fra 01.11.2004 til 08.03.2016.</i>	29
<i>Figur 19: Vindroser ved nedbør for forskjellige lufttemperaturer, vindhastigheter og nedbørsmengder. Totalt er det 16884 hendelser i perioden 01.11.2004 til 23.05.2016. Øverst til venstre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 10mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 31. Øverst til høyre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 20mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 5. Nederst til venstre: lufttemperatur mindre enn 1°C, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 10mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 9. Nederst til høyre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 1m/s og nedbør over 10mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 157.</i>	30
<i>Figur 20: Beliggenhetene til værstasjonene som er brukt for å samle meteorologiske data for Balestrand.</i>	33
<i>Figur 21: Oversikt over værstasjonene som er blitt brukt for meteorologisk analyse av hendelsen i Manndalen.</i>	34
<i>Tabell 1: En oversikt over værstasjonene som er brukt for å samle meteorologisk informasjon.</i>	35

<i>Figur 22: Bildet er tatt stående på grunnmuren til huset som ble tatt 21.03.2011 300m.o.h. Elveløpet går få meter fra grunnmuren. Foto: Erik Hestnes, 23.07.2015.</i>	40
<i>Figur 23: Her er elva relativt bred, omtrent 370m.o.h. Falne trær, grus og stein ligger i elveløpet. Foto: Erik Hestnes, 23.07.2015</i>	41
<i>Figur 24: Omtrent midt i bildet er en bjørk som er knekt rundt en gran da den ble tatt med nedover av sørpeskredet i 2011 (merket med stor rød sirkel). De andre røde markeringene viser malplasserte steiner som sannsynligvis er tatt med dit av skredet. Omtrent 370m.o.h. Foto: Erik Hestnes, 23.07.2015.</i>	42
<i>Figur 25: Øvre myrområdet dekker omtrent 118 000m². Fjellside på nordsiden er utsatt for massebevegelser. Fra kote 525 til 600. Foto: NGI, 22.03.2011.</i>	43
<i>Figur 26: Skredvifta mellom kote 600 og 605. Det er tydelig at materialet er avsatt uavhengig av kornstørrelsen. Den blå pila viser hvilken retning elvas hovedstrøm har. Det forstørrede bildet i venstre hjørnet viser at det er avsatt mindre kornstørrelser oppå større steiner og blokker. Foto: Erik Hestnes, 23.07.2015.</i>	44
<i>Figur 27: Et tidligere sørpeskred har gått over elvens bredder og har ikke klart å følge svingningene i sitt eget løp. De omtrentlige grensene til sørpeskredavsetningene er markert med rødt. Den lyseblå pila viser sideelvens løp, og den mørkeblå pila viser hovedløpet til Flesjaelvi. Omtrent 725m.o.h. Foto: Erik Hestnes, 23.07.2015.</i>	45
<i>Figur 28: Nedbørsfeltet med bildene brukt i resultater. Nedbørsfeltet er rammet inn i rødt. De røde markeringene i nedbørsfeltet markerer avsetninger etter tidligere massebevegelser. Stiplet felt viser myrområder.</i>	46
<i>Figur 29: Skredet gjorde store skader og dekket et stort område nede på vifta. Foto: Nils-Ole Dalvik, 18.05.2010.</i>	47
<i>Figur 30: Tydelige spor etter skredet i 2010 gjør at en kan anta bredden og høyden til skredet. Trær, stein og organisk materiale ligger i elveløpet og i strømningsretningen. På kote 175. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.</i>	48
<i>Figur 31: Bro over elva som ble laget i 2011, da den forrige ble ødelagt i skredet. På kote 235. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.</i>	49
<i>Figur 32: Store mengder trær er tatt med av skredet og avsatt i en klynge med trær på kote 295 som sto imot skredet. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.....</i>	50
<i>Figur 33: Ett par timer etter skredet gikk så det slik ut. Antakeligvis er bildet tatt på kote 350-360. Foto: Nils-Ole Dalvik, 18.05.2010.....</i>	50
<i>Figur 34: Flere trær i strømrretningen som definerer en skredvifte fra kote 295 til 360. Det er også flere steiner på vifta. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.....</i>	51
<i>Figur 35: Elveløpet er smalere og brattere ovenfor skredvifta. Bilde er tatt omtrent på kote 360. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.</i>	52
<i>Figur 36: Illustrasjon av hvor mye svinger i elveløpet påvirker retningen og utbredelsen av sørpeskredet. Foto: Nils-Ole Dalvik, 18.05.2010.</i>	52
<i>Figur 37: Elveløpet er stedvis meget smalt og bratt. Bilde tatt omtrent på kote 445. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.</i>	53
<i>Figur 38: Innenfor de røde grensene finnes det en litt annen nyere vegetasjon enn det som finnes lenger fra elveløpet. I tillegg er det mer stein og grus. Den røde sirkelen er forstørret</i>	

<i>øverst til venstre i bildet. Dette for å vise at det er fraktet grus og stein opp på fjellhyllen over løpet. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.</i>	<i>54</i>
<i>Figur 39: Begge figurene viser utløsningsområdet til sørpeskredet i Storelva 2010 omtrent 470m.o.h. Bruddkanten er tydelig. Er bruddet dannet som følge av sørpeskredet, eller er sørpeskredet forårsaket av oppdemte snømasser fra sidene? Foto t.v.: Nils-Ole Dalvik, 18.05.2010. Foto t.h.: Andrea Taurisano fra helikopter et par dager etter skredet gikk.</i>	<i>55</i>
<i>Figur 41: Nedre del av nedbørsfeltet til Storelva med bildene brukt i resultater. Rød farge markerer skredløpet og avsetninger. På skredvifta er det nye elveløpet som ble dannet i løpet av skredet tegnet inn.</i>	<i>56</i>
<i>Figur 42: Været i vinterværperioden i Tuftadalen målt på Vangsnes stasjon fra 01.09.2010 til 24.03.2011 (xgeo.no).</i>	<i>57</i>
<i>Figur 43: Temperaturer i utløsningsområdet i Tuftadalen. Temperaturer er målt ved Vangsnes stasjon og ekstrapolert til utløsningsområdet ved en temperaturreduksjon på -0.65°C/100m.</i>	<i>57</i>
<i>Figur 44: Lufttemperatur, vindhastighet- og retning målt på Vangsnes stasjon i tidsrommet 07.03.2011 til 22.03.2011.</i>	<i>58</i>
<i>Figur 45: Nedbør i løpet av den akutte værperioden før utløsning av sørpeskredet 21.mars, målt på Vangsnes stasjon.</i>	<i>59</i>
<i>Figur 46: Luftfuktigheten i den akutte værperioden.</i>	<i>59</i>
<i>Figur 47: Kort- og langbølget stråling i Tuftadalen i den akutte værperioden (16 dager) 06.-22.mars. Langbølget stråling er målt i Balestrand og kortbølget- på Njøs.</i>	<i>59</i>
<i>Figur 48: Værkart fra 21.03.2011 kl.08.00 (Wetterzentrale, 2016).</i>	<i>60</i>
<i>Figur 49: Satellittbilde som viser at det ligger få skyer over store deler av Europa 21.03.2011, mens det over Vest-, Midt- og Nord-Norge ligger et sammenhengende skydekke. Foto: Meteorologisk institutt, 21.03.2011.</i>	<i>61</i>
<i>Figur 50: Skew-T Log-P diagram som viser den vertikale profilen til atmosfæren i Tuftadalen (61.2N, 6.6E) 03.21.2011 kl.00. Diagrammet er hentet fra Air Resources Laboratory (ARL).</i>	<i>62</i>
<i>Figur 51: Temperatur, nedbør og luftfuktighet i Manndalen i tidsrommet 01.09.2009 til 21.05.2010 målt på stasjonen Skibotn 2 (xgeo, 2015).</i>	<i>63</i>
<i>Figur 52: Temperaturer i utløsningsområdet i Storelva, Manndalen fra 01.10.2009 til 21.05.2010. Temperaturer er målt ved stasjonen Skibotn 2 og ekstrapolert til utløsningsområdet ved hjelp av en lapse rate på -0,65°C/100m.</i>	<i>64</i>
<i>Figur 53: Temperaturvariasjon, vindhastighet og –retning i løpet av den akutte værperioden før utløsning av sørpeskredet 18.mai, 04.05.2010-19.05.2010, målt på Skibotn 2 stasjon.</i>	<i>65</i>
<i>Figur 54: Nedbør i løpet av den akutte værperioden før utløsning av sørpeskredet 18.mai, målt på Skibotn 2 stasjon.</i>	<i>65</i>
<i>Figur 55: Relativ luftfuktighet i den akutte værperioden målt på Skibotn 2.</i>	<i>66</i>
<i>Figur 56: Kort- og lanbølget stråling i Manndalen i den akutte værperioden (16 dager) 03.-19.mai. Langbølget stråling er målt i Manndalen og kortbølget- på Sortland.</i>	<i>66</i>
<i>Figur 57: Værkart fra 18.05.2010 kl.08.00. Kilde: Wetterzentrale, 2016.</i>	<i>67</i>

<i>Figur 58.: Skew-T Log-P diagram som viser den vertikale profilen til atmosfæren, de atmosfæriske forholdene, i Manndalen (69.5N, 20.5E) 05.18.2010 kl.00. Diagrammet er hentet fra Air Resources Laboratory (ARL).</i>	68
<i>Figur 59: Maksimale nedbørsrater per måned for januar til april fra 1933-1994 og fra 2002 til 2015 registrert på Vangsnes stasjon (eklima, 2016).</i>	70
<i>Figur 60: Avvik fra normalen de fire sesongene 04/05, 10/11, 92/93 og 13/14 målt på Vangsnes stasjon. Sesong 92/93 har ikke registrerte temperaturdata etter 28.februar. Sesongene 27/28 og 1871/1872 er inkludert da det gikk sørpeskred i februar måned begge disse årene.</i>	71
<i>Figur 61: Avvik fra normalen de fem sesongene 27/28, 92/93, 04/05, 10/11 og 13/14. Sesong 92/93 har ikke registrerte nedbørsdata etter 28.februar. Det er ikke registrert nedbør i sesongen 1870/1871.</i>	71
<i>Figur 62: Antall over temperaturendring i mai årene 2004-2016 for stasjonen Skibotn 2 for 6, 12, 18 og 24 timer.</i>	72
<i>Figur 63: Antall over temperaturendring i mai årene 2004-2016 for stasjonen Skibotn 2 for 24, 48, 72 og 96 timer.</i>	72
<i>Figur 64: Temperaturavvik for år med høyere eller lik temperaturøkning 48, 72 og 96 timer i mai som økningen i skredsesongen 09/10.</i>	73
<i>Figur 65: Nedbørsavvik for år med høyere eller lik temperaturøkning 48, 72 og 96 timer i mai som økningen i skredsesongen 09/10.</i>	73
<i>Figur 66: Gjennomsnittstemperaturene i april for årene 2005-2016 viser at april er måneden temperaturene går fra negative til positive.</i>	74
<i>Figur 67: Temperaturene i april for årene 2010, 2012, 2014 og 2015.</i>	74
<i>Tabell 2: Tosidig og ensidig analyse av konfidensintervall for Tuftadalen.</i>	75
<i>Tabell 3: Tosidig og ensidig analyse av konfidensintervall for Balestrand.</i>	76
<i>Figur 68: Returperiode korresponderer med en sannsynlighet.</i>	77
<i>Tabell 4: Tosidig og ensidig analyse av konfidensintervall for Manndalen.</i>	78
<i>Tabell 5: Tosidig og ensidig analyse av konfidensintervall for Manndalen med tenkte 3 skred i perioden.</i>	79
<i>Figur 69: Returperiode korresponderer med en sannsynlighet.</i>	80
<i>Figur 70: Snøsmeltingen relatert til temperatur og relativ fuktighet (%) (Hestnes et al. 1987). Det røde punktet viser situasjonen under utløsningen av sørpeskredet 21.03.2011.</i>	85
<i>Figur 71: Snødekket er mettet med vann i Kjerringdalen 20.mai 2010 680m.o.h. Foto: Andrea Taurisano.</i>	90
<i>Figur 72: Sensitivitetsanalyse med veiledende prosentandel.</i>	93

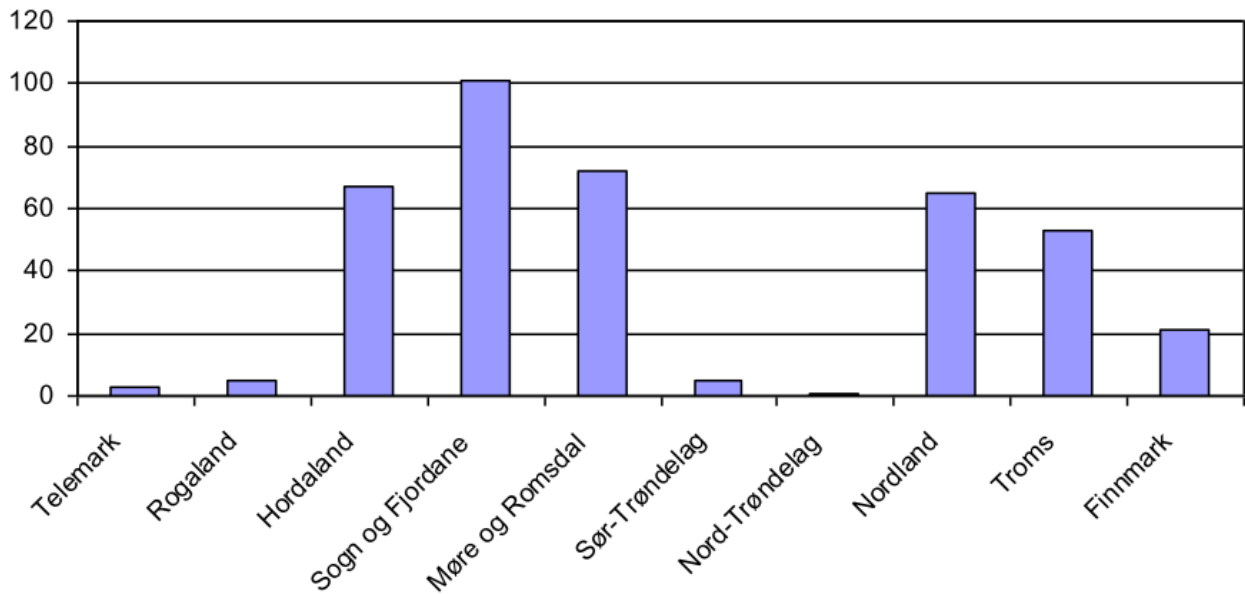
1 Innledning

1.1 Motivasjon

Norge har et terreng som fører til at landet er disponert for alle typer massebevegelser, fra enkelte blokker som treffer veien til store snøskred og steinskred der hele fjellsider kollapser ned i fjorder. Landet domineres av den Skandinaviske fjellkjeden som deler landet i en øst- og vestsida. Klimaet er sterkt påvirket av fjellkjeden der vestsida er maritim og mild med store mengder nedbør (Jaedicke et al., 2009). Naturen har gjennom lang tid tilpasset seg dagens klima, slik at de fleste fjellsider og drensløp er stabile og i likevekt. Eventuelle klimaendringer med mer nedbør og høyere temperaturer, i tillegg til økt byggeaktivitet og en økning av veinett og infrastruktur vil kunne endre (og har endret) drenssituasjonen flere steder (Norem and Sandersen, 2012).

Én type massebevegelse er sørpeskred. Sørpeskred fører hvert år til flere langvarige stengninger på det norske veg- og jernbanenettet. De siste årene har det vært en tendens til økende antall sørpeskred. Dette kan skyldes klimaendringer eller manglende vedlikehold av drenssystemene i infrastrukturen (Norem and Sandersen, 2012). Løsmasse- og sørpeskred er ofte mer ødeleggende for veinettet enn steinsprang, nedfall av is og snøskred. Årsaken er sannsynligvis at løsmasse- og sørpeskred kan ha betydelig lenger utløp og færre sikringstiltak (Statens Vegvesen, 2011).

Statens vegvesen har fremstilt registrerte sørpeskred per fylke i perioden 2000-2009 (Figur 1). I figuren kommer det tydelig frem at det forekommer flest sørpeskred på Vestlandet og i Nord-Norge, da disse delene av landet opplever kraftig lavtrykksaktivitet om vinteren (Hestnes, 1999, 1997).



Figur 1: Registrerte sørpeskred per fylke i perioden 2000-2009 (Statens Vegvesen 2011).

På Vestlandet er det mange småsamfunn og mindre bygder etter at mangelen på jordbruksland i tidligere tider førte til bosetting i mange marginale områder som fort kan bli helt isolert av skredhendelser (Lied and Kristensen, 2003). Dette skjer nesten hvert år. I tillegg går Bergensbanen her, som årlig frakter omtrent én million passasjerer gjennom skredutsatte områder (Bergens Tidende, 2013).

Et sørpeskred i Nord-Norge vil ha store konsekvenser for fremkommeligheten. Nordligste stopp for Nordlandsbanen er Fauske (Figur 2). Sett bort fra Ofotbanen (Narvik-Luleå (Sverige)) og Kirkenes-Bjørnevatnbanen (også kalt Sydvarangerbanen) er det lite togaktivitet nord for Fauske. Videre nordover er derfor bil og buss eneste transportalternativ på land. Dersom vegnettet i Troms rammes av skred er det lagt opp til få omkjøringsmuligheter (Walberg and Devoli, 2014). Et eksempel er skredene i Lyngfjordbotn som fører til omkjøring på over 500km dersom skredene stenger veien.



Figur 2: Fauske merket med blå markering. Norgeskart, 2016.

Kunnskap om sammenhengen mellom atmosfæriske parametere som fører til utløsningen av sørpeskred er begrenset (Gude and Scherer, 1999). I tillegg trengs det bedre kunnskap om forholdet mellom meteorologiske faktorer, egenskaper ved snødekket og endringene til vannspeilet i snøen, som er av stor betydning for sørpeskredets utløsningsmekanismer og for å kunne forutsi når det vil gå skred (Hestnes, 1996). Mer forskning trengs for å undersøke hvilke betydning vanntilførselen fra hele nedbørsfeltet har for egenskapene til snødekket og grunnforholdene (Hestnes et al., 1987). Vanntilførselen fra smeltevannproduksjonen og/eller regn i et nedbørsfelt, avhenger også av høydeforskjellen og størrelsen på nedbørsfeltet, som er med på å gjøre studiet enda mer komplekst (Gude and Scherer, 1999). I tillegg er det viktig å få mer kunnskap om lavfrekvente store fluviale hendelser, som flom og sørpeskred er (Gude and Scherer, 1999; Beylich and Gintz, 2004).

1.2 Hensikt

Hensikten med denne masteroppgaven er a) å identifisere typiske vær-situasjoner som fører til sørpeskred, b) sammenlikne lokale topografiske forhold mellom potensielle utløsningsområder i samme nedbørsfelt, c) gjøre rede for snødekkets utvikling frem til skredet og d) beregne returperiode for sørpeskred i to utvalgte nedbørsfelt.

Det er viktig å analysere historiske hendelser for å bedre forstå prosessene som ligger bak utløsningen av sørpeskred og for å kunne gi bedre varsling av nye skred. Derfor er denne masteroppgaven basert på to hendelser: ett sørpeskred som gikk i Manndalen i Troms i 2010 og ett sørpeskred som gikk i Tuftadalen i Sogn og Fjordane i 2011.

For å identifisere typiske vær-situasjoner er meteorologiske forhold som inntraff i løpet av vintersesongen, like før og under tidligere skredhendelsene gjennomgått. Dette for å kunne anta snødekkets tekstur og struktur, og derfor kunne belyse i hvor stor grad meteorologiske faktorer bidrar til utløsningen av sørpeskred. Nedbørsfeltene og den lokale topografien er kartlagt under befarings- og feltarbeid. Fokuset under feltarbeidet var på hvor i nedbørsfeltet snødekket mettes med vann og på hvilken måte metningen skjer. Dette for å kunne anslå det maksimale utløsningsvolumet og returperioden til et sørpeskred.

Oppgaven undersøker sammenhengen mellom kritiske vær-situasjoner og kritisk terreng. Hvilke meteorologi er kritisk for topografien til nedbørsfeltet det virker på? Om det finnes en slik sammenheng vil det potensielt kunne utløses større skred innenfor det samme nedbørsfeltet. Gjennom sammenlikning av lokale topografiske forhold som utgjør potensielle utløsningsområder kan en finne viktige små forskjeller som fører til skred i et løp – og ikke i et annet.

Beregnet returperiode for sørpeskred i to utvalgte nedbørsfelt er gjort gjennom Poissons fordeling der datagrunnlaget er basert på antall hendelser utløst i løpet av antall år.

Oppgaven fokuserer på sørpeskred som utløses i sesongbaserte snødekker, altså et snødekke som er påvirket av meteorologiske forhold gjennom hele (eller store deler av) vintersesongen.

Oppgaven er skrevet i samarbeid med snøskredforskningen ved Norges Geotekniske Institutt (NGI).

1.3 Hva er sørpeskred?

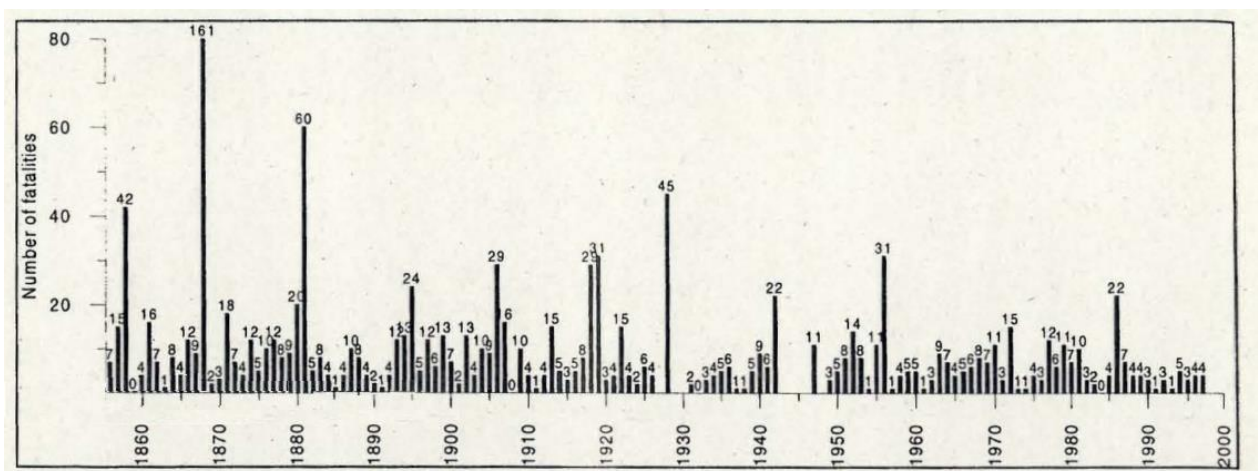
Sørpeskred er definert som en hurtig massebevegelse av vannmettet snø med et vanninnhold over 15% (Jaedicke et al., 2013). Sørpeskredene utløses som regel i perioder med kraftig regn og/eller intens snøsmelting ved brå temperaturøkninger. Skredene kan utløses i helninger helt ned til 5° der porevannstrykket bygger seg opp når det akkumuleres mer vann i snødekket enn det som dreneres ut, og når gravitasjonskomponenten langs bakken overstiger friksjonen mot underlaget og strekkstyrken til snødekket (Hestnes, 1999; Hestnes et al., 1987). Poretrykket er en funksjon av akkumulasjon og avrenning av fritt vann (Hestnes et al., 1987). Snødekkets høyde og stratigrafi er en avgjørende faktor, der begerkrystaller/fasetterte- og/eller kantkornete krystaller i bunnen av snødekket er kritisk, da disse krystallene fort blir ustabile

når laget mettes med vann (Hestnes, 1999, 1997, 1985; Hestnes et al., 1994; Jaedicke et al., 2013). Også nysnø med liten fasthet kan være ustabil. Sørpeskred som utløses i nysnø forekommer ofte om høsten. Sørpeskred har høy tetthet og lav intern friksjon som følge av vanninnholdet. Dette gjør at de kan holde hastigheter over 100km/t (Norges geotekniske institutt NGI, 2011a).

Metning av snødekket foregår gjennom regn og snøsmelting. Nedenfor vil bakenforliggende årsaker til hvordan snøsmelting og regn fører til sørpeskred, hvilke type snødekke og topografi som er kritisk, og skredets dynamikk bli gjort rede for. Om snødekket vil nå en kritisk stabilitet i løpet av regn- og smelteperioder avhenger av dannelsen og avrenningen av fritt vann i snødekket og vannstrømmen gjennom det. Dette bestemmes av grunnforholdene, teksturen og strukturen til snødekket, hastigheten og varigheten av vanntilførselen og avrenningsforholdene (Conway et al., 1988; Hestnes and Bakkehøi, 2010). Hvor fort metningen av snødekket skjer og hvordan strømmingen av smeltevann foregår, som i stor grad avhenger av struktur og tekstur, er linken mellom de meteorologiske forholdene og utløsningen av sørpeskred (Scherer et al., 1998).

1.4 Historie

Ifølge historisk dokumentasjon står sørpeskred ansvarlig for nesten like store skader og økonomiske tap som snøskred. Figur 3 fremstiller registrerte dødsfall som følge av snø- og sørpeskred over en periode fra 1855 til 1997.



Figur 3: Registrerte dødsfall fra snø- og sørpeskred fra 1855 til 1997. Det totale antall dødsfall i denne perioden er 1255, som er et gjennomsnitt på 9.4 per år (Kristensen, 1998).

Til tross for menneskelige og økonomiske tap har ikke sørpeskred fått den samme oppmerksomheten og er forsket betydelig mindre på (Hestnes, 1997). En årsak til dette kan være at sørpeskred vanligvis klassifiseres som snøskred, flom eller jordskred som følge av karakteren til avsetningene i utløpssonen (Hestnes and Sandersen, 1987). Flere skiller ikke mellom sørpeskred og våte snøskred, mens andre ikke skiller mellom våte snøskred og flom (Hestnes and Onesti, 1988). I en artikkel fra 1988 av Hestnes og Onesti omtaler Steve Breyfogle (1984) sørpeskred som «The Mixed Media Slurry Avalanche» og beskriver det som en puré av vann, is, snø, stein, humus og trær.

En av de første vitenskapelige rapportene om sørpeskred ble utgitt av Washburn og Goldthwait i 1958 (Scherer et al., 1998). Norges nedskrevne kilder på katastrofale sørpeskred går tilbake til 1851, og fra Japan skildres sørpeliknende skred av vannmettet snø på Mt.Fuji som dateres tilbake nesten 300 år (Hestnes and Onesti, 1988). I 1983 startet Norges Geotekniske Institutt (NGI) et forskningsprogram på sørpeskred (Hestnes et al., 1987).

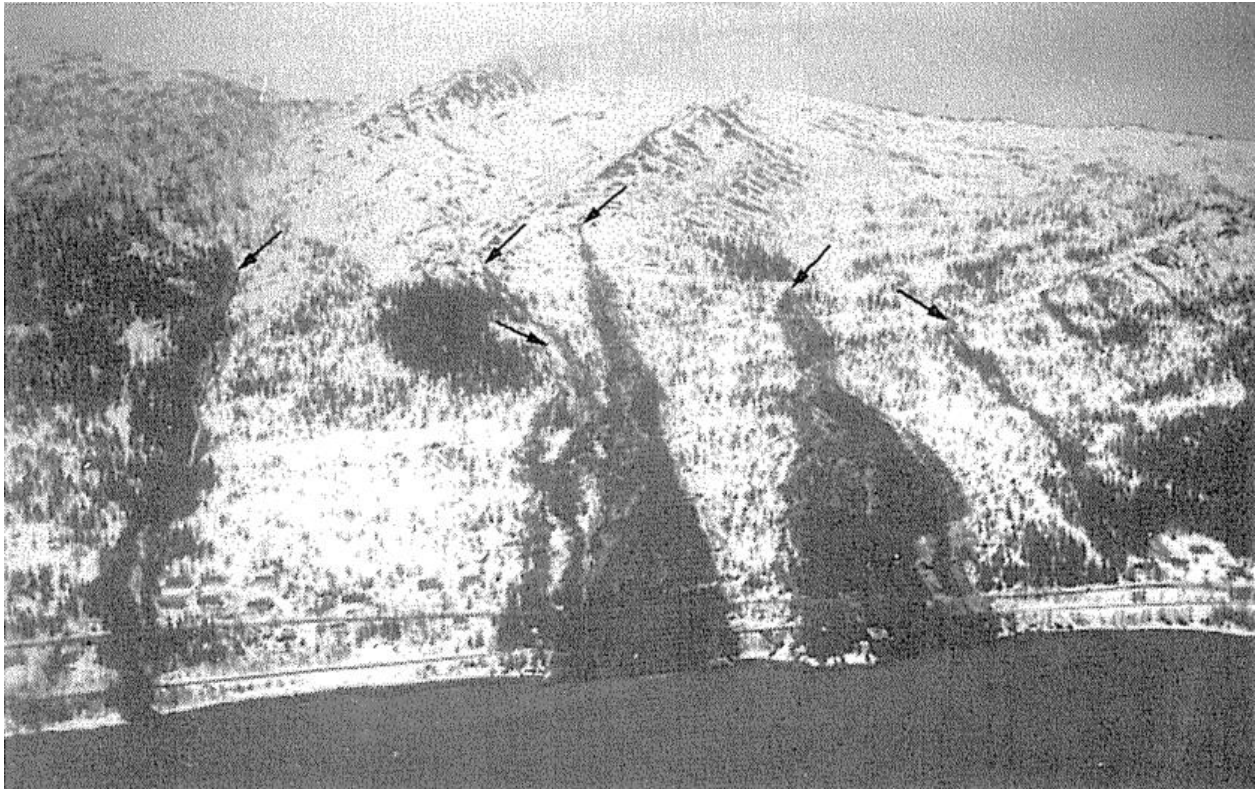
Sørpeskred forekommer i subarktiske regioner, Arktis og alpine regioner ved lavere breddegrader (Hestnes, 1997) som for eksempel lavere breddegrader i Europa, Sentral-Asia, Japan, New-Zealand og Nord- og Sør-Amerika (Figur 4). Generelt forekommer sørpeskred der det finnes et sesongbasert snødekke og der snøskred også utløses (Hestnes and Onesti, 1988).

Forskere fra flere nasjoner har for eksempel forsket på sørpeskred på Svalbard da det under snøsmelting og mye nedbør er store sjanser for utløsning grunnet kontinuerlig permafrost som hindrer drenering av vann ned i grunnen (Thiedig og Lehmann, 1973) fra (Eckerstorfer, 2012). Bortsett fra Norge og Svalbard, forskes det på sørpeskred i Finland (Clark and Seppälä, 1988), Island (Tómasson and Hestnes, 2000), Alaska (Onesti, 1985), Russland, USA, Japan (Anma et al., n.d.) og Alpelandene som Sveits, Italia Østerrike og Frankrike.



Figur 4: Geografisk fremstilling av områder som opplever sørpeskred (Hestnes and Onesti, 1988)

Gjennom historien er det gått flere fatale sørpeskred i Norge som har kostet mange menneskeliv. I Steira i Nesna gikk det et skred januar 1967 der to omkom og seks ble skadet, og fire hus og tre fjøs ble ødelagt. Sent i januar 1981 gikk det flere sørpeskred i Sjønesheia ved Mo i Rana (Figur 5) der fem personer døde og åtte ble hardt skadet. Tidlig i mars det samme året døde en skikjører i Kvam (Hestnes and Onesti, 1988).



Figur 5: Sørpeskred i en skråning i Sjønesheia, Rana, 27.-28.januar 1981. De to store sørpeskredene i senter av bildet drepte 5 personer. Pilene indikerer utløsningsområdene. Foto: O.I.Tysnes (Hestnes and Onesti, 1988).

I det 21.århundre er det allerede gått flere sørpeskred som har tatt liv. 16.mai 2010 omkom fire personer i Vefsn ved Mosjøen. De fire var i et reisefølge på åtte skigåere. Alle ble tatt av skredet, men fire klarte å komme seg ut av skredmassene før det var for sent (Norges geotekniske institutt NGI, 2010a). 16.januar 2011 gikk det to sørpeskred der hvert av dem drepte én person. En brøytebilsjåfør på 36 år omkom etter skredet ved Gyvatnet i Rogaland (Norges geotekniske institutt NGI, 2011b), mens en kraftverkstekniker på 58 år omkom i skredet ved Kvitingen i Hordaland (Norges geotekniske institutt NGI, 2011c). Senere den samme vinteren, 21.mars 2011, gikk et sørpeskred i Balestrand der to mennesker omkom, mann og kone, etter at huset deres ble tatt av skredet (Norges geotekniske institutt NGI, 2011d).

2 Teori

Skredbanen til sørpeskred kan, som andre skred, deles i tre områder: utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet. Utløsningsområdet begrenses øverst av skredets startpunkt der bruddet skjer. Skredløpet er den midtre delen av skredområdet, der skredet både legger fra seg og tar til seg skredmateriale. Utløpsområdet er den nederste delen av skredet hvor skredmaterialet avsettes (Lied and Kristensen, 2003).

I løpet av de tre områdene går skredet gjennom fem faser, henholdsvis utløsningen, mobilisering, desintegrasjon, dynamikk og deretter sedimentasjon. Utløsningen skjer naturlig nok i utløsningsområdet. Skredet mobiliseres et sted mellom utløsningsområdet og skredløpet. Desintegrasjonen og dynamikken foregår i skredløpet, og sedimentasjonen foregår i utløpsområdet (Sandersen, pers.komm. 2016). Da oppgavens hensikt omhandler hva som fører til utløsningen av sørpeskred, er det mest fokus på denne fasen og dette området. Det er også inkludert et avsnitt om skreddynamikk da dette er relevant for oppgaven. Sedimentasjonen/avsetningen i utløpsområdet er ikke tildelt et eget avsnitt, men nevnes underveis.

2.1 Hva bidrar til utløsningen av sørpeskred?

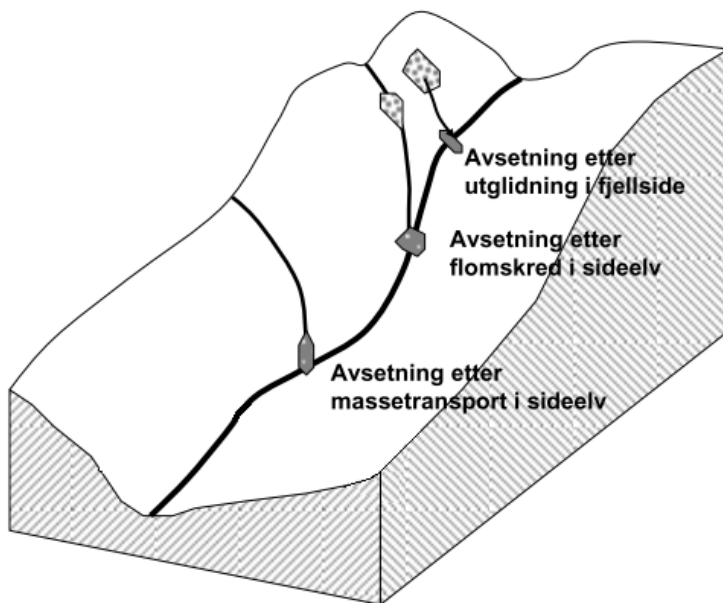
I de 5 neste delkapitlene vil det gjøres rede for hvor og hvilke forhold som er kritiske for utløsningen av sørpeskred.

2.1.1 Kritisk terreng

Terrengformene er essensielle for å identifisere utløsningsområder og hvilke vei skredet vil følge nedover fjellsidene. Terrengformene vil også påvirke rekkevidden av skredet (Hefre and Høydal, 2014) og vanngjennomstrømningen i snødekket (Gude and Scherer, 1999).

De fleste sørpeskred utløses i dreneringsløp som elve- og bekkekanaler, og grunne forsenkninger der vann samles i snødekket (Hestnes and Onesti, 1988; Hestnes, 1999; Norem and Sandersen, 2012). Skredutløsningen skjer da vanligvis nær uregelmessigheter i løpene. Uregelmessigheter kan være lokale gradientendringer, altså overgangssoner mellom brattere og slakere terreng, eller i tilknytning til kulper, stein eller liknende der vann samler seg og snødekket er svakt (Hestnes and Sandersen, 1987; Hestnes, 1997, 1985). Andre

uregelmessigheter er naturlige demninger som snøskredavsetninger, drivsnø og is som kan blokkere for den naturlige avrenningen langs dreneringsløpene slik at det skapes vannansamlinger (Figur 6) (Hestnes, 1999; Norem and Sandersen, 2012). Gude og Scherer (1995) mener at om dreneringsveiene er åpne eller ikke er mer avgjørende for utløsningen av sørpeskred enn meteorologiske forhold. Det kan også skje en oppbløting av snøen som ligger i fjellsiden ved for eksempel store mengder med regn eller at det danner seg nye og spontane kilder (Hestnes, pers.komm. 2015; Hestnes & Kristensen 2010). Oppbløtingen er en prosess der styrken til snødekket svekkes slik at snøen oppfører seg som væske. I tillegg til uregelmessigheter er permeabiliteten til underlaget en viktig faktor. Skredene utløses ofte på bart fjell og fjellterreng, og på tele og is som hindrer infiltrasjon av vann fra snødekket til grunnen (Hestnes and Onesti, 1988; Hestnes, 1999; Jaedicke et al., 2013). Dårlig drenering av snødekket får en også der bakken er jevn uten naturlige drenskanaler (Norem and Sandersen, 2012). I motsetning til snøskred vil glideflaten til et sørpeskred ofte være helt nede ved bakken. Dette gjelder også i hele skredbanen, da skredmassene som regel vil ha så stor erosjonskraft at all snø blir dratt med av skredmassene (Sandersen, pers.komm. 2016).

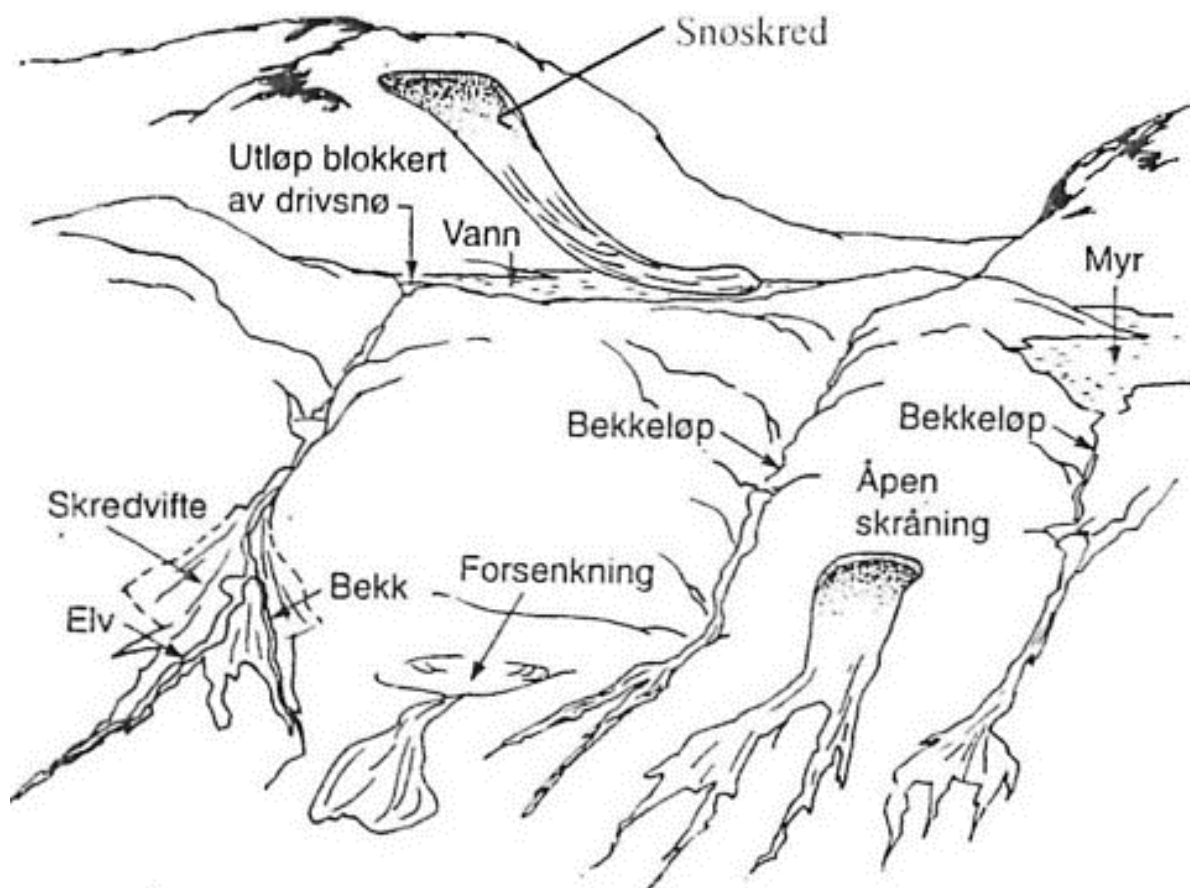


Figur 6: Alternative muligheter for å få avsatt naturlige demninger i drensløp (etter Sidle og Ochiai, 2006) (Norem and Sandersen, 2012).

Andre vanlige utløsningsområder er myrer (ofte hellende (Hestnes, 1985)), terrengforsenkninger, åpne skråninger, dyrket mark, beiteområder, vegetasjonskledte dalsider og ved innsjøer (Hestnes, 1999). Figur 7 viser vanlige utløsningsområder for sørpeskred. En undersøkelse av skredutløsning som en funksjon av blant annet grunnforhold viser at

skrånende fjelloverflater er typisk for utløsningsområder med høy skredfrekvens, mens det kreves mer vann for å utløse sørpeskred fra myrer med lav gradient og flattliggende områder (Hestnes et al., 1994). Sørpeskred utløses med andre ord i landskap og nedslagsfelt som er svært varierte både i størrelse, form og grunnforhold (Hestnes, 1985).

Hvilken eksposisjon skråningen har vil i stor grad påvirke snødekket med hensyn på innkommen kortbølget stråling fra sola og dominerende vindretninger i området. Om vinteren i arktiske breddegrader (over omtrent 55°) er sola for lavt på himmelen til at det gjør noen særlig forskjell. Om høsten og våren derimot er eksposisjonen viktig (Tremper, 2008). Hestnes (1998) fant at nedbørsfelt som ligger vendt mot sola har høyest sannsynlighet for å få utviklet sørpeskred i løpet av vårmeltingen.



Figur 7: Vanlige utløsningsområder for sørpeskred (Hestnes, 1999).

2.1.2 Klima

Klimaet i Norge er veldig varierende da landet strekker seg over 13 breddegrader. I tillegg fører terrenget til at det blir store lokale forskjeller over korte avstander (Meteorologisk Institutt, 1999a). Generelt er vinteren i store deler av Norge preget av et maritimt klima med milde temperaturer og mye nedbør. Kun de østlige delene av sørøst-landet og høylandet i Finnmark har et kontinentalt klima (Meteorologisk Institutt, 1999; Jaedicke et al. 2010).

Klimaforholdene vil i stor grad bestemme hvor ofte skred blir utløst (Hefre and Høydal, 2014). I maritime strøk kan sørpeskred opptre hele vinteren, særlig tidlig på vinteren da lavtrykksaktiviteten er størst med mye nedbør og varmfrontpassasjer. I kontinentale strøk er det vanlig med sørpeskred om våren ved varmluft/solinnstråling (Sandersen, pers.komm. 2016). Altså utløses sørpeskred i maritime strøk ved høye nedbørsrater, mens intensiv smelting om våren dominerer i kontinentalt klima (Hestnes, 1985).

2.1.3 Nedbør

Det er hovedsakelig tre typer nedbør som faller i Norge: frontnedbør, orografisk nedbør og bygenedbør. De grunnleggende mekanismene bak frontnedbør og orografisk nedbør er luft som heves og avkjøles, slik at fuktigheten kondenserer. Bygenedbør dannes lokalt av ustabil luft som setter opp vertikale luftstrømmer (Meteorologisk Institutt, 1999a).

De fleste fatale sørpeskredene i Norge er utløst som følge av høy syklonaktivitet fra Atlanterhavet. Lavtrykkene fører med seg varm og fuktig luft med høye vindhastigheter som gir høye nedbørsrater som følge av orografisk effekt og påfølgende smelting (Hestnes et al., 1987).

De aller fleste ekstremverdiene for nedbørsvarigheter som overstiger 6 timer er registrert på Vestlandet i en sone 20-40km øst for kystlinjen. Dette området er maksimumsone for årlig middelnedbør (average annual rainfall (AAR)) i Norge, med verdier som overstiger 3000mm/år ved noen stasjoner (Førland and Kristoffersen, 1989). De lokale variasjonene er store på grunn av det kupert terrenget (Harstveit, 1984). Maksimumsonen går langs kysten fra sørvest i Norge og opp til Lofoten. Daglig nedbørsverdier som overstiger 150mm er ikke uvanlig i denne sonen, mens verdier over 100mm i sørøstlige og østlige deler av landet, sammen med områder nord for Lofoten er veldig uvanlige (Førland and Kristoffersen, 1989).

Regn fungerer på to forskjellige måter avhengig av om snødekket har nådd isoterme forhold eller ikke, altså om snødekket er temperert og hele dekket har nådd 0°C. Før snødekket når 0°C vil regn frigi latent varme når regndråpene refryser, og vil på denne måten varme opp snødekket (Jaedicke et al., 2013). Oppvarming av snødekket gjennom frigjøring av latent varme skjer veldig fort. Vannet perkolerer ned gjennom snødekket og refryser når det kommer i kontakt med snø som fremdeles holder kuldegrader (Hock, 2014a). Betydelig dannelse av smeltevann foregår under isoterme forhold, der all energitilførsel vil føre til smelting av snødekket (Scherer et al., 1998) og der regnet kan akkumulere nederst i snødekket eller ved islag i snødekket og avgi varme på veien ned (Jaedicke et al., 2013).

2.1.4 Energibalansen

Hovedfaktorene som påvirker smelting av snø er vindhastighet, lufttemperatur, luftfuktighet (Hestnes and Bakkehøi, 2004; Hestnes, 1996) og nettostråling (Scherer et al., 1998). Om snødekket vil smelte er avhengig av om det finnes overskudd av energi. Energibalansen på snødekkets overflate er balansen mellom alle positive og negative energistrømmer til overflaten og er kontrollert av meteorologiske forhold og de fysiske egenskapene til snødekket (Hock, 2014a).

Energibalansen er definert som summen av alle energistrømmer på overflaten (Hock, 2014a) (Figur 8):

$$Q_M = Q_N + Q_H + Q_L + Q_G + Q_R \dots \quad 2 - 1$$

Q_M =energi tilgjengelig for smelting

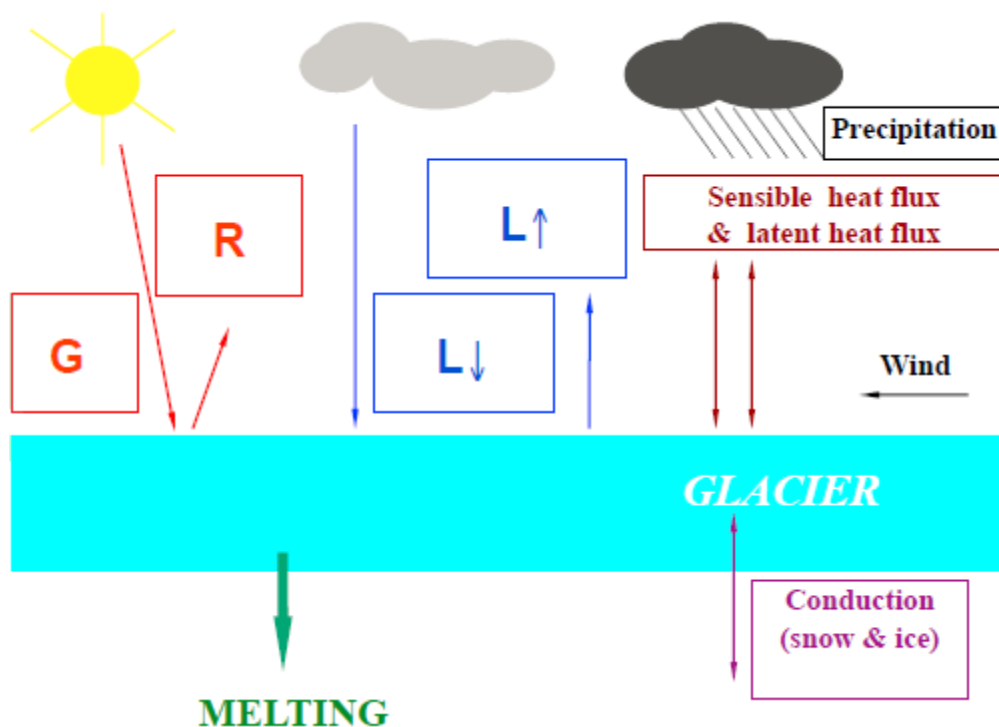
Q_N =nettostråling

Q_H =sensibel varmemestrøm

Q_L =latent varmemestrøm

Q_G =varmemestrøm fra bakken

Q_R =varmemestrøm fra regn



Figur 8: Komponentene som inngår i energibalansen på et is-/snødekke (Hock, 2014b).

Nettostråling er balansen mellom kort- og langbølget stråling. Innkommen kortbølget stråling varierer i rom og tid. Den er 0 om natta og høy i løpet av dagen, lav i tåke og høy under klar himmel. Kortbølget stråling deles inn i direkte og diffus stråling (Hock, 2014a). Direkte stråling er stråling som treffer jordoverflaten direkte og er kontrollert av helning, eksposisjon og solgeometrien. Direkte stråling øker med minkende innfallsvinkel, økende transmissivitet (forholdet mellom strålingen som treffer en flate og andel stråling som slipper gjennom flaten i en gitt vinkel - påvirket av vulkaner, forurensing, skyer) og økende høyde over havet. Diffus stråling er direkte stråling som spres i atmosfæren av molekyler og partikler (Stull, 2001). Utgående kortbølget stråling er en funksjon av albedo (α) som er forholdet mellom innkommen og reflektert stråling, altså refleksjonsevnen til snødekket. En albedo på 0 indikerer ingen refleksjon, mens 1 tilsier en total refleksjon der all stråling sendes tilbake. Albedoen for snø er typisk fra 0.5 til 0.95. Albedoen kontrolleres av overflateegenskaper som kornstørrelse (økende kornstørrelser fører til lavere albedo), vanninnhold (økende vanninnhold minker albedoen), hvor forurenset snødekket er og strukturen og teksturen til snødekket. Altså minker albedoen i løpet av smeltesesongen som forårsaker positiv tilbakekoblingseffekt for smeltingen (Gude and Scherer, 1999).

Innkommen langbølget stråling er utstrålt fra atmosfæren, hovedsakelig fra vanndamp, CO₂ og ozon, og er en funksjon av lufttemperatur og luftfuktighet. Utgående langbølget stråling sendes ut fra snøens overflate og er en funksjon av temperaturen til overflaten og kan beregnes med Stefan-Boltzmanns lov. Nettostråling kan både være negativ og positiv. I løpet av natten, når innkommen kortbølget stråling er 0, vil nettostråling kun avhenge av langbølget strålingsbalanse (Hock, 2014a).

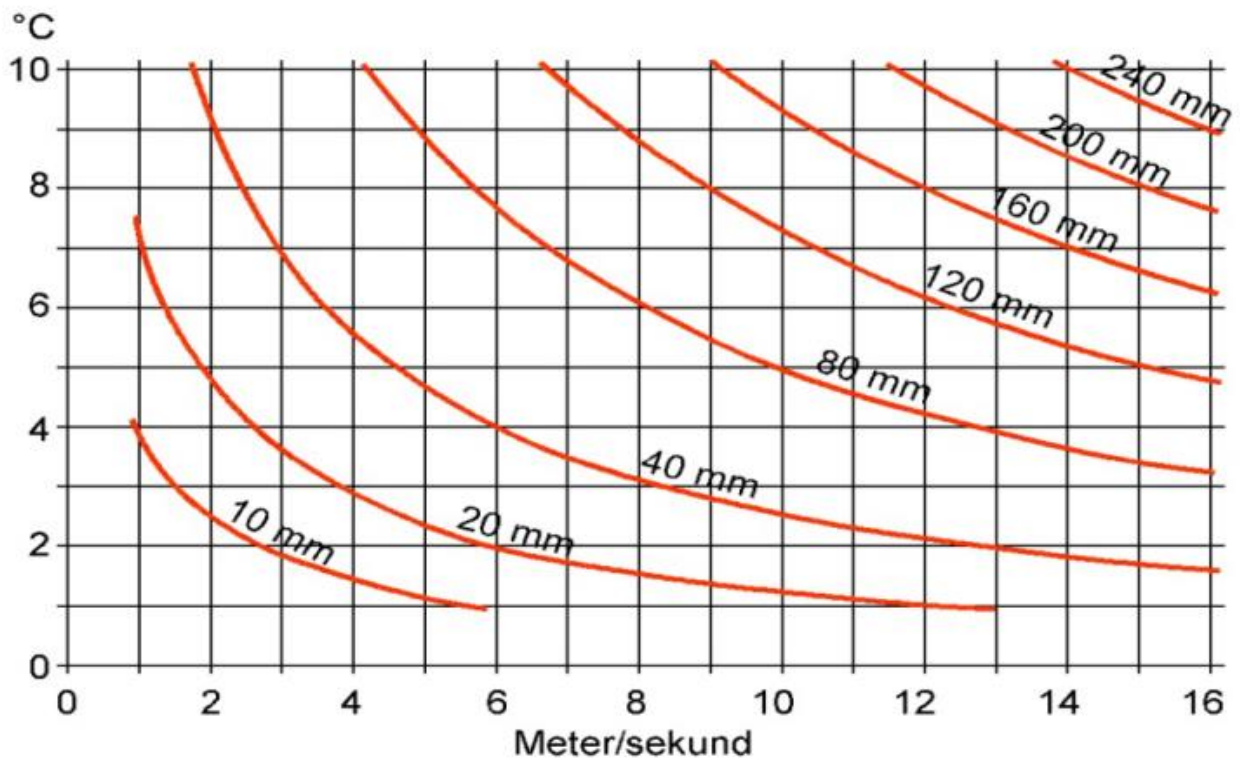
Sensibel og latent varmemestrøm omtales sammen som de turbulente varmemestømmene. De turbulente varmemestømmene er bestemt av temperatur- og fuktighetsgradientene mellom lufta og snøoverflaten og av vindhastigheten. Under faseendringer vil latent varme frigjøres eller konsumeres (Hock, 2014a). Den sensible varmemestømmen er viktig da stråleparameteren begrenses av astronomiske faktorer og albedo (Scherer et al., 1998). Stråleparameteren i dårlig vær med tungt skydekke vil være liten sammenliknet med de turbulente varmemestømmene (Hestnes et al., 1987). Da både vindhastigheten og lufttemperaturen kan variere lokalt, kan dette føre til store variasjoner i sensibel varmemestrøm i tid og rom. En situasjon med høye lufttemperaturer (>10°C) og høye vindhastigheter (>10m/s) kan resultere i sensible verdier høyere enn nettostrålingen i løpet av forhold med klart vær nær sommersolverv (Gude and Scherer, 1999).

Varmestrømmen fra grunnen, Q_G , og regnet, Q_R , bidrar i mindre grad eller er uvesentlige, da det er lite energi i regnet (Hock, 2014a; Harstveit 1984).

Globalt bidrar nettostrålingen vanligvis med over 90% av energien tilgjengelig for smelting. De turbulente varmemestømmene er viktigst i maritime regioner, der de kan bidra med over 50% av energien (Hock, 2014a). Lufttemperaturen kan gi en indikasjon på smeltesraten da den ofte samsvarer både med nettostrålingen og den turbulente varmemestømmen (Harstveit, 1984). Temperaturer over 0°C er en forutsetning for utløsning av sørpeskred (Hestnes, 1985).

Snøsmelting som kun forårsakes av energitilførsel fra nettostråling kan være tilstrekkelig for å starte et sørpeskred, men smeltevannsproduksjonen vil være langt større hvis man legger til den sensible varmemestømmen (Scherer et al., 1998). Den sensible varmemestømmen er en funksjon av temperaturgradienten og vindhastigheten (Hock, 2014a). Figur 9 viser effekten vinden har på snøsmeltingen og hvordan smeltesraten øker med økende temperatur og vindhastighet. Norges maritime klima kan oppleve varme perioder i løpet av vinteren som forårsakes av store lavtrykkssystemer fra sør etterfulgt av økende vindhastigheter og ofte en

invers temperaturprofil. Dette fører til høye smelterater (Hestnes and Onesti, 1988; Jaedicke et al., 2013).



Figur 9: Smelterate i mm vannekvivalent per dag som en funksjon av temperatur, vindhastighet og 100% relativ fuktighet (Hestnes et al., 1987).

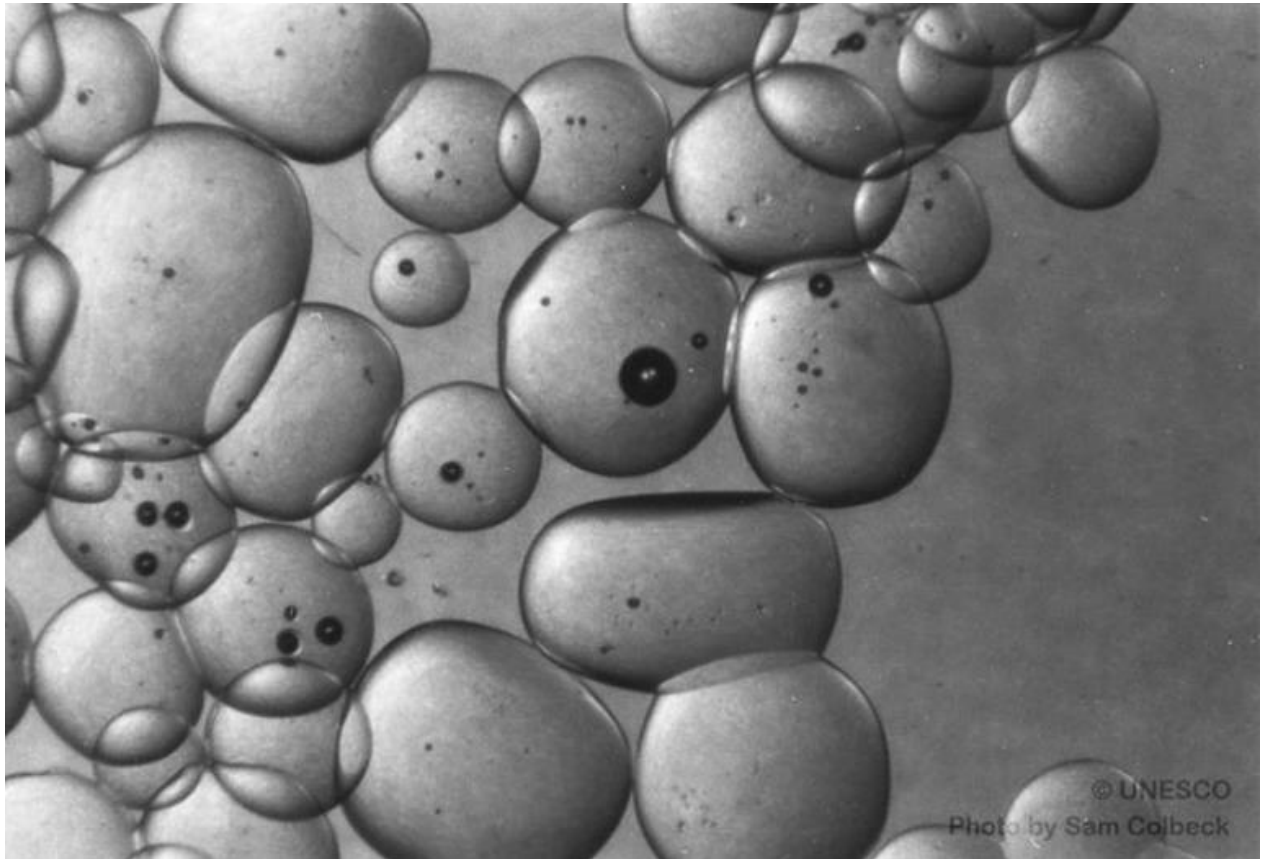
Temperaturinversjon er et fenomen der temperatursituasjonen er reversert, da temperaturen øker med høyden istedenfor å synke. En inversjon er av stor betydning da vertikale luftbevegelser hemmes. Det er flere prosesser som fører til inversjon: 1) stråleinversjon, som forårsakes av kjølige klare netter med lite vind der netto langbølget stråling er negativ slik at den lavereliggende lufta kjøles sterkere ned enn den høyereliggende lufta, 2) frontalinversjon, når en varmfront legger seg over kald luft og overgangen separerer varme og kalde luftmasser, og 3) synkeinversjoner, som dannes når et synkende luftlag varmes opp og komprimeres, der det øvre luftlaget har sunket lengst og blir varmest. Da nedsynkingen ikke alltid går helt ned til bakken, kan basen for inversjonen være flere hundre meter over havet (Aguardo and Burt, 2010).

Fønvind kan bidra til sterk snøsmelting på grunn av høye hastigheter og høye lufttemperaturer. Fønvind er vind i synoptisk skala (storskala værssystemer, størrelsesorden $\geq 1000\text{km}$) som strømmer ned fjellsider, varmes opp ved kompresjon og fører til varm, tørr og

klar luft til nærliggende områder. Fønvind forårsaker varme forhold til store deler av Nord-Europa i løpet av vinteren, da de som regel forekommer denne sesongen (Aguardo and Burt, 2010).

2.1.5 Snødekkets stabilitet

Utviklingen av snødekket, dets tekstur og struktur, avhenger av nedbør, vind, temperatur og lengden på vinterperioden (Hestnes et al., 1987). Teksturen og strukturen er avgjørende for stabiliteten til et snødekke. Strukturen sier noe om lagdelingen i snødekket, mens teksturen sier noe snøkornene i hvert enkelt lag. Stabiliteten til snødekket i løpet av rask vannivåøkning er nært relatert til teksturen og strukturen til snødekket (Hestnes and Bakkehøi, 2004). Snødekket har en kritisk struktur og tekstur når stratigrafien til snødekket inkluderer ustabile lag bestående av grove eller fasetterte krystaller, begerkrystaller og kantkornet snø, eller nysnø (Lied and Kristensen, 2003). Intenst regn på kohesjonsløs nysnø er et av de mest kritiske forholdene for utløsning av sørpeskred (Hestnes, 1985). Disse lagene er de mest ustabile fordi de grove krystallene og den lette nysnøen med lav tetthet raskere vil omvandles til runde sørpekrystaller, der det er fritt vann mellom krystallene, i forhold til krystallene i andre mer stabile lag (Hestnes 1996) (Figur 10). Lagdelte snødekker med løs grovkornet snø med begerkrystaller i bunnen gir de beste betingelsene for store sørpeskred, spesielt i vårløsningen da det er stor tilgang på vann. Vann drenerer lettere i grovkornet enn i finkornet snø som hindrer god drenering (Conway et al., 1988; Hestnes, 1999).



Figur 10: Krystallstrukturen i sørpe er oppløst slik at iskrystallene er omgitt av fritt vann og ikke har noen forbindelser til hverandre. Foto: Sam Colbeck, UNESCO.

Vintre med forholdsvis lite snø (~0.5m) og kulde i lange perioder kan føre til dannelse av begerkrystaller (Norges geotekniske institutt NGI, 2010a). Snø isolerer veldig godt på grunn av forholdsvis lav termisk konduktivitet. Dette gjør at grunnen under snøen har en temperatur tilnærmet frysepunktet uavhengig av lufttemperaturen. Når lufttemperaturen er kald vil det settes opp en temperaturgradient i snødekket der lavere lufttemperatur fører til en brattere gradient. Den varmere luften nær bakken holder på mer vanndamp enn den kalde, som fører til at det settes opp en damptrykkgradient. Damptrykkgradienten fører til at vanndamp transporteres oppover i snødekket slik at et svakt kohesjonsløst lag med fasetterte og kantkornete krystaller og/eller begerkrystaller dannes (Perla and Martinelli, Jr., 1975; National Avalanche Center, 2008; Tremper, 2008; Lied and Kristensen, 2003). Prosessen kalles kinetisk (konstruktiv) metamorfose eller oppbyggende omvandling, og kan også forekomme mellom ulike lag i snødekket. Temperaturgradienten i snødekket må være på minst $-10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ for at disse kritiske krystallene skal kunne dannes (Hestnes et al., 2010). Langvarige perioder med lave temperaturer er uvanlig i maritimt klima, men kan forekomme som høytrykksblokker (Hestnes, 1985). Steiner i snødekket kan føre til økt dannelse av beger- og fasetterte

krystaller. Stein har høyere konduktivitet enn snø og leder varme fra grunnen til overflaten mer effektivt. I tillegg har snøen en tendens til å være tynnere rundt steiner (Tremper, 2008).

Snødekker med harde lag som is- og skarelag er vanligvis stabile (Hestnes, 1999). Is- og skarelag er forårsaket av mildvær med smelting i overflaten og senere overgang til frost (Lied and Kristensen, 2003). Den andre måten det dannes islag er ved regn. Hvis snøoverflaten holder en temperatur under 0°C, vil regnet fryse på overflaten til et islag. Hvis overflatetemperaturen heves til 0°C i løpet av høye nedbørsrater blir vannet absorbert av snødekket. Strømningshastigheten av vannet gjennom snødekket avhenger av teksturen og strukturen til snødekket, temperaturen, og mengden tilgjengelig vann. Vannet perkolerer nedover til det enten fryser eller blokkeres av et hardt lag (eks. is- eller skarelag) der det spres ut (Perla and Martinelli, Jr., 1975).

Dannelse av overflateis i bekker, elver og innsjøer fra grunnvann og overflatevann kan også ha en viktig effekt. Dannelsen av overflateisen skjer ofte før snøen har lagt seg og går mye raskere når temperaturene er veldig lave; jo kaldere temperaturer, jo forttere skjer prosessen der is blir dannet. Både islag i snødekket og overflateis som er dannet rett på bakken fører til hemmet drenering i snødekket (Taurisano, pers.komm. 2016).

Is- og skarelag fører til et endret gjennomstrømningsmønster for smeltevann. Conway og Benedict (1994) har gjort studier på infiltrasjon av vann på snø i maritime snødekker. De fant at den lokale infiltrasjonen er mye raskere enn den gjennomsnittlige infiltrasjonen da vannet fulgte lokaliserte kanaler. Væteprosessen var sterkt påvirket av stratigrafien. Der snødekket inneholdt flere islag ble den vertikale strømmingen hindret og avledet lateralt i flere timer på hvert lag. Da snødekket var mer eller mindre homogent trengte vannet ned til bunnen raskere (Conway and Benedict, 1994).

2.2 Skreddynamikk

Etter sørpeskredet er utløst, har mobilisert og snødekket er desintegrert, kan man begynne å snakke om at skredet har dynamikk. Sørpeskred er en blanding av vann og partikler som snø, stein og jord. Innholdet av vann har stor betydning for dynamikken og fører til at skredet får høy mobilitet. I kun vann er materialbevegelsen styrt av hydrodynamiske lover, mens det i en strøm som også inneholder snø, stein eller jord forklares partikkelbevegelsene av granulær dynamikk. Da sørpeskred er en blanding av både vann og partikler vil dynamikken styres av

begge prosessene. Partikkelinnholdet i sørpeskred er omtrent 40-70% i forhold til totalt volum (Norem and Sandersen, 2012).

Et sørpeskred kan utvikle seg på flere måter. En mulighet er at sørpeskredet oppfører seg som en retrogressiv strøm. En retrogressiv strøm er når skredet ikke løsner øverst i bassenget først, men renner ut der gradienten er størst for deretter å utvikle seg bakover. Dette er en skredprosess som forekommer i svakt hellende bassenger. Under retrogressiv utløsning kommer massene ofte i bølger. Friksjonen langs bunnen gjør at bakenforliggende skredmasser ofte tar igjen de forreste (Hestnes et al. 2011). En pluggstrøm er når alle massene går til brudd samtidig (Hestnes, pers.komm. 2015).

Det er ikke gjort mange studier på skreddynamikken da det er vanskelig og kostbart å organisere og gjøre feltobservasjoner av sørpeskred (Bozhinskiy and Nazarov, 1998), og det kan være farlig å jobbe i utløsningssonen (Jaedicke et al., 2008). Gjennom blant annet modelleringer, eksperimenter og fotogrammetri kan man få et innblikk.

Russiske Bozhinsky og Nazarov (1998) har skrevet om en matematisk modell og behandler sørpeskred som en strøm bestående av to lag; ett vannlag under et øvre lag av vannmettet snø. Også Norem og Sandersen (2012) ser på sørpeskred med et nedre lag bestående av vann, der snø og is med lavere tetthet flyter oppå. Det dannes derfor et vannsjikt nær bakken med lavere viskositet enn resten av skredmassene. På grunn av dette vannsjiktet mot bakken vil de fleste sørpeskredene holde høy hastighet og ikke stoppe opp før de når frem til en horisontal flate (Norem and Sandersen, 2012).

Jaedicke med flere gjennomførte et eksperiment med et kunstig sørpeskred ned en fallrenne i Davos i Sveits. De kom frem til at friksjonen mot underlaget og de mekaniske kreftene (impact forces) i sørpeskred er høyere enn for tørrere flytende snøskred under liknende størrelse og hastighet. Et vannlag under den turbulente strømmen av snø og vann ble ikke observert (Jaedicke et al., 2008).

Scherer med flere gjorde en fotogrammetrisk analyse av et sørpeskred i Kärkevagge i Nord-Sverige. Kvantitative resultater viser at skredet går i pulser med økende hastigheter og lavere viskositet ettersom skredbanen blir jevnere og fri for snø (Scherer et al., 2000). Bredden på et sørpeskred kan være mange ganger bredere enn elveløpet (Washburn and Goldthwait, 1958).

Svingninger i elva kan endre dynamikken til skredet. Svingninger skaper endringer i hastighet og flyte høyde til strømmen. Om strømmen har høy nok hastighet i en sving vil den kunne fortsette rett frem eller endre løp. Det vil være store forskjeller på hvor høyt en strøm har nådd opp i sideveggene om elva svinger. For å kunne vurdere hvilke vei et skred vil følge etter en sving vil det være hensiktsmessig å analysere det lokale terrenget (Hestnes, pers.komm. 2015). Oppskylling og endringer i hastighet og flyte høyde kan beregnes ved hjelp av dynamiske skredmodeller (Issler et al., 2010). Selv om svingninger i løpet skaper endringer i hastighet, avgjøres farten i stor grad av topografien i skredløpet.

3 Materialer og Metoder

3.1 Introduksjon av feltområder

De to feltområdene som skal undersøkes er nedbørsfeltene til Flesjaelvi i Tuftadalen, Balestrand i Sogn og Fjordane og Storelva i Manndalen i Troms (Figur 11). Feltområdene er lokalisert i deler av landet som er utsatt for sørpeskred, der flere hendelser har ført til omkomne og skader på infrastruktur og bebyggelse. Avstanden mellom feltområdene er valgt for å gjøre oppgaven relevant for ulike deler av Norge. I tillegg er områdene valgt på bakgrunn av at de ikke har samme klima og fordi sørpeskredene i disse områdene er forekommet i løpet av forskjellige sesonger. På denne måten vil skredene være utløst som følge av kombinasjoner av forskjellige meteorologiske årsaker.



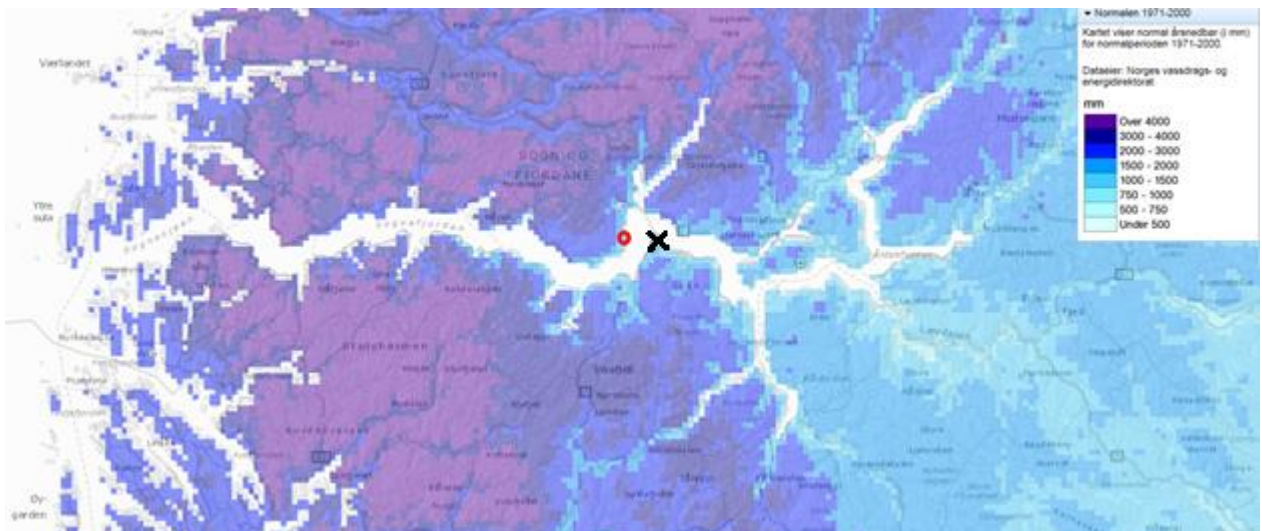
Figur 11: De blå ringene markerer lokalitetene til feltområdene Tuftadalen i Sogn og Fjordane og Manndalen i Troms (norgeskart, 2015).

3.1.1 Tuftadalen

Geografi og topografi

Tuftadalen er en dal i Balestrand kommune i Sogn og Fjordane og ligger ved midtre del av Sognefjorden (Figur 12). Balestrand er en typisk vestlandskommune med dype fjorder og høye fjell. Ned Tuftadalen renner elva Flesjælvi. Flesjælvi er 5 km lang og får vann fra et nedbørsfelt som har en høydeforskjell på 700m fra Sognefjorden og opp til ytre grense. Nedbørsfeltet dekker omtrent 4km², har en østlig eksposisjon og en gjennomsnittlig helning på omtrent 10°. Nedbørsfeltet består av skog, gårdsbruk, myrområder og åpne områder. Dalsidene på sørsiden av Tuftadalen er bratte og ligger for det meste i skyggen gjennom dagen. På nordsiden er dalen flatere, har en sørlig eksposisjon og mottar ettermiddagssola.

I fjellsidene i Balestrand er det mange botner, kløfter og gjel som gir opphav til skred. Flom- og sørpeskred er de skredtypene som utgjør den største skredfaren i Balestrand kommune. Dette skyldes både topografi og klima (Hefre and Høydal, 2014).



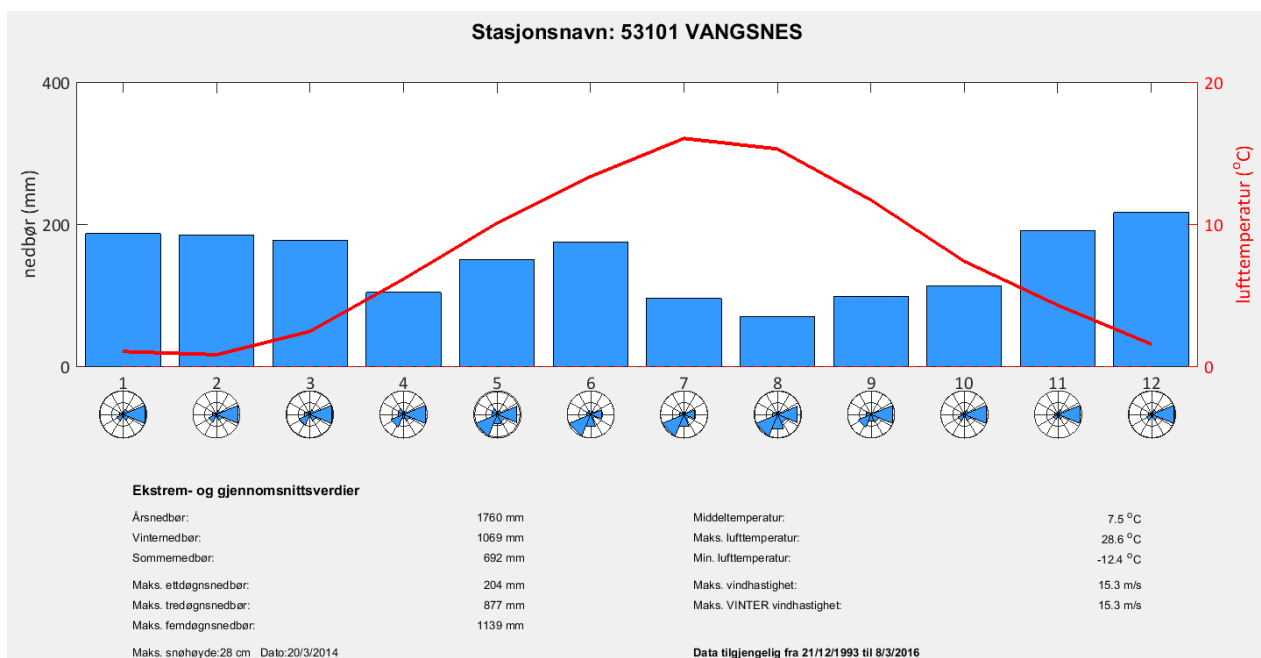
Figur 12: Tuftadalen er utsatt for et maritimt klima med høye nedbørsvater basert på normal årsnedbør for perioden 1971-2000. Tuftadalen er markert med rødt, og Vangsnes stasjon med kryss. Kilde: seNorge. Eier: Norges vassdrags- og energidirektorat.

Klima

Balestrand ligger et stykke fra kysten, men Sognefjorden sørger for et mildt maritimt klima i lavlandet (Figur 12). Fjellene har et alpint kontinentalt vinterklima som fører til dannelsen av

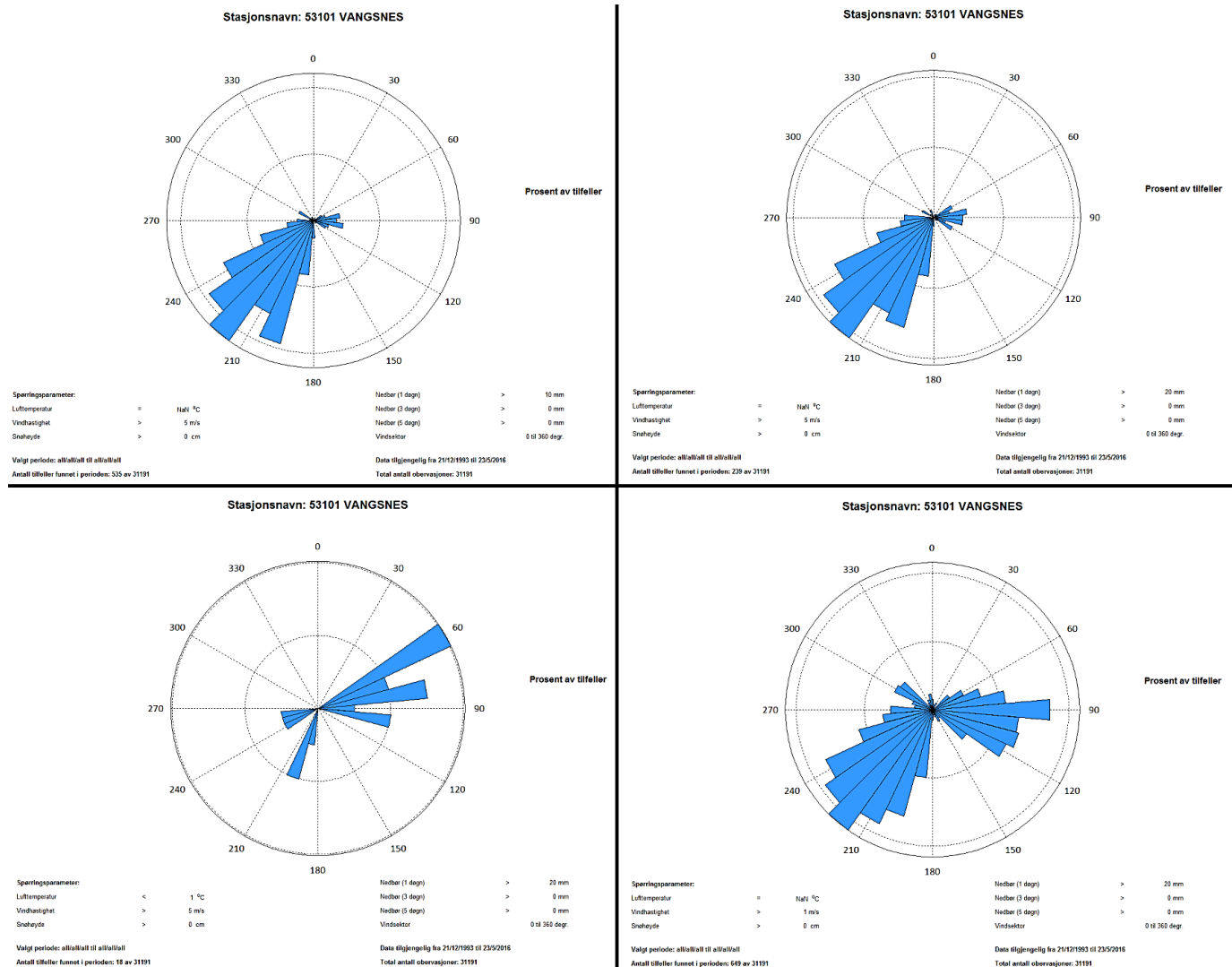
et annet snødekke enn i lavlandet. Fjellområdene vil motta mer nedbør som fører til store snømengder da det er lavere temperaturer her.

En oversikt over gjennomsnittlige verdier og værparametere for Tuftadalen ved Vangsnes stasjon (49m.o.h. (meter over havet)) er gitt i Figur 13. Årsnedbøren er på 1760mm, der vinternedbøren står for 1069mm. Maks snødybde ved stasjonen er 28cm. Hovedvindretningen er fra øst fra september til april, og fra sørvest i juni og juli. Mai og august har skiftende vindretninger, både østlige og sørvestlige. Gjennomsnittstemperaturen er 7.5°C. Den maksimale vindhastigheten er på 15.3m/s. Hefre og Høydal (2014) mener en slik kombinasjon; milde vintre og høy årsnedbør der mesteparten kommer i vintermånedene, gjør Balestrand særlig utsatt for sørpeskred.



Figur 13: Klimaoversikt for Vangsnes registrert i perioden fra 21.12.1993 til 08.03.2016.

En bedre oversikt over vindforholdene under dager med nedbør er vist i Figur 14. I de fleste tilfeller der temperatur ikke er angitt er vindretningen hovedsakelig fra sørvest. Når temperaturen er under 1°C, vindhastigheter over 5m/s og nedbørsmengde på over 20mm, er hovedvindretningen mellom øst og nordøst. I tilfeller der lufttemperaturen ikke er definert, vindhastigheten er over 1m/s og nedbørsmengden over 20mm, er hovedvindretningen fra sørvest, men også i en del tilfeller fra øst.

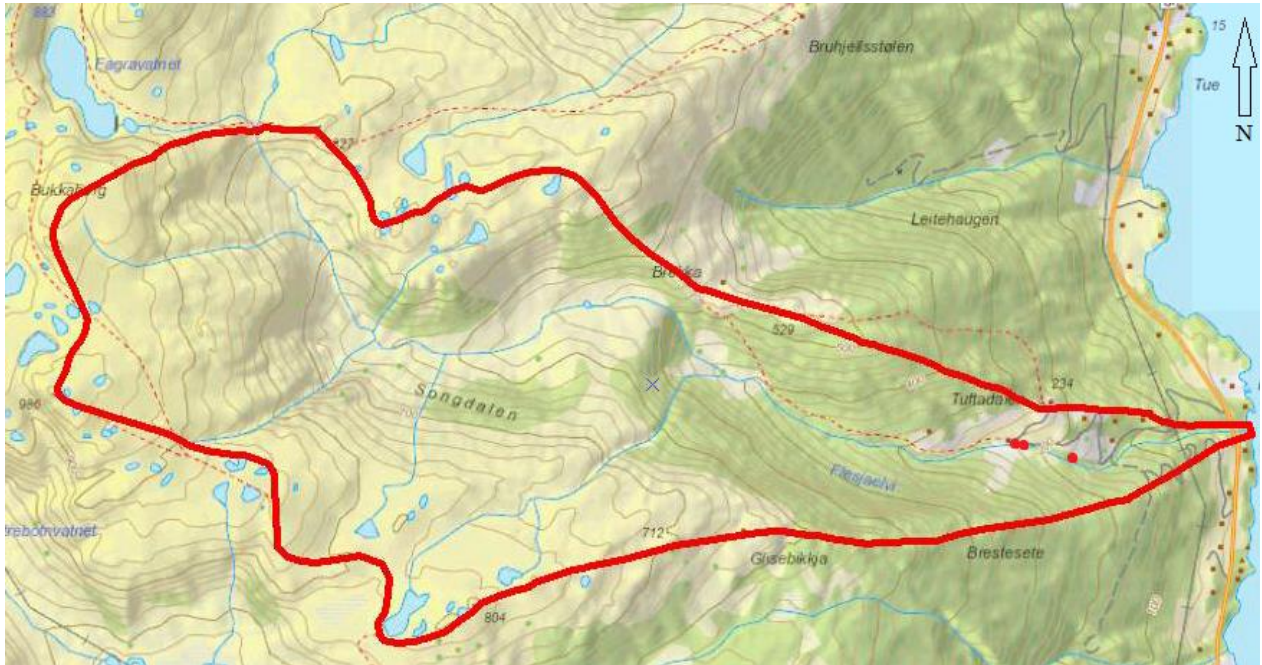


Figur 14: Vindroser ved nedbør for forskjellige lufttemperaturer, vindhastigheter og nedbørsmengder. Totalt er det 31191 hendelser i perioden 21.12.93 til 23.05.2016. Øverst til venstre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 10mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 535. Øverst til høyre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 20mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 239. Nederst til venstre: lufttemperatur mindre enn 1°C, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 20mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 18. Nederst til høyre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 1m/s og nedbør over 20mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 649.

Tidligere hendelser

Mye regn og høye temperaturer i slutten av mars 2011 førte til flere flommer, skred og sørpeskred på Vestlandet. Ett av sørpeskredene gikk 21. mars kl. 20.20 i Flesjælvi der en kvinne (55) og en mann (60) døde da huset deres ble knust og tatt av skredet. Huset som ble tatt lå inntil elva 200m.o.h (Figur 15). Det var mildvær med lokalt svært mye regn under skredet og dagene før, med nedbør som målte fra 56.1mm (siste 24 timer på Vangsnes stasjon, 5 km øst for skredet) til 100mm på flere nærliggende værstasjoner. I tillegg tilsvarte en

lufttemperatur på +3°C i utløsningsområdet og en vindhastighet på 12m/s tilsammen 60mm smelting. Det sannsynlige utløsningsområdet var en utflating like ovenfor et bratt parti 525m.o.h. (Norges geotekniske institutt NGI, 2011d).



Figur 15: Kart over Tuftadalen. Nedbørsfeltet er rammet inn i rødt. De tre røde punktene viser hvor bygninger er tatt av tidligere sørpeskred. Det øverste punktet representerer huset tatt i mars 2011. Punktet like under og noen meter nedenfor representerer to kvernhus som ble tatt av elva en gang mellom 1800 og 1985, omtalt i Urtegaards (1991) bygdebok.

Statens vegvesen mener flere mindre snøskred har demt opp elva slik at disse massene kunne samle opp smeltevann og regnvann og til slutt løsne. Geoteknikerne fra Norges Geotekniske Institutt (NGI) mener snølaget som lå i det flatere området rundt elva har blitt gjennomvått, for deretter å gli ut, og i tillegg så de ikke spor etter snøskred som var gått helt ned til elveløpet (NRK, 2011a).

Nedbørsfeltet til Flesjælvi har en naturskadehistorikk som er omtalt i Bygdebok for Balestrand (Urtegaard, 1991). I bygdeboka går det fram at det på samme tomte som bolighuset som ble tatt av skredet i 2011 sto, har det tidligere stått et kvernhus som "vart teki av elvi" (Figur 15). Et annet kvernhus noe lenger ned ble også tatt av elva. Det er uvisst om de to kvernhusene er tatt under samme skredhendelse. Skredet/skredene gikk en gang mellom 1800 og 1985, så dateringen er usikker.



Figur 16: I 1928 gikk det sørpeskred i både Eselvi, Skåsheimselvi og Sandegrovi (markert med blå ringe). Flesjaelvi er markert med rød ring for å vise hvor nære skredene gikk Flesjaelvi (Norgeskart, 2016).

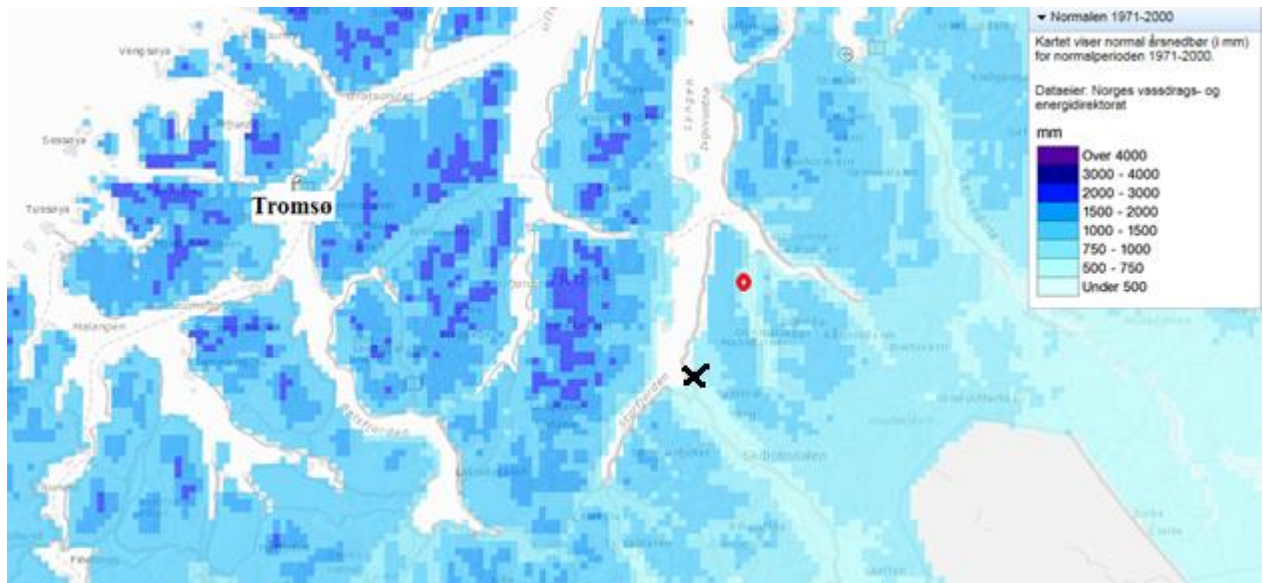
Det har gått flere tidligere sørpeskred i området. 22.februar 1871 gikk det et skred ned Skåsheimselvi som ligger mellom Balestrand og Tuftadalen (Urtegaard, 1991). 8. og 9. februar 1928 gikk det 17-18 små og store sørpeskred ned Skåsheimselvi som krevde 5 menneskeliv. På samme tid gikk det også sørpeskred ned Sandegrovi som raserte Sande gård. I tillegg gikk et skred på Ese. Heldigvis gikk ingen menneskeliv tapt verken på Sande gård eller Ese (Starheim, 2011;Hefre & Høydal 2014;Dannevig et al. 2013) (Figur 16).

3.1.2 Manndalen

Geografi og topografi

Manndalen er en dal i Kåfjord kommune i Troms, omtrent 65km øst for Tromsø, på østsiden av Nordnesfjellet (Figur 17). Troms er Norges nest nordligste fylke og Manndalen ligger derfor langt nord på 69.5 breddegrad. I underkant av 4km sør for E6 øverst i Manndalen har Storelva utløp i vannet Vatnet. Storelva er 2.1km lang og får vann fra et nedbørsfelt som har en høydeforskjell på 1035m fra Vatnet og opp til ytre grense. Nedbørsfeltet dekker omtrent

1.2km², har en østlig eksposisjon og en gjennomsnittlig helning på 19°. Nedbørsfeltet består av skog og åpne områder. Manndalen er utsatt for flere typer skred, som jord-, flom-, sørpe-, fjell- og leirskred og steinras. Senest i september 2015 måtte 15 personer flytte fra Storhaugen i Manndalen på grunn av stor fare for steinras.



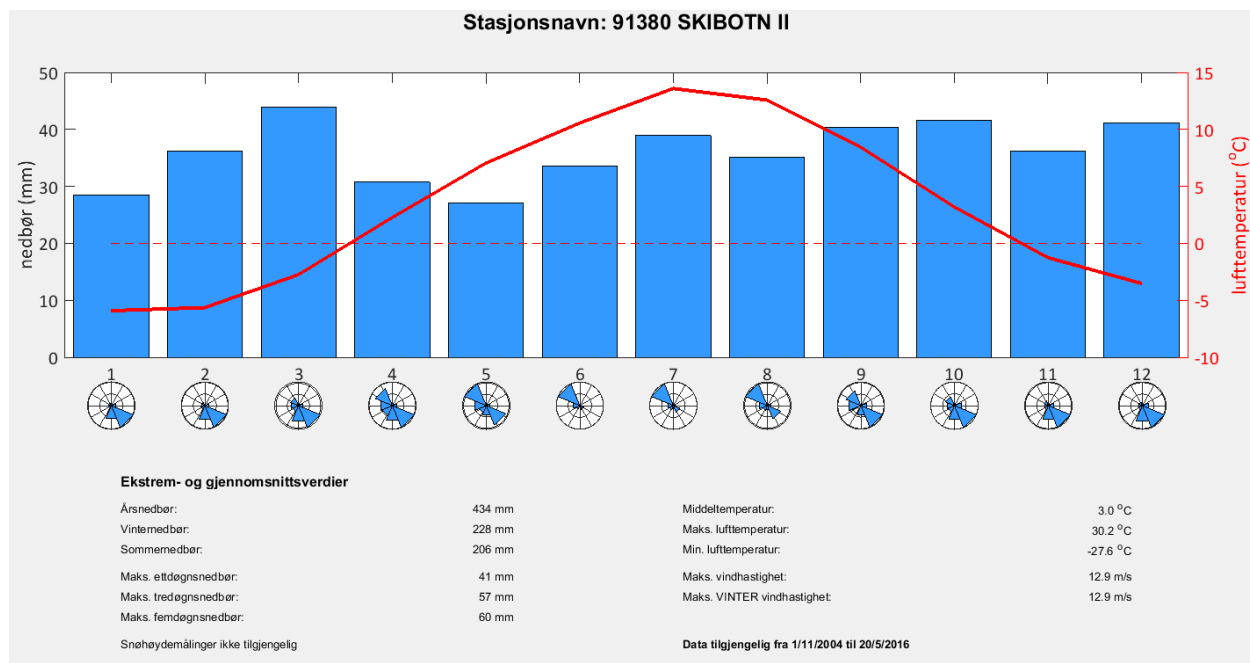
Figur 17: Manndalen er preget av et kontinentalt klima da dalen ligger i le av Lyngsalepene (til venstre for Manndalen). Storelvas utløp i Manndalen er markert med rødt og Skibotn 2 med kryss. Kilde: seNorge. Eier: Norges vassdrags- og energidirektorat.

Klima

Klimaet i Troms er preget av den høye breddegraden, nærheten til Norskehavet og Golfstrømmen i vest (Walberg and Devoli, 2014). Manndalen er skjermet bak Lyngsalpene, og opplever et kontinentalt klima (Figur 17). Den høye breddegraden får konsekvenser for solinnstrålingen. I Manndalen er det midnattssol fra 18.mai, og fra 27.november er det mørketid frem til 15.januar (basert på Tromsø med omtrent samme breddegrad (69°)).

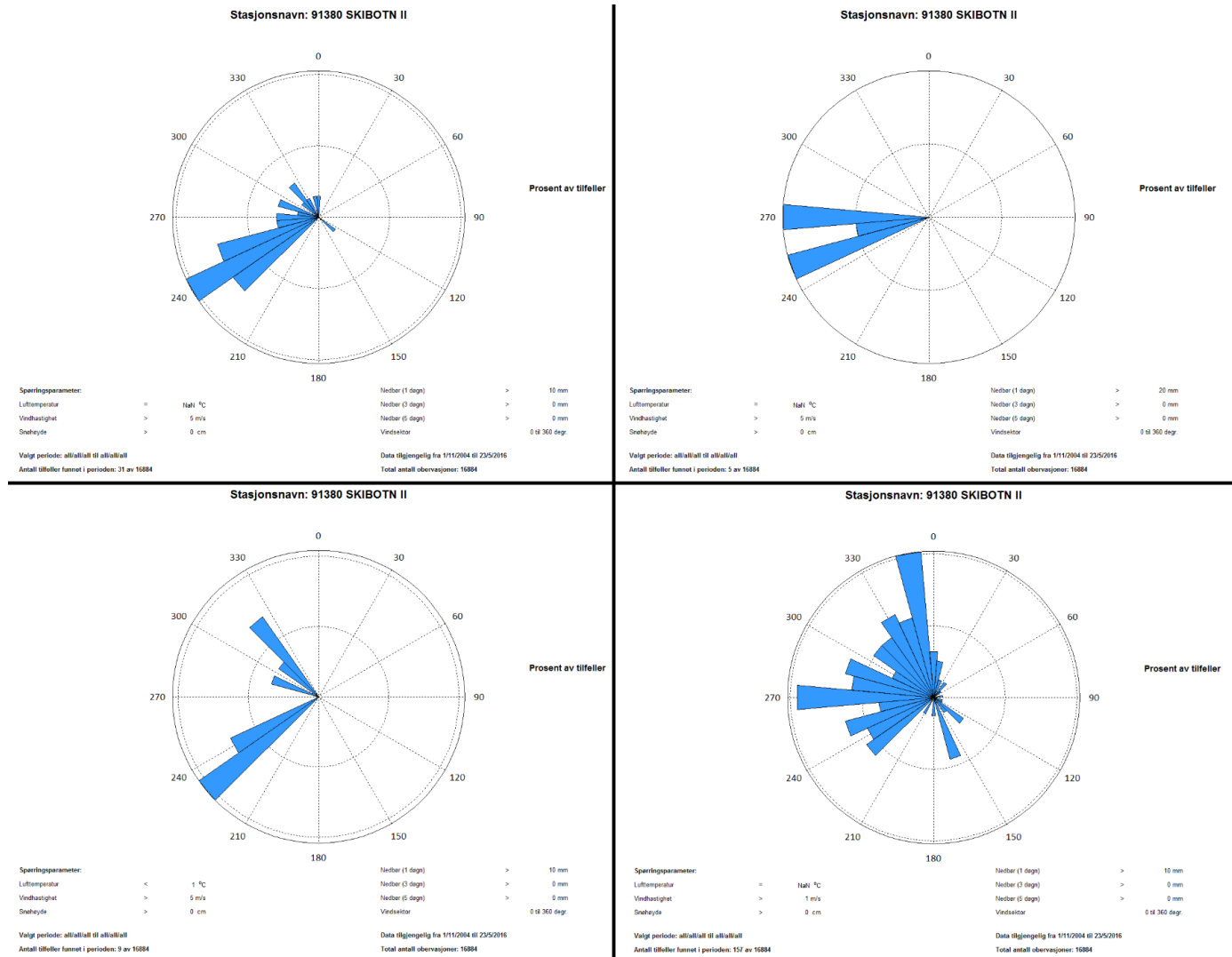
En oversikt over gjennomsnittlige verdier og værparametere for Manndalen ved Skibotn 2 stasjon er gitt i Figur 18. Årsnedbøren er på 438mm, der vinternedbøren står for 230mm. Hovedvindretningen er fra sørøst fra september til mars, og fra nordvest fra juni til august. April opplever skiftende hovedvindretninger fra sørøst og nordvest, men hovedsakelig fra sørøst. I mai er hovedvindretningene både sørøst og nordvest. Gjennomsnittstemperaturen gjennom året er 3.0°C. Den høyest registrerte vindhastigheten er på 12.9m/s.

Det er gjort målinger på Nordnesfjellet i 2012 som viser at dominerende vindretning om vinteren er fra sørøst. Dette stemmer godt overens med målingene gjort på Skibotn 2 (Figur 18).



Figur 18: Klimaoversikt for Skibotn 2 i perioden fra 01.11.2004 til 08.03.2016.

En bedre oversikt over vindforholdene under dager med nedbør er vist i Figur 19. I de tilfellene temperaturen ikke er angitt og vindhastigheten er over 5m/s varierer vindretningen noe når nedbørmengden endres fra over 10 til over 20mm. Ved over 10mm er hovedvindretningen fra mellom sørvest og vest, mens vindretningen ved over 20mm regn er både vestlig og vest-sørvestlig. Når temperaturen er under 1°C, vindhastigheten over 5m/s og nedbørmengde på over 10mm, er hovedvindretningen hovedsakelig fra sørvest, men ved noen tilfeller også fra nordvest. Når lufttemperaturen ikke er definert, men vindhastigheten er over 1m/s og nedbørmengden over 10mm er vindretningene spredt fra sørvest til nord. I fleste tilfeller er hovedvindretningen nordlig.



Figur 19: Vindroser ved nedbør for forskjellige lufttemperaturer, vindhastigheter og nedbørsmengder. Totalt er det 16884 hendelser i perioden 01.11.2004 til 23.05.2016. Øverst til venstre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 10mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 31. Øverst til høyre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 20mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 5. Nederst til venstre: lufttemperatur mindre enn 1°C, vindhastighet over 5m/s og nedbør over 10mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 9. Nederst til høyre: lufttemperatur ikke angitt, vindhastighet over 1m/s og nedbør over 10mm. Antall tilfeller funnet i perioden: 157.

Tidligere hendelse

I mai 2010 førte et stabilt høytrykk over Russland til at det gikk flere sørpeskred i Nord-Norge. Ett av sørpeskredene gikk i Manddalen 18.mai. Sørpeskredet fulgte elveløpet til Storelva og traff et hus som ble skadet da skredet tok en ny vei (Hannus, 2013). Snøgrensa var på 300-600m i området. Sørpeskredet fulgte elveløpet til Storelva ned på skredvifta før det ble påvirket av svingningene til løpet og hadde nok fart til å bryte ut av løpet og ta en 'ny' vei ned vifta (Eilertsen Hansen, L., Olsen, L., 2012). Det ble avsatt store mengder materiale

langs elveløpet under sørpeskredet (Hoseth et al., 2014), som man også kan se fra bildene som ble tatt dagen etter skredet (Figur 29). Antatt utløsningsområde er 525m.o.h.

Roald (2013) forklarer at de høye lufttemperaturene i Manndalen, og resten av Nord-Norge, som førte til kraftig snøsmelting i mai 2010, kom som følge av en fönvind etter at et såkalt Vb-lavtrykk (etter Van Bebber, 1881) kom inn over Sverige med mye nedbør. Vb-lavtrykk er en type sørøstlig vær som oppstår når et høytrykk ligger i Norskehavet og blokkerer for den normale transporten av fuktig luft langs polarfronten. Det lå også et blokkerende høytrykk i øst over Nord-Russland eller Finland (Roald, 2013). Mesteparten av nedbøren var regnet bort da lavtrykket passerte vannskillet mot Nordland. Det varme været førte til raske endringer i grunnvannstanden og vannmetningsgraden som var lav under vinteren i fjellene få dager før denne varmeperioden inntraff (Walberg and Devoli, 2014).

Etter hendelsen ble det iverksatt sikringstiltak som bygging av skredvoller for å sikre øvrig bebyggelse. Det er også bygget et nytt avlastningsløp for Storelva, som vil ta unna deler av vannet og massetransporten ved framtidige flom- og sørpeskred. NVE har prosjektert tiltaket, og det er dimensjonert for hendelser som er 2-3 ganger større enn den som inntraff i mai 2010 (Hoseth et al., 2014).

3.2 Feltarbeid

Feltarbeidet ble gjennomført sommeren 2015 i snøfrie omgivelser for å ha muligheten til å få oversikt over topografien i nedbørsfeltet og å kunne se indikasjoner og spor etter tidligere sørpeskred. Masseførende skred vil som oftest gi varige spor i terrenget (Hefre and Høydal, 2014). Før begge befaringene ble nedbørsfeltene til Flesjælvi i Tuftadalen og Storelva i Manndalen definert på kartet da det var disse områdene som skulle befares. Observasjonene ble gjennomført primært ved å følge hovedelveløpene i nedbørsfeltet fra utløp til innløp. På vei ned ble det gått utenfor hovedløpet for å få en bedre oversikt over hele nedbørsfeltet.

I løpet av både opp- og nedturen ble spor i terrenget som vitnet om tidligere sørpeskred, og topografi og elveløp av interesse registrert på kartet. Spor i terrenget som vitner om tidligere sørpeskred er samlinger av trær og mineralogisk materiale utenfor løpet som ofte ligger lenger ut og høyere opp enn elvesedimentene, trestammer, kvist og stein i strømningsretning og skredforårsakede elvevifter langs løpet. Et tydelig tegn på at massetransporten er forårsaket av et medium som inkluderer snø, er hvordan avsetningene er plassert i forhold til hverandre.

Usorterte avsetninger der materiale med mindre kornstørrelse ligger over materiale med større kornstørrelse tilsier at massetransporten har inkludert snø (Figur 26). Mineralogisk materiale som ligger hulter til bulter inne i snømassene vil ligge usystematisk i forhold til hverandre når snøen smelter. Andre spor i terrenget er endringer og skade på vegetasjon.

Topografi og elveløp av interesse er områder som har mulighet til å samle store mengder vann, og uregelmessigheter i løpet. Uregelmessigheter er knekkpunkter/lokale gradientreduksjoner, svinger og naturlige ramper og demninger. Områder som samler store mengder vann, knekkpunkter og naturlige demninger kan være kilder til utløsning av sørpeskred. Svinger og naturlige ramper endrer retning på og sprer skredet utover større områder. Annen topografi som er av interesse er bratte fjellsider som kan gi opphav til snøskred og bart fjell.

3.3 Meteorologiske data og analyser

Identifisering av vær-situasjonene som førte til skred i Manndalen og Tuftadalen i forsøks-sesongene vil gjøres rede for ved gjennomgang av vær-situasjonene før og under de tidligere hendelsene. Værdata fra de mest nærliggende meteorologiske stasjonene til utløsningsområdene vil ligge til grunn for meteorologisk analyse. Informasjon om nedbørsmengde, vindhastighet og -retning, lufttemperatur, luftfuktighet, kort- og langbølget stråling gjennom sesongene sørpeskredene er utløst i vil bli hentet fra de meteorologiske vær-stasjonene. I tillegg vil temperaturgradienten fra hvert feltområde hentes fra Air Resources Laboratory (ARL). Temperaturgradienten i atmosfæren definerer hvilke deler av nedbørsfeltet som bidrar med vann til det potensielle utløsningsområdet, og der det er kan skje en utløsning (Hestnes, 1998).

3.3.1 Hvor værdataene kommer fra

Meteorologiske data er innhentet fra flere vær-stasjoner. For analyse av hendelsen i Tuftadalen er lufttemperatur, nedbør, luftfuktighet, vindhastighet og –retning hentet fra Vangsnes stasjon (53101 og 53100). Kortbølget stråling er hentet fra Njøs stasjon (18km luftlinje fra Tuftadalen) og langbølget stråling er hentet fra Balestrand stasjon (55920) (Figur 20).



Figur 20: Beliggenhetene til værstasjonene som er brukt for å samle meteorologiske data for Balestrand.

For Manndalen er lufttemperatur, nedbør, luftfuktighet, vindhastighet og –retning hentet fra Skibotn 2 (91380). Kortbølget stråling er hentet fra Sortland, omtrent 224km i luftlinje fra Manndalen. Det optimale ville vært å bruke kortbølget strålingsdata fra Holt nær Tromsø eller Målselv, men dataseriene var ufullstendige, der Holt manglet data mellom 30.mars og 21.mai 2010 og Målselv for så å si hele sesongen 09/10. Langbølget stråling er hentet fra Manndalen (91520). Lokalitetene til de forskjellige værstasjonene er fremstilt i Figur 21.



Figur 21: Oversikt over værstasjonene som er blitt brukt for meteorologisk analyse av hendelsen i Manndalen.

Dataene som er hentet fra Skibotn 2 og Vangsnes er hentet ut fra Meteorologisk institutts interpolerte værdadatakart (xgeo.no, 2015) og klima.no. Kortbølget stråling fra Njøs og Sortland er hentet fra Bioforsk (lmt.bioforsk.no) og langbølget stråling er oversendt fra meteorologisk institutt ved Jan-Erik Haugen.

I motsetning til de andre parameterne er ikke nedbørdøgnet et vanlig døgn. Målingene blir avlest kl.06 UTC, og gjelder for kl.06 til 06 UTC. Dette tilsvarer kl.07 til 07 norsk vintertid, og kl.08 til 08 norsk sommertid (Meteorologisk Institutt, 2012). Nedbørsfigurene i resultater vil derfor forskyves ett døgn for å dekke det aktuelle tidsrommet.

De oversendte dataene for langbølget stråling hadde enheten kJ/m^2 og var registrert som netto (N) langbølget stråling hver time. For å beregne innkommende langbølget stråling (I) fra N og fra kJ/m^2 til W/m^2 , måtte den utgående langbølgete strålingen (U) estimeres. Den innkomne strålingen er differansen mellom netto og utgående stråling:

$$I = N - U \quad 3 - 1$$

For å beregne utgående langbølget stråling brukes Stefan-Bolzmanns lov for et svart legeme:

$$U = \sigma T^4 \varepsilon \quad 3 - 2$$

der U er utgående stråling (W/m^2), konstanten $\sigma = 5.6696 \cdot 10^{-8} \text{W/m}^2/\text{K}^4$, T er temperatur i kelvin (K) og ϵ er emissivitet. Emissivitet er et mål på strålingsevne og er forholdet mellom energien som sendes ut og energien et svart legeme med samme temperatur ville sendt ut. Jorda har en emissivitet tilnærmet lik 1 (Store norske leksikon, 2009).

Da U har enheten W/m^2 og N har enheten kJ/m^2 som er 1000J/m^2 , brukes $J=Ws$ slik at den innkomne strålingen kan beregnes direkte (Reistad et al., 2011):

$$I = N \frac{1000}{3600} + U \quad 3 - 3$$

$$I = \frac{N}{3.6} + \sigma T^4 \epsilon \quad 3 - 4$$

En oversikt over værstasjonene som er brukt i oppgaven er vist i Tabell 1.

Tabell 1: En oversikt over værstasjonene som er brukt for å samle meteorologisk informasjon.

Navn	Stasjonsinfo						Stasjonens geografiske beliggenhet					
	Stnr	I drift fra	I drift til	Hoh	Kommune	Fylke	Region	Latitude	Longitude	Utm_zone	Utm_east	Utm_north
Vangsnes	53100	27.06.1920	30.06.1994	51	Vik	Sogn og Fjordane	Vestlandet	61.1722	6.6435	33	51337	6810706
Vangsnes	53101	17.12.1993		49	Vik	Sogn og Fjordane	Vestlandet	61.1724	6.6452	33	51430	6810717
Balestrand	55920			28	Balestrand	Sogn og Fjordane	Vestlandet	61.2167	6.5667	33		
Njøs		22.03.1991		45	Leikanger	Sogn og Fjordane	Vestlandet	61.1799	6.8622	33		
Mannndalen	91520			55	Kåfjord	Troms	Nord-Norge	69.4900	20.5356	33		
Skibotn 2	91380	01.11.2004	27.09.2013	5	Storfjord	Troms	Nord-Norge	69.3882	20.2662	33	706679	7706547
Skibotn 2	91380	27.09.2013		20	Storfjord	Troms	Nord-Norge	69.3875	20.2823	33	707316	7706547
Sortland		25.03.1992		14	Sortland	Nordland	Nord-Norge	68.6483	15.2829	33		

3.3.2 Hvordan værddataene fremstilles

Ifølge Hestnes, Bakkehøi og Sandersen (1987) er det hensiktsmessig å dele vær-situasjonene før utløsningen av sørpeskred i to perioder: vinterværet, hele vinterens forløp, og det akutte været, over en relativt kort periode. Vinterværet defineres fra akkumulasjonen av snø til begynnelsen av opptiningsværet. Lengden på perioden kan være fra omtrent 20-200 dager. Vinterværet kontrollerer teksturen og strukturen i snødekket. Det akutte været er definert fra begynnelsen av metnings- og/eller smelteperioden til skredet utløses. Videre deles det akutte været opp i en begynnende fase (snø) og en endelig fase (vann). Det akutte været omfatter endringen til snødekket frem til det er isotermalt og deretter mettet. Den endelige fasen er tiden der snødekket mottar regn og smeltevann, og er derfor også den kritiske fasen (Hestnes et al., 1987). Lengden på den akutte værperioden er ifølge Hestnes et al. (1994) fra 5-16 dager. De meteorologiske forholdene de siste 24 timene er avgjørende for utløsningen av sørpeskred (Hestnes et al., 1987). Lengden på den kritiske fasen kan være fra 5-36 timer

(Hestnes et al., 1994). Hvor lang perioden til det kritiske været vil være, avhenger av hvordan snødekket mettes med vann. Ved lavtrykk og store mengder regn vil det løsne et sørpeskred i løpet av 5-40 timer. Ved høye temperaturer og høy smeltrate vil det ta 1-12/14 døgn (Hestnes et al., 1987).

Værsituasjonene for hver av de analyserte sørpeskredhendelsene i Tuftadalen og Manndalen vil fremstilles i to deler – vinterværet og det akutte været.

Temperaturgradientene vil fremstilles i skew-T Log-P diagrammer som viser den vertikale profilen til atmosfæren. Diagrammene er hentet fra Air Resources Laboratory (ARL) (ARL, 2012). Dataene er registrert ved at radiosonder er festet til ballonger og sendes opp til atmosfæren to ganger om dagen jorda rundt. Bunnen av diagrammet er bakkeoverflaten og toppen er øverst i atmosfæren. De blå numrene på venstre side av diagrammet er lufttrykkverdier i millibar, og de horisontale linjene er derfor isobarene. Lufttrykket er plottet logaritmisk, derav navnet Log-P (**l**ogarithmic **p**ressure). De røde numrene på høyre siden og på toppen av diagrammet er lufttemperaturverdier i °Celsius. Temperaturlinjene, isotermene, er på skrå nedover mot venstre, derav navnet Skew-T (**s**kewed **t**emperature). De svarte symbolene til høyre viser vindhastigheter og -retninger på det nivået i atmosfæren. Det er to hovedlinjer i diagrammet, en rød og en grønn. Den røde linja representerer lufttemperaturen i atmosfæren, mens den grønne linja representerer duggpunktstemperaturen. Duggpunktstemperaturen kan aldri bli høyere enn lufttemperaturen, og vil derfor alltid være til venstre (LaBar, 2011). Duggpunktstemperaturen indikerer mengden fuktighet i lufta. Jo høyere duggpunktstemperatur, jo mer fuktighet er det i lufta i en gitt temperatur. Lufta er mettet når den holder den maksimale mengden vanddamp som er mulig i den gitte temperaturen. Duggpunktstemperaturen og den relative luftfuktigheten henger sammen. Når lufttemperaturen og duggpunktstemperaturen er like, har luften høy relativ fuktighet; skyer og regn er derfor svært sannsynlig i slike forhold (University of Illinois, 2010). De mørkerøde tallene på linjene som kun er tegnet opp til 700mb er starten på svakt kurvede linjer. Disse linjene representerer lufttemperatur som en funksjon av lufttrykk for den maksimale mengden med vann som kan absorberes i en luftpakke med tørr luft, altså hvor mye vann som kan holdes av 1 kilo tørr luft. De heltrukne mørke linjene som går oppover til venstre representerer tørr adiabatisk temperaturendring og de stiplede mørke linjene representerer våt adiabatisk temperaturendring. Brattheten til dugg- og lufttemperaturprofilene relativt til de

tørre og våte adiabatene indikerer den statiske stabiliteten i atmosfæren (Aguardo and Burt, 2010).

3.4 Skredsannsynlighet

Optimal skredanalyse der sannsynligheten for at et byggverk skal rammes av skred vil avhenge sannsynlighetene for kritisk vær, sannsynligheten for at skredet løsner, sannsynlig skredløp og sannsynligheten for en viss utløpsdistanse, altså:

$$P(A) = P(w) \times P(R) \times P(p) \times P(Ro) \quad 3 - 5$$

Der w er kritisk vær, R er utløsning, p er skredløpet, Ro er utløpslengde og A er skred. I tillegg vil et større område øke sannsynligheten for skred. Enda mer ideelt er det å inkludere snødekkeforhold og terreng. Da det ikke foreligger estimerte verdier for disse sannsynlighetene, er det derfor nødvendig med en enklere tilnærming.

For å kunne beregne sannsynligheten for at et sørpeskred vil utløses i det samme nedbørsfeltet igjen, er det nødvendig å vite hvor mange skred det er gått innenfor et visst tidsrom. Denne kunnskapen kan brukes til å estimere sannsynligheten for at det vil gå et nytt skred i løpet av ett år, og returperioden for skred.

Sannsynlighetsberegningene ble gjort ved å anta at skredhendelsene følger en poissonprosess og kan beskrives ved å bruke Poisson-fordeling. Denne fordelingen passer til situasjoner der en hendelse kan skje når som helst og hvor som helst i et gitt område i et gitt tidsintervall (Ang and Tang, 1975).

For å kunne bruke denne fordelingen, er det flere punkter som antas å være oppfylt:

1. Uavhengige hendelser. Altså at sørpeskredene er uavhengige og upåvirket av andre skredhendelser.
2. Hver hendelse er tilfeldig. Sørpeskredene forekommer tilfeldig i tid og rom i de aktuelle områdene.
3. Det forventede antallet hendelser i ett intervall er direkte proporsjonalt til lengden til intervallet, altså at det forventede antall sørpeskred i de respektive nedbørsfeltene er en konstant hvert år. Det forventede antall sørpeskred øker med økt tidsintervall.

4. Sannsynligheten for at to eller flere hendelser forekommer på samme tid er ubetydelig. Det kan ikke gå to sørpeskred på samme tid, men det kan være to eller flere sørpeskred i løpet av samme år.

Sannsynlighetsberegningene ble utført med likningen:

$$P(X = x) = \frac{\lambda^x e^{-\lambda}}{x!}, \quad x = 0, 1, \dots, \infty \quad \mathbf{3 - 6}$$

der λ er gjennomsnittsantallet av forekomster av en hendelse innenfor det spesifiserte tidsrommet, i dette tilfellet antall sørpeskred i løpet av et visst antall år. X er antall sørpeskred, der uttrykket $P(X=x)$ er sannsynligheten for x antall sørpeskred forekommer i løpet av et en viss periode (Ang and Tang, 1975). Poissonfordelingen er en fordeling med en parameter slik at kun λ må identifiseres for å gjøre beregningene.

Poissonfordelingen er brukt for å beregne sannsynligheten til nye skred i de forskjellige nedbørsfeltene, og for å beregne returperiodene

For at returperioden skal kunne regnes ut, er det nødvendig å vite hvor mange skred som har gått innenfor et visst tidsrom. Jo lenger tidsrom en kjenner skredhistorien, jo bedre vil returperiodeberegningene bli. Et usikkerhetsmoment er at det er vanskelig å finne frem til historiske skred da sørpeskred som oftest blir omtalt som snøskred.

4 Resultater

Dette kapitlet inkluderer resultatene fra observasjonene i felt (4.1), meteorologiske data (4.2), skredsannsynlighet (4.3) og et sammendrag (4.4). Delkapittel 4.1 består av feltarbeidet der elveløpet i hvert nedbørsfelt følges nedenfra og opp. 4.2 fremstiller de meteorologiske parameterne i løpet av både vintersesongen og den akutte perioden for begge feltområdene. Deretter følger en analyse om de meteorologiske parameterne som forekom i skredsesongene er normalt. I 4.3 er skredsannsynlighetene beregnet for nedbørsfeltene til Storelva og Flesjælvi. Delkapittel 4.4 viser et sammendrag av meteorologiske parametere sammen med diverse info om skredene i tillegg til hvilke værstasjoner som er blitt brukt i analysene.

4.1 Feltarbeid

4.1.1 Tuftadalen

Tuftadalen ligger 6 km fra Balestrand sentrum langs Rv.55. Like etter innkjøringen opp til dalen går riksveien over en bro som ligger 25m.o.h. og går over nedre del av Flesjælvi. Fra broen kan man se oppover elveløpet. Flesjælvi er i denne delen av løpet veldig V-formet med en bredde på kun 1-3m. Ifølge direktøren på Midtnes hotell i Balestrand, hadde skredet i 2011 en høyde på 6m da det nådde broen. En 1.5m høy safe på nærmere 200kg ble fraktet opp på broen av skredet.

Videre gikk befaringen opp i dalen og bilen ble parkert der veien stoppet 300m.o.h. Bilen ble parkert få meter fra grunnmuren til huset som ble tatt av skredet 21.mars 2011. I tillegg var det andre ødeleggelser etter skredet, som falne trær og grus og stein i og utenfor elveløpet. Grunnmuren til det tidligere huset ligger få meter fra elva (Figur 22).



Figur 22: Bildet er tatt stående på grunnmuren til huset som ble tatt 21.03.2011 300m.o.h. Elveløpet går få meter fra grunnmuren. Foto: Erik Hestnes, 23.07.2015.

50-100m lenger opp vider elveløpet seg ut. I elveløpet er det en masse blokker og ødelagte trær (Figur 23). Det ligger en bjørk som er knekt rundt en gran omtrent 2m fra elveløpet (Figur 24). Lenger ut fra elva ligger det malplasserte steiner som trolig er plassert av sørpeskredet i 2011. Dette indikerer at skredet her ikke kun har fulgt elveløpet. Noen meter nedover ser det ut til at skredet har fulgt elvas opprinnelige løp.



Figur 23: Her er elva relativt bred, omtrent 370m.o.h. Falne trær, grus og stein ligger i elveløpet. Foto: Erik Hestnes, 23.07.2015



Figur 24: Omtrent midt i bildet er en bjørk som er knekt rundt en gran da den ble tatt med nedover av sørpeskredet i 2011 (merket med stor rød sirkel). De andre røde markeringene viser malplasserte steiner som sannsynligvis er tatt med dit av skredet. Omtrent 370m.o.h. Foto: Erik Hestnes, 23.07.2015.

20m lenger opp i elveløpet er det en høy svingvegg i elva. Denne svingveggen kan både virke som en brems på skredet, men også som en rampe. Flere av grantrærne rett bakenfor er spart, men det er også spor etter at materiale har "hoppet" over svingveggen ved at det er blitt en overhøyde i yttersvingen. Dette er spor som kløyvde trær og stein. 100m lenger opp i løpet er en ny høyere svingvegg. Her er det mindre spor etter skredmateriale som er kommet seg over.

På kote 450 er en myr og elveløpet går via en kulp med sva ovenfor. Det er sva i elveløpet rett nedenfor også. Trærne er såpass påvirket at skredet må ha hatt relativt høye hastigheter i dette området.

Det er flere områder i nedbørsfeltet med bratte fjellsider og skurt bratt fjell ned mot elva. Det er flere steder mulig å se på vegetasjonen og grus og stein at det tidligere er gått skred der.

På kote 525, på toppen av et noe brattere parti, er starten på et relativt stort myrområde og antatt utløsningsområdet for skredet i mars 2011 (Figur 25). Det er noen planter og bregner som er bøydd av med strømretningen utenfor nåværende elveløp som viser at strømmen har gått bredere. Det er både eldre og nyere slitasje oppstrøms på bjørketrærne som står langs elveløpet. Til høyre for myra er det en bar fjellvegg som har mulighet til å føre snøskred ned i

elva. Langs elva i myrområdene er de mest kritiske områdene for utløsning av sørpeskred i Flesjaelvis nedbørsfelt.



Figur 25: Øvre myrområdet dekker omtrent 118 000m². Fjellside på nordsiden er utsatt for massebevegelser. Fra kote 525 til 600. Foto: NGI, 22.03.2011.

Fra kote 625 til 630 er en sørpeskredvifte/-slette. Blokkene er helt vilkårlig avsatt, slik at det ikke er noen systematikk i avsettelsen av blokkstørrelser nedover vifta. Det er avsatt grus og stein oppå de større blokkene (Figur 26).



Figur 26: Skredvifta mellom kote 600 og 605. Det er tydelig at materialet er avsatt uavhengig av kornstørrelsen. Den blå pila viser hvilken retning elvas hovedstrøm har. Det forstørrede bildet i venstre hjørnet viser at det er avsatt mindre kornstørrelser oppå større steiner og blokker. Foto: Erik Hestnes, 23.07.2015.

Lenger opp, på kote 725, er det avsetninger etter et sørpeskred fra en sideelv. Elveløpet har en svingning rett før den munner ut i hovedelva, men skredet har ikke klart å følge svingen slik at avsetningene ligger flere meter bredere enn elveløpet (Figur 27).



Figur 27: Et tidligere sørpeskred har gått over elvens bredder og har ikke klart å følge svingningene i sitt eget løp. De omtrentlige grensene til sørpeskredavsetningene er markert med rødt. Den lyseblå pilen viser sideelvens løp, og den mørkeblå pilen viser hovedløpet til Flesjaelvi. Omtrent 725m.o.h. Foto: Erik Hestnes, 23.07.2015.

På kote 810 viser det seg at Flesjaelvi ikke har et naturlig innløp. Fagrvatnet på 883m.o.h. tilhører nedbørsfeltet til Skåsheimelvi som har utløp omtrent 2.5km lenger øst mot Balestrand, men er demmet opp slik at en brøkdel av vannet renner inn i nedbørsfeltet til Flesjaelvi.

En oversikt over nedbørsfeltet til Flesjaelvi sammen med lokalitetene for alle bildene er fremstilt i Figur 28.



Figur 29: Skredet gjorde store skader og dekket et stort område nede på vifta. Foto: Nils-Ole Dalvik, 18.05.2010.

Det er tydelige spor etter skredet som gikk mai 2010 ved at trær, stein og organisk materiale ligger spredt og i strømreretning i og utenfor elveløpet. Sporene er såpass tydelige at man flere steder kan anta størrelsen til skredet. Ved kote 175 (Figur 30) er det spor etter at skredet har vært ~10m bredt og ~6m høyt.



Figur 30: Tydelige spor etter skredet i 2010 gjør at en kan anta bredden og høyden til skredet. Trær, stein og organisk materiale ligger i elveløpet og i strømningsretningen. På kote 175. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.

Ved kote 235 går det en bro over elva som ble laget i 2011 (Figur 31). Den forrige broen ble tatt av skredet i mai 2010 (Dalvik, pers.komm. 2015). Antakeligvis var den gamle broen i tilnærmet samme høyde og bredde som den nye, og målene til den nye broen kan brukes til å beregne minste tverrsnittsareal av det tidligere skredet. Broen er konstruert gjennomsnittlige 3m over elven, er 10m lang og elveløpet er 4m bredt. Dette fører til et tverrsnittsareal på minst 21m².



Figur 31: Bro over elva som ble laget i 2011, da den forrige ble ødelagt i skredet. På kote 235. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.

På kote 295 er det store mengder trær og organisk materiale som er tatt med skredet og blitt fanget opp av større trær som har klart å stå imot kreftene til skredet (Figur 32). Akkumulasjonen av trær markerer enden på en skredvifte som starter omtrent på kote 360. Nils-Ole Dalvik som bor omtrent 190m fra det nåværende østre løpet til Storelva, fulgte elveløpet oppover få timer etter skredet. Han fotograferte de umiddelbare skadene. Figur 33 viser hvordan den samme skredvifta så ut omtrent to timer etter sørpeskredet gikk.



Figur 32: Store mengder trær er tatt med av skredet og avsatt i en klynge med trær på kote 295 som sto imot skredet. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.



Figur 33: Ett par timer etter skredet gikk så det slik ut. Antakeligvis er bildet tatt på kote 350-360. Foto: Nils-Ole Dalvik, 18.05.2010.

Nedover skredvifta ligger det flere trær og stein i strømretning (Figur 34). Den totale bredden på skredet i dette området er i overkant av 55m. Lenger inn i skogen er det mindre, men betydelige skader etter skredet. Det er skade på oppstrøms side av alle trærne som fortsatt står i området.



Figur 34: Flere trær i strømretningen som definerer en skredvifte fra kote 295 til 360. Det er også flere steiner på vifta. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.

Rett ovenfor det flate viftepartiet er elveløpet smalere og brattere (Figur 35), for så å bli meget bratt (Figur 37). Figur 36 er tatt på samme sted som Figur 35, og viser hvor mye svingninger i elveløpet har å si for utbredelsen av massestrømmen og ødeleggelsene. Skredmateriale er kastet flere meter lenger ut fra elveløpet på høyre side enn den venstre.



Figur 35: Elveløpet er smalere og brattere ovenfor skredvifta. Bilde er tatt omtrent på kote 360. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.



Figur 36: Illustrasjon av hvor mye svinger i elveløpet påvirker retningen og utbredelsen av sørpeskredet. Foto: Nils-Ole Dalvik, 18.05.2010.



Figur 37: Elveløpet er stedvis meget smalt og bratt. Bilde tatt omtrent på kote 445. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.

Lenger opp i elveløpet, rett etter det meget bratte partiet, flater terrenget ut. Det er også her langs elveløpet indikasjoner på at det tidligere har gått sørpeskred. Langs elveløpet er det spor etter et vegetasjonsskifte fra gress nærmest bekken til lyng lenger ut. I tillegg er det løs grus og stein i en viss avstand til løpet (Figur 38). Øverst i Figur 38, det siste vi ser av elveløpet før det renner ned i brattere terreng, ligger det stein og grus som er fraktet opp på fjellhylla over elveløpet (forstørret i øvre venstre hjørne).



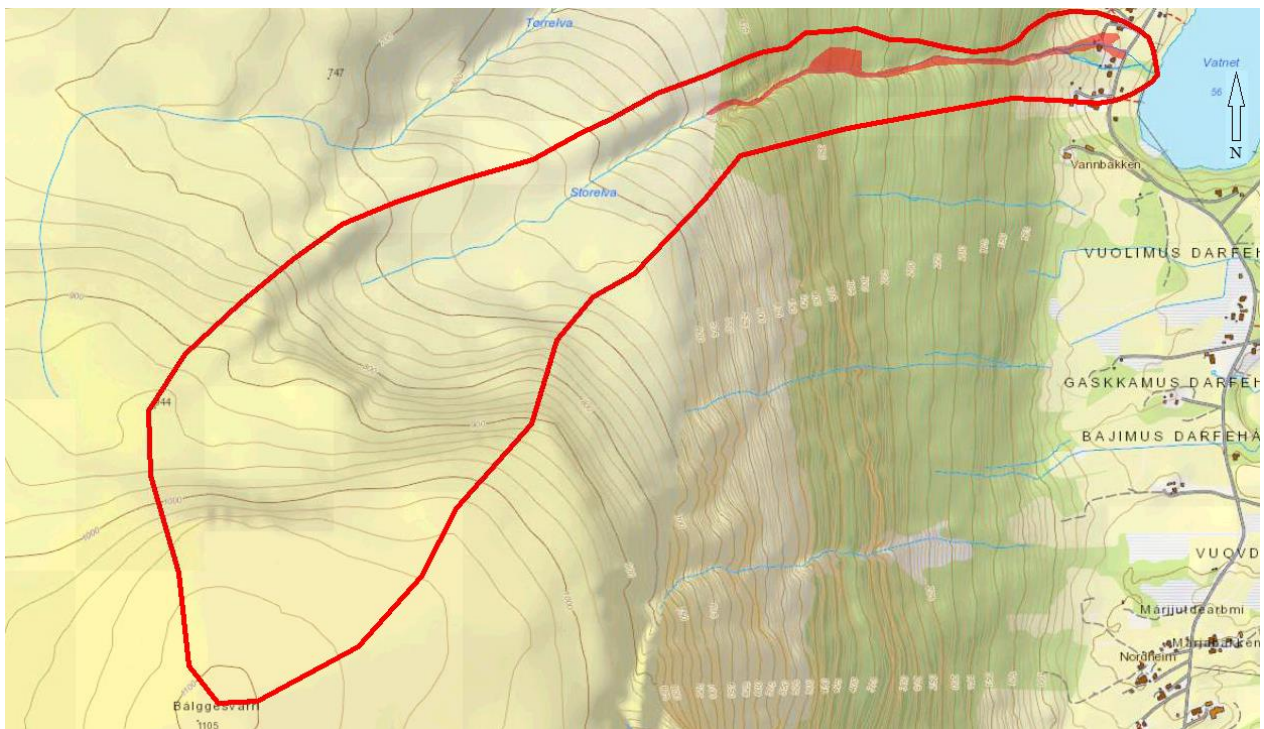
Figur 38: Innenfor de røde grensene finnes det en litt annen nyere vegetasjon enn det som finnes lenger fra elveløpet. I tillegg er det mer stein og grus. Den røde sirkelen er forstørret øverst til venstre i bildet. Dette for å vise at det er fraktet grus og stein opp på fjellhyllen over løpet. Foto: Erik Hestnes, 02.08.2015.

Antatt utløsningsområdet er på 470m.o.h. Figur 39 viser en tydelig bruddkant. Videre oppover langs elveløpet er nedbørsfeltet flatere over et større området og det er flere løp som munner ut i hovedløpet. Et eventuelt nytt sørpeskred vil sannsynligvis avhenge av dette området (som i 2010) og ikke utflatingen ovenfor, øverst i nedbørsfeltet.

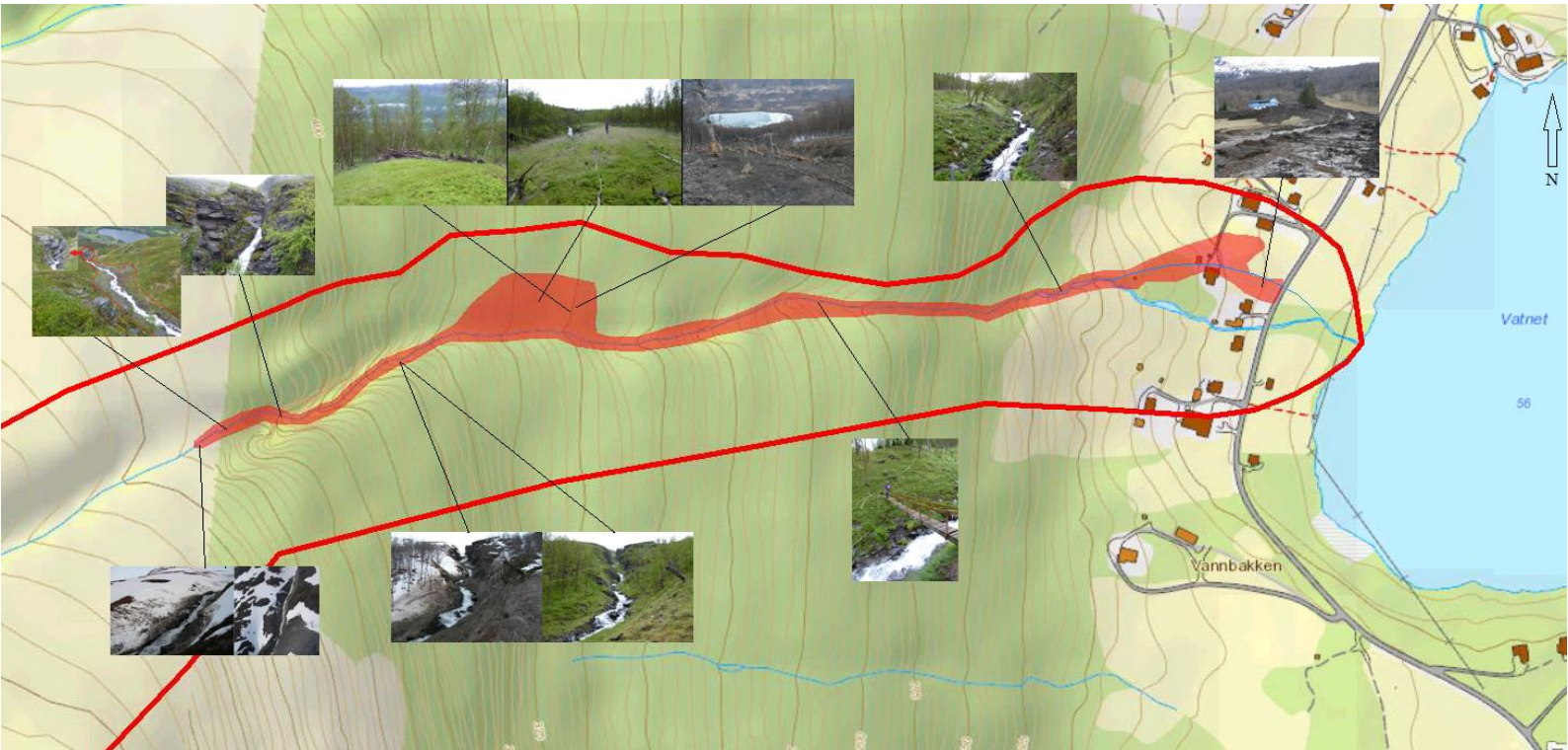


Figur 39: Begge figurene viser utløsningsområdet til sørpeskredet i Storelva 2010 omtrent 470m.o.h. Bruddkanten er tydelig. Er bruddet dannet som følge av sørpeskredet, eller er sørpeskredet forårsaket av oppdemte snømasser fra sidene? Foto t.v.: Nils-Ole Dalvik, 18.05.2010. Foto t.h.: Andrea Taurisano fra helikopter et par dager etter skredet gikk.

Figur 40 viser en oversikt over nedbørsfeltet til Storelva. Figur 41 viser nedre del av nedbørsfeltet med en oversikt over hvor bildene fremstilt er tatt og skredets utbredelse.



Figur 40: Nedbørsfeltet til Storelva. Rød farge markerer skredløpet og avsetninger.



Figur 41: Nedre del av nedbørsfeltet til Storelva med bildene brukt i resultater. Rød farge markerer skredløpet og avsetninger. På skredvifta er det nye elveløpet som ble dannet i løpet av skredet tegnet inn.

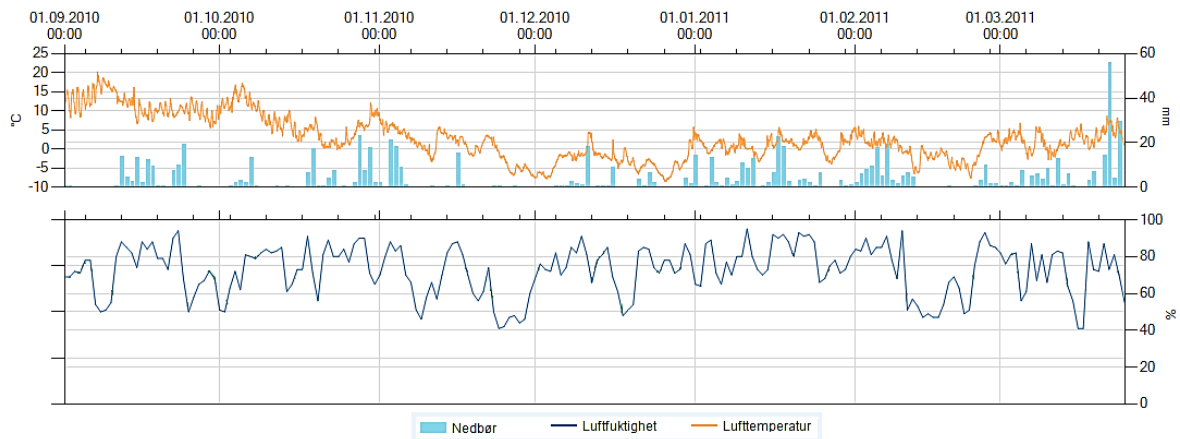
4.2 Meteorologiske observasjoner

For hvert av de analyserte hendelsene foreligger det meteorologiske data for hvert nedbørsfelt, først for vinterværet og deretter for det akutte været. Tidsdefinisjonen til det akutte været er 5-16 dager. For å være sikker på at hele perioden inkluderes vil resultatene vise vær-situasjonen de siste 16 dagene før skredet. Deretter følger en evaluering om skredværet i forhold til normalen slik at det er mulig å si noe om vi kan forvente de samme vær-situasjonene i fremtiden.

4.2.1 Tuftadalen

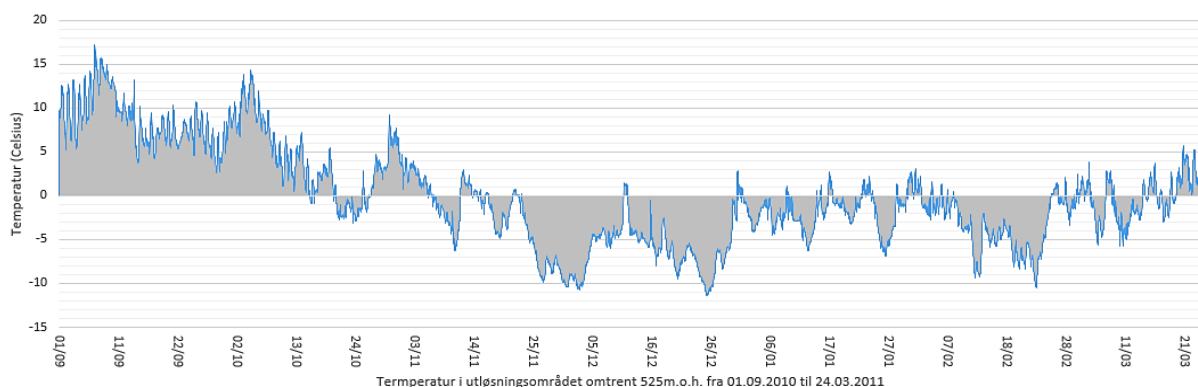
Vinterværet

Figur 42 illustrerer nedbøren, luftlufttemperaturen og den relative luftfuktigheten målt på Vangsnes stasjon fra 01.09.2010 frem til 24.03.2011. I løpet av vintersesongen var det flere perioder med kalde temperaturer. I januar 2011 var det en del dager med plusstemperaturer samtidig som den relative luftfuktigheten også var høy. Integralet av det negative området er -491.2, og integralet av de positive området er 406.9.



Figur 42: Været i vinterværperioden i Tuftadalen målt på Vangsnes stasjon fra 01.09.2010 til 24.03.2011 (xgeo.no).

Ser man på utløsningsområdet omtrent 525m.o.h. (Figur 43), vil hver temperaturregistrering synke med 3.41°C med en temperaturreduksjon på -0.65°C per 100 høydemeter (International Standard Atmosphere ISA) (Stull, 2001).



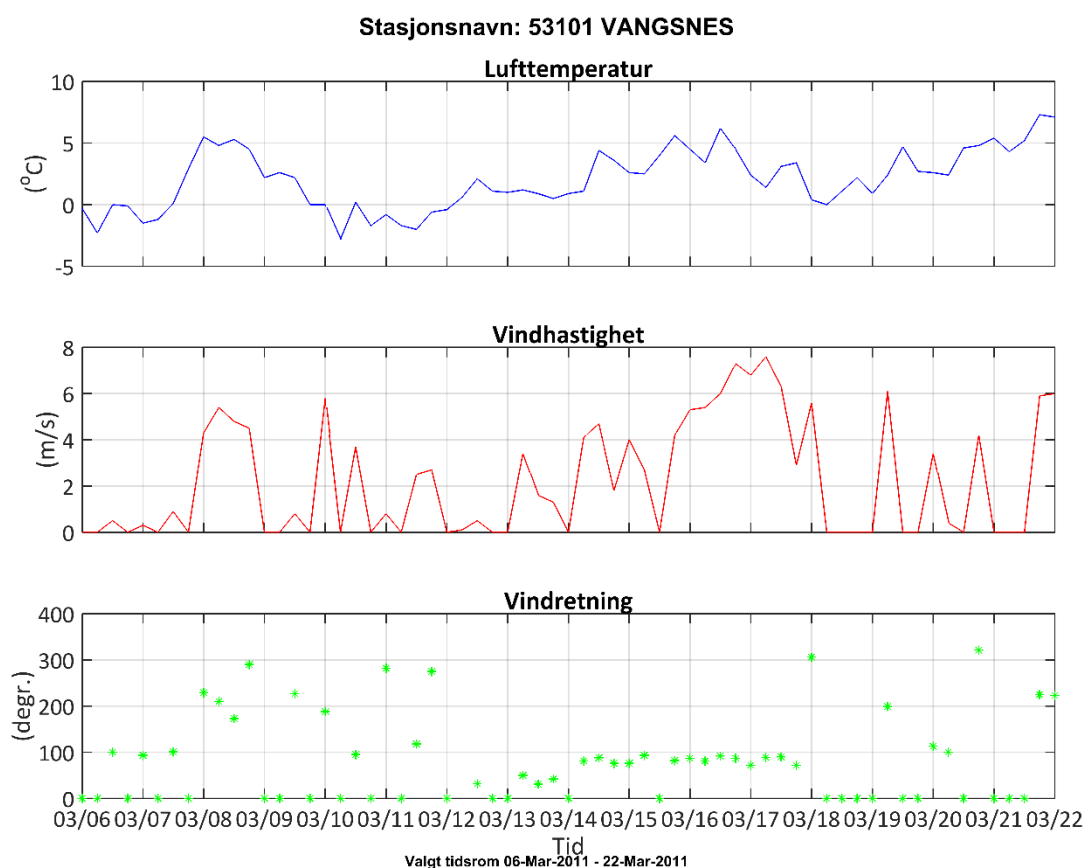
Figur 43: Temperaturer i utløsningsområdet i Tuftadalen. Temperaturer er målt ved Vangsnes stasjon og ekstrapolert til utløsningsområdet ved en temperaturreduksjon på $-0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Vintersesongen har bestått av lengre perioder med temperaturer godt under 0°C . Fra slutten av november 2010 til begynnelsen av januar 2011, er det nesten en sammenhengende kuldeperiode med temperaturer mellom lik eller mindre enn 5 minusgrader og 11.5 minusgrader, kun avbrutt av varmegrader i én dag. Frem til midten av februar er det også for det meste kuldegrader, sporadisk avbrutt av dager med varmegrader. Fra midten av februar til begynnelsen av mars var det igjen en kald periode med lave temperaturer. Frem mot sørpeskredhendelsen var det omtrent like mange dager med kuldegrader som varmegrader, der de fleste varme dagene kom mot slutten av denne perioden.

Det er flere dager med høye nedbørsrater i løpet av vintersesongen. Flere av nedbørsdagene sammenfaller med dager med varmegrader både i 20 meters høyde og i en høyde på 525 meter i løpet av vinteren (Figur 42 og Figur 43).

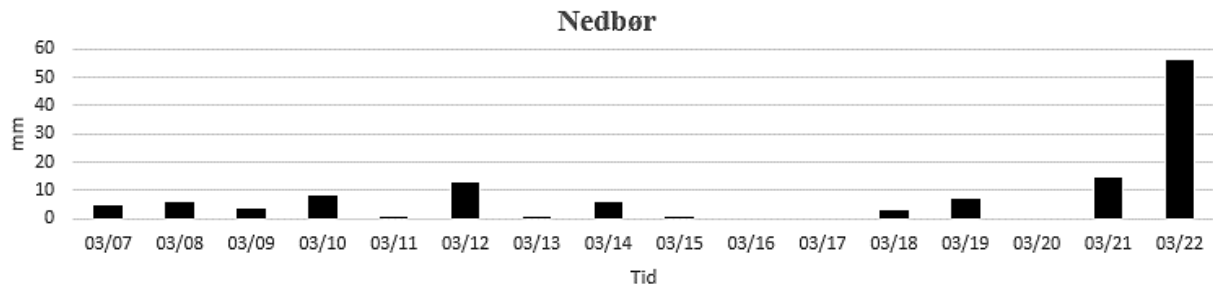
Det akutte været

Figur 44 viser lufttemperatur, vindhastighet- og retning målt på Vangsnes stasjon fra 06.03.2011 og til skredutløsningen 21.03.2011. Både temperaturen og vindhastigheten er økende frem mot skredhendelsen. Både vindhastighetene og –retningene er hovedsakelig skiftende, bortsett fra mellom 14. og 18. da hastigheten er relativt høy, nesten 8m/s, og retningen er østlig.



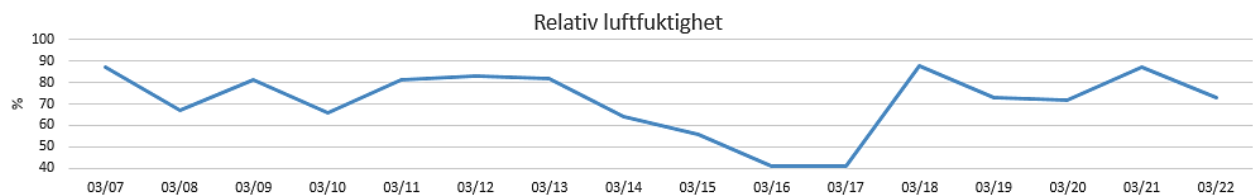
Figur 44: Lufttemperatur, vindhastighet- og retning målt på Vangsnes stasjon i tidsrommet 07.03.2011 til 22.03.2011.

Nedbøren som kom i løpet av den akutte værperioden er fremstilt i Figur 45. Det er registrert store mengder nedbør, 56mm, den aktuelle skreddagen 21.03. Dagen før kom det 14.5mm. Til sammen i den akutte perioden kom det 123.1mm regn.



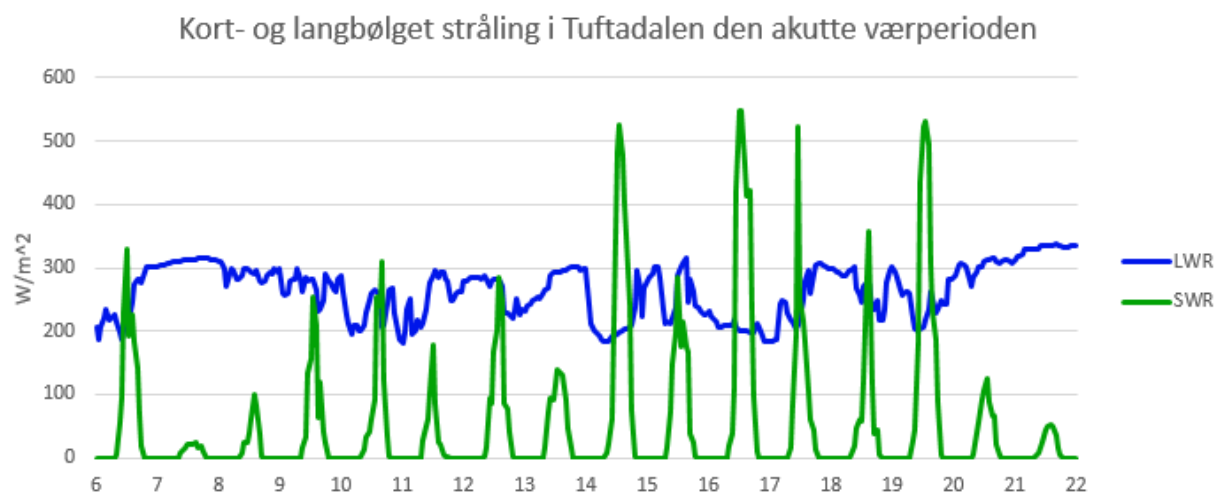
Figur 45: Nedbør i løpet av den akutte værperioden før utløsning av sørpeskredet 21.mars, målt på Vangsnes stasjon.

Figur 46 viser den relative luftfuktigheten i løpet av den akutte værperioden. Den høyeste relative luftfuktigheten forekommer den 17.mars med 88%. De siste fire dagene er det også relativt høye verdier med prosentene 73, 72, 87 og 73 henholdsvis 18., 19., 20. og 21.mars.



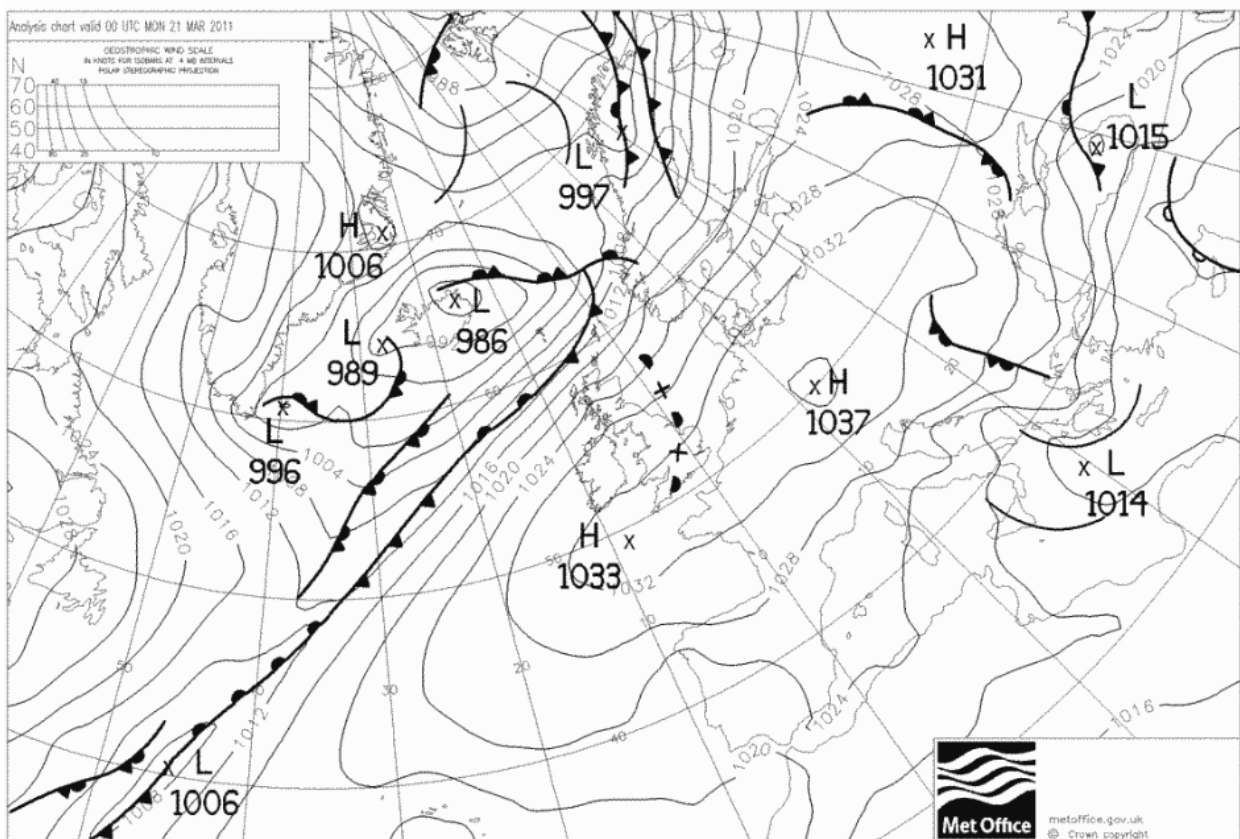
Figur 46: Luftfuktigheten i den akutte værperioden.

Figur 47 viser kort- (SWR) og langbølget stråling (LWR) i løpet av den akutte værperioden i Tuftadalen. Det er tydelig at langbølget stråling sto for en betydelig andel av strålingsenergien dagen før og på skreddagen.



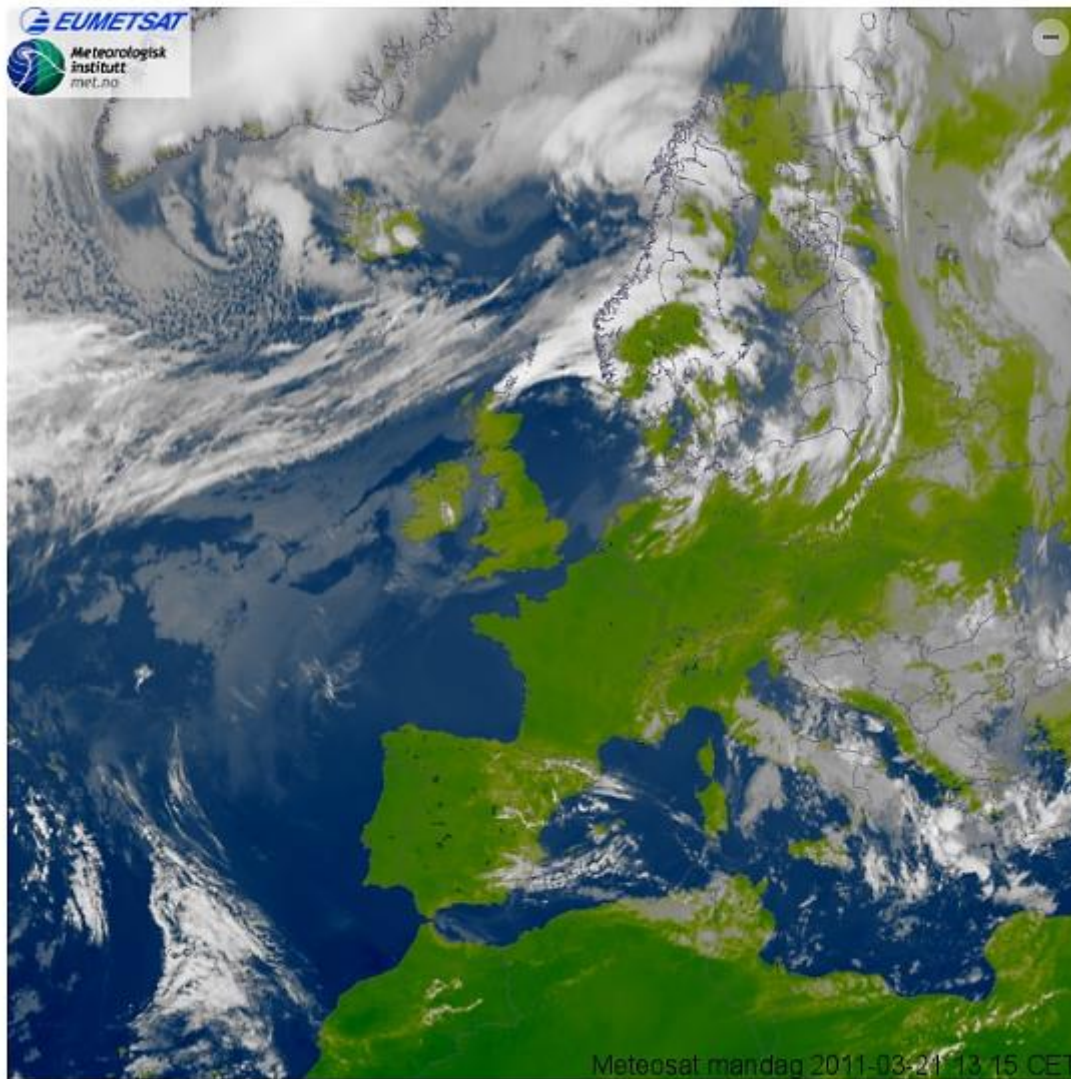
Figur 47: Kort- og langbølget stråling i Tuftadalen i den akutte værperioden (16 dager) 06.-22.mars. Langbølget stråling er målt i Balestrand og kortbølget- på Njøs.

Figur 48 viser værsystemet fra 21.mars 2011 kl.08.00. En okkludert front (lavtrykk som har tatt igjen et høytrykk) har akkurat truffet Vestlandet og et nytt lavtrykk er på vei inn med høye vindhastigheter. Dette har ført til at den varme fronten er "fanget" mellom de kalde og har steget opp som følge av at varm luft er lettere enn kald. Når en kaldfront tar igjen en varmfront vil det dannes store mengder nedbør over relativt kort tid. De sterke vindene vises ved at det er liten avstand mellom isobarene. Lenger nord i landet var det ventet bygenedbør. De enkle linjene lenger nord i landet kalles tråg, representerer kraftig nedbør og står ofte normalt på isobarene (som her). Om de står parallelt på isobarene vil det komme mye lokalt nedbør.

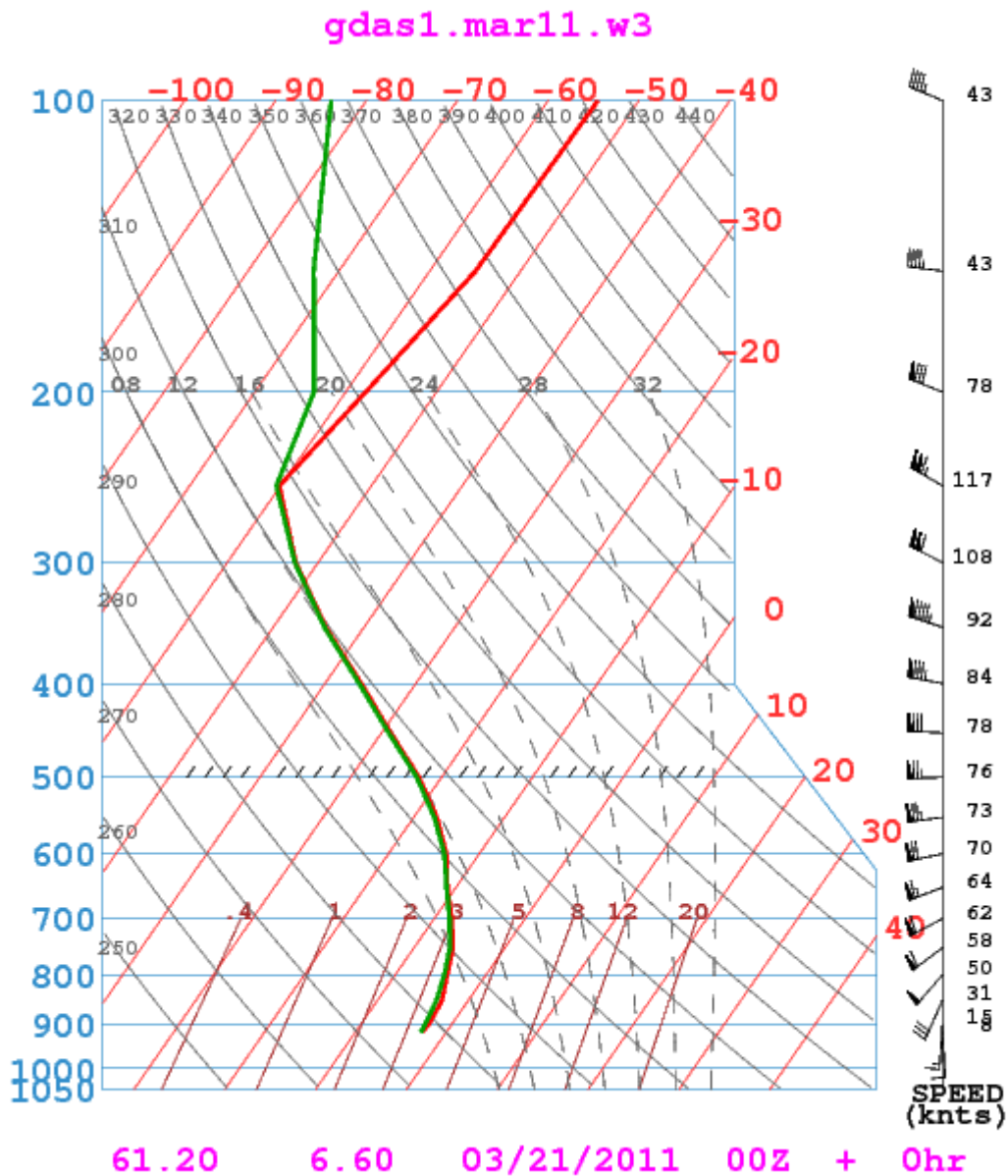


Figur 48: Værkart fra 21.03.2011 kl.08.00 (Wetterzentrale, 2016).

Figur 49 viser det samme værsystemet i et satellittbilde fra meteorologisk institutt over Europa 21.03.2011 kl.13.15. Bildet viser tydelig at det kommer en lavtrykksfront fra England innover Norge.



Figur 49: Satellittbilde som viser at det ligger få skyer over store deler av Europa 21.03.2011, mens det over Vest-, Midt- og Nord-Norge ligger et sammenhengende skyedekke. Foto: Meteorologisk institutt, 21.03.2011.



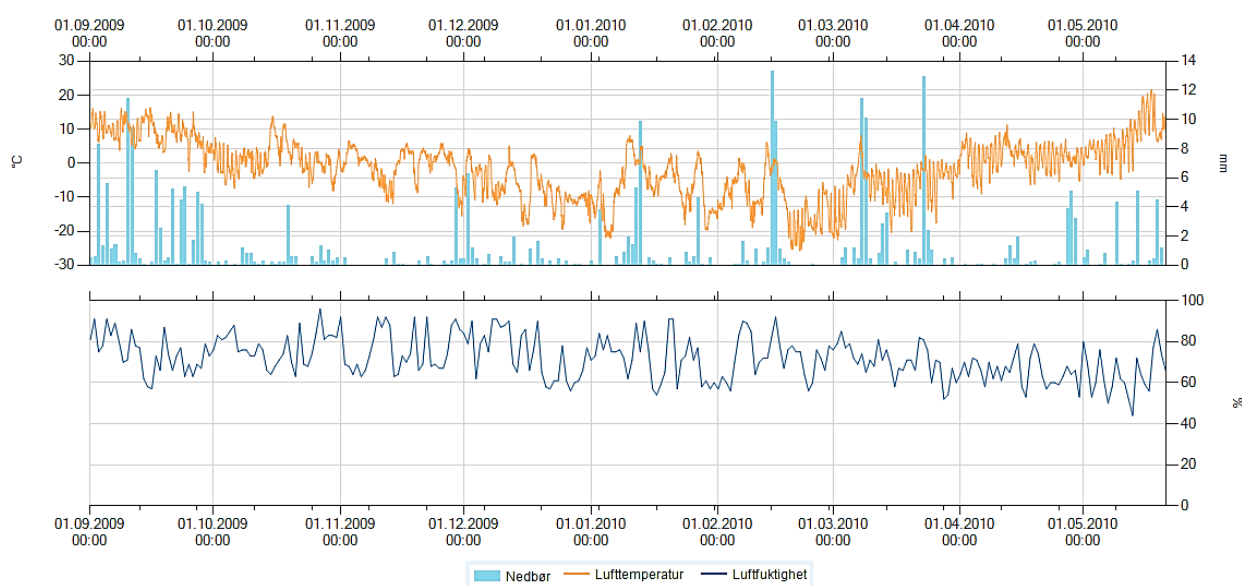
Figur 50: Skew-T Log-P diagram som viser den vertikale profilen til atmosfæren i Tuftadalen (61.2N, 6.6E) 03.21.2011 kl.00. Diagrammet er hentet fra Air Resources Laboratory (ARL).

Figur 50 viser et skew-T Log-P diagram som viser den vertikale profilen til atmosfæren i Tuftadalen. Lufttemperaturen, den røde linja, synker med høyden, noe som er normale atmosfæriske forhold. Duggpunktstemperaturen, den grønne linja, ligger inntil temperaturen hele veien i de relevante delene av diagrammet, som indikerer at luften er mettet og den relative luftfuktigheten er veldig høy, nær 100%.

4.2.2 Manddalen

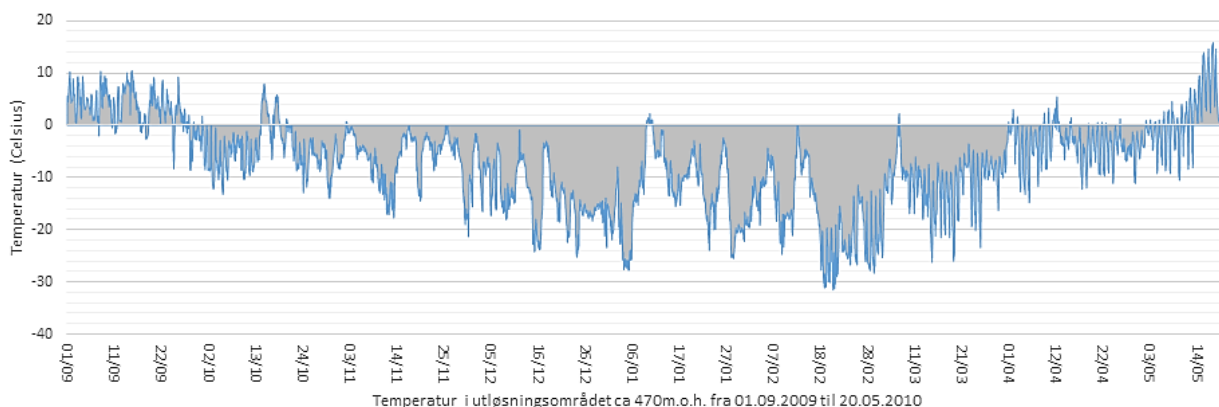
Vinterværet

Figur 51 viser lufttemperaturer, nedbør og luftfuktighet i løpet av tidsperioden fra 01.09.2009 og frem til 21.05.2010 målt på stasjon Skibotn 2. Temperaturene er kalde og luftfuktigheten er flere ganger opp mot 90%. Det er mellom 15-20 hendelser med relativt høye nedbørsrater opp mot 14mm. Integralet av det negative området er -1578.6, og integralet av det positive området er 292.5.



Figur 51: Temperatur, nedbør og luftfuktighet i Manddalen i tidsrommet 01.09.2009 til 21.05.2010 målt på stasjonen Skibotn 2 (xgeo, 2015).

Figur 52 er basert på timesdata og viser at temperaturene i løpet av perioden med vintervær i utløsningsområdet er preget av flere lange kuldeperioder. Kuldeperiodene forekommer fra slutten av oktober og frem til begynnelsen av april, kun avløst av få timer med temperaturer på opp mot 3°C. Fra midten av desember nådde temperaturen ned til -24°C, og i løpet av de tre siste ukene i februar holdt temperaturene seg omtrent mellom -23°C og -32°C. Fra begynnelsen av april til 13.05 varierte temperaturen mellom 8 og -14°C, og fra 13.05 var det økende varmegrader frem mot utløsningen av sørpeskredet 18.05.2010.

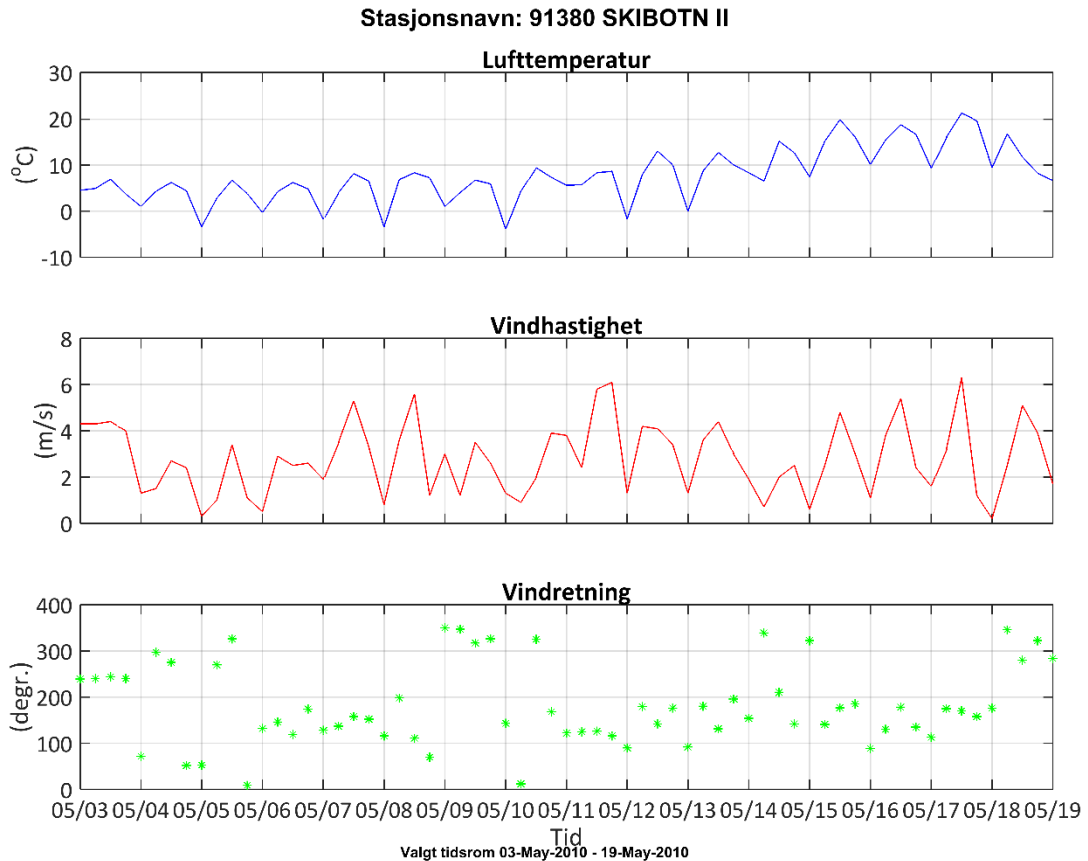


Figur 52: Temperaturer i utløsningsområdet i Storelva, Manndalen fra 01.10.2009 til 21.05.2010. Temperaturer er målt ved stasjonen Skibotn 2 og ekstrapolert til utløsningsområdet ved hjelp av en lapse rate på $-0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Under flere av de sporadiske dagene med varmegrader i løpet av de lengre kuldeperiodene har det kommet nedbør opp mot 13.5mm i februar 2010 (Figur 51 og Figur 52).

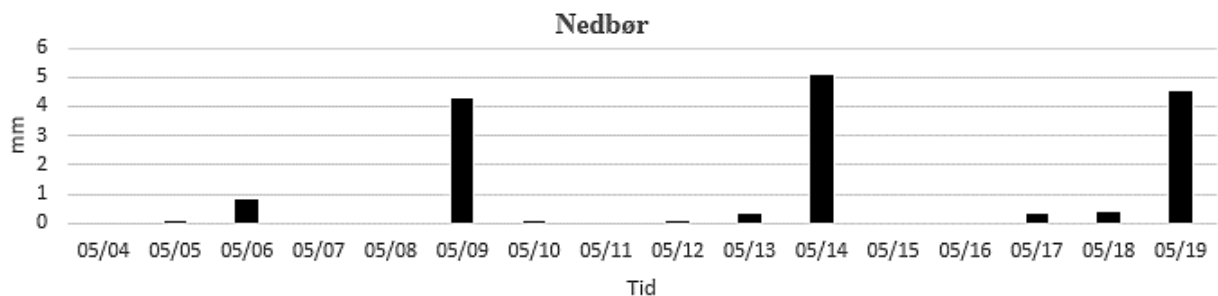
Det akutte været

Temperatur, vindretning og –hastighet i den akutte værperioden som forårsaket sørpeskredet 18.mai er vist i Figur 53. Temperaturen er raskt økende mot sørpeskredhendelsen, og kommer helt opp i 21°C 17.mai. Vindhastighetene viser døgnvariasjoner der de høyeste hastighetene forekommer på formiddagen frem til kl.12. I løpet av maimåneden holder vindhastighetene seg innenfor lett og laber bris. Vinden kommer hovedsakelig fra sørøst ($100\text{-}200^{\circ}$), men det forekommer også nordavind med jevne mellomrom ved fire anledninger.



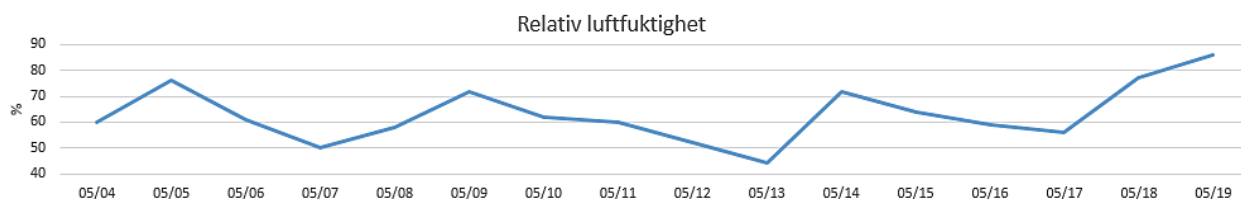
Figur 53: Temperaturvariasjon, vindhastighet og –retning i løpet av den akutte værperioden før utløsning av sørpeskredet 18.mai, 04.05.2010-19.05.2010, målt på Skibotn 2 stasjon.

Nedbøren som kom i løpet av den akutte værperioden er fremstilt i Figur 54. Skreddagen 18.05 kom det 4.5mm. De to foregående dagene kom det 0.7mm. 5 og 10 dager før kom det henholdsvis 5mm og 4.2mm. Til sammen i den akutte perioden kom det 16mm regn.



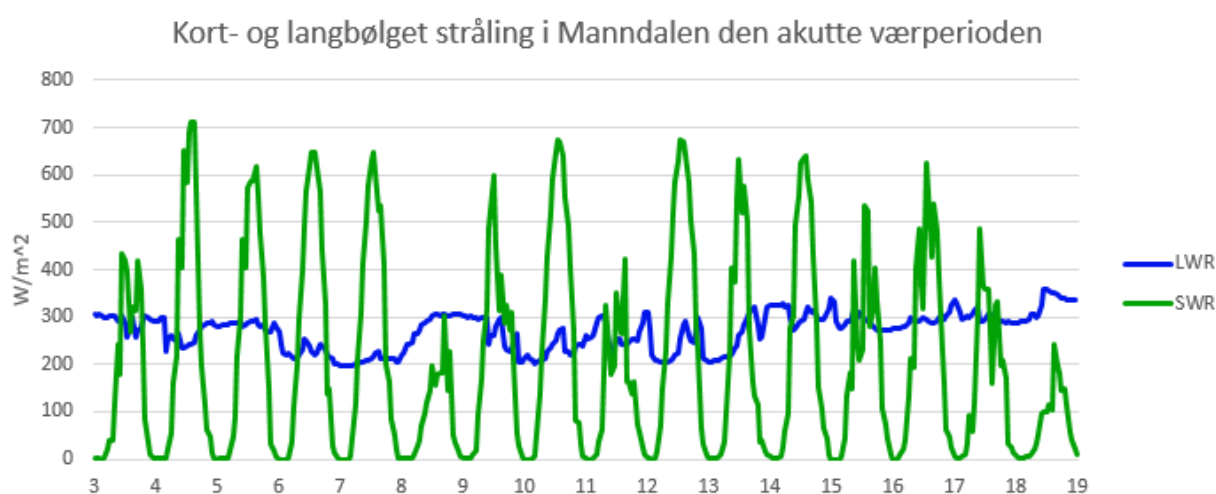
Figur 54: Nedbør i løpet av den akutte værperioden før utløsning av sørpeskredet 18.mai, målt på Skibotn 2 stasjon.

Den relative luftfuktigheten er vist i Figur 55. Den varierer rundt omtrent $60\% \pm 15\%$ frem til en topp den 18.mai på omtrent 86%. De to siste dagene er den relative luftfuktigheten relativt høy med prosentene 77 og 86 henholdsvis 17. og 18.mai.



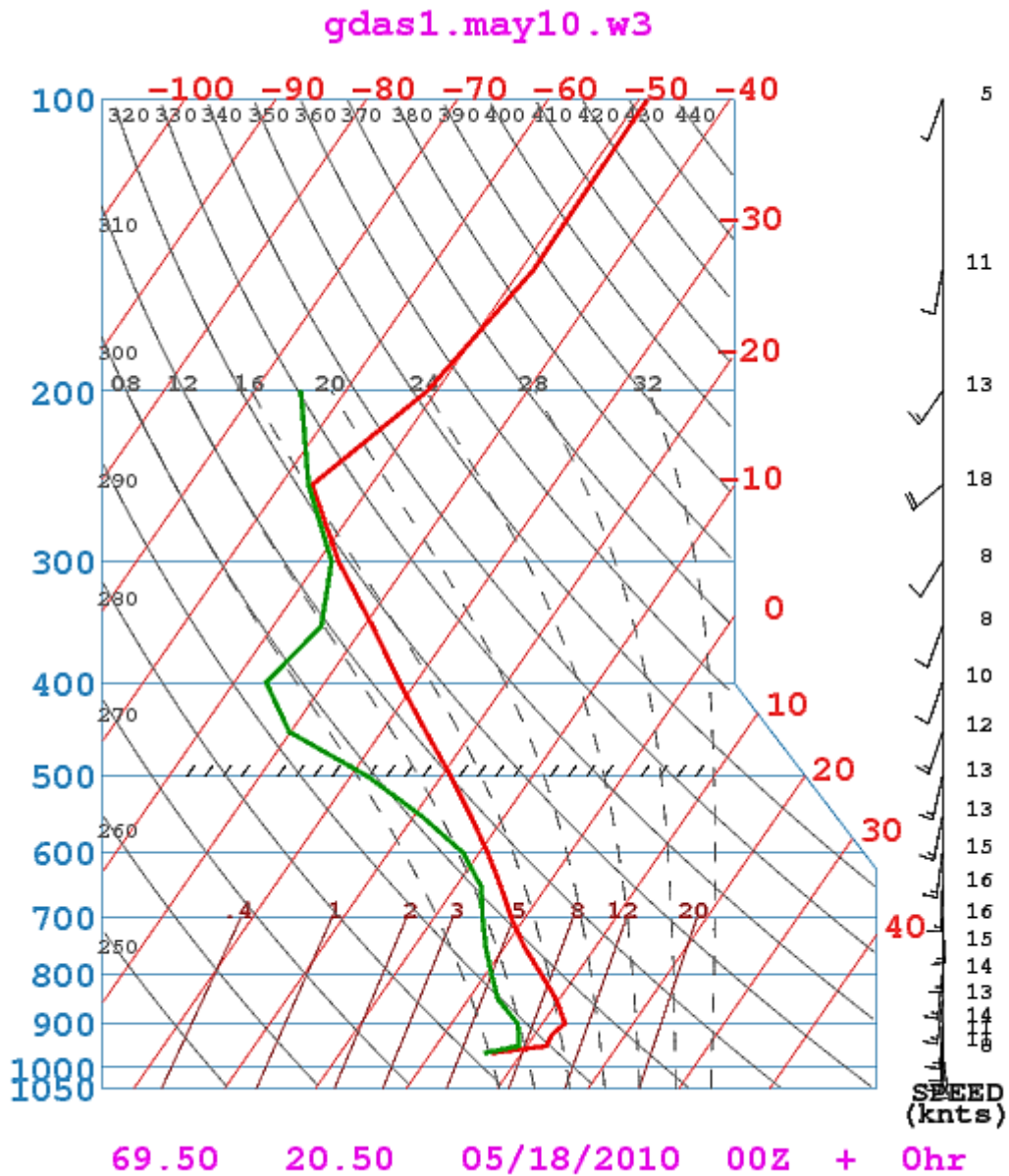
Figur 55: Relativ luftfuktighet i den akutte værperioden målt på Skibotn 2.

Figur 56 viser kortbølget stråling (SWR) målt på Sortland, og langbølget stråling målt i Manndalen.



Figur 56: Kort- og langbølget stråling i Manndalen i den akutte værperioden (16 dager) 03.-19.mai. Langbølget stråling er målt i Manndalen og kortbølget- på Sortland.

Figur 57 viser et satellittbildet av Manndalen kl.00 mai 2010. Bildet viser at det i øst både ligger et høytrykk og lavtrykk, og i vest et lavtrykk. Denne kombinasjonen av fører til sørøstlige vinder mot Manndalen. Den enkle linja under det litt spesielle lavtrykket helt øverst i satellittbildet viser et tråg. Tråget fører med seg store mengder med nedbør mot den Skandinaviske fjellkjeden.



Figur 58.: Skew-T Log-P diagram som viser den vertikale profilen til atmosfæren, de atmosfæriske forholdene, i Mandalen (69.5N, 20.5E) 05.18.2010 kl.00. Diagrammet er hentet fra Air Resources Laboratory (ARL).

Figur 58 viser et skew-T Log-P diagram som viser den vertikale profilen til atmosfæren i Mandalen. Ifølge diagrammet stiger temperaturen med høyden og viser at det var en relativt kraftig inversjon i området. Skew-T Log-P-diagrammer for foregående dager viser at den kraftige temperaturinversjonen startet 13.mai. Det at lufttemperaturprofilen er brattere enn den tørre adiabatiske temperaturendringen viser at luften er stabil.

4.2.3 Representerer sesongene normalen?

I de følgende delkapitlene vil vinterværet og det akutte været for flere sesonger sammenliknes med skredår (ene) og satt i sammenheng med normalverdiene for nedbør og temperatur. Meteorologisk institutt skriver på sine sider at: "En normal er middelverdien av vær-situasjonen for en 30-års periode". Normalperioden som brukes i dag er 1961-1990, der snittet av verdiene disse årene fungerer som referanse frem til neste normalperiode (Meteorologisk Institutt, 1999b).

Tuftadalen

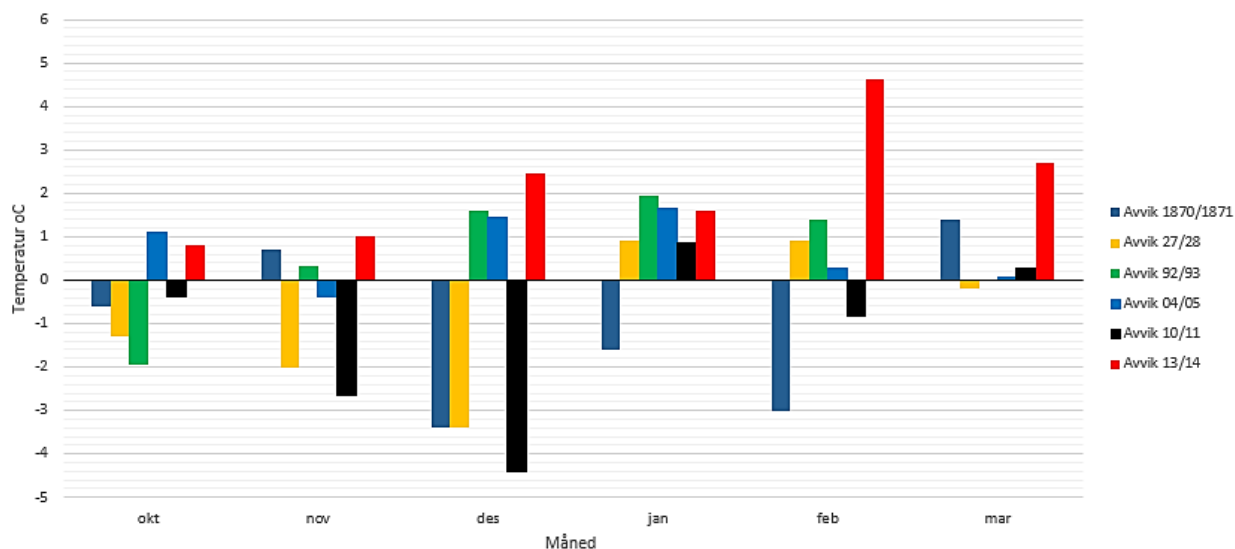
Figur 59 viser de 8 dagene med høyest nedbørsrate for månedene som er registrert på Vangsnes' tidligere og nåværende stasjon. Den tidligere stasjonen var operativ fra 1933-1994 og den nåværende fra 2002, slik at det er to lister med nedbørsrater. 22.mars 2011 er den høyeste registrerte nedbørsraten fra den nåværende stasjonen, og den høyeste registrerte marsverdien på Vangsnes. Det er registrert 5 nedbørsrater over 50mm, inkludert 22.mars 2011. Den høyeste registrerte nedbørsraten ved Vangsnes var 4.februar 1993 med 63mm. De andre dagene med over 50mm er registrert 6.februar 1967, 23.februar 1990 og 7.januar 2005 med henholdsvis 59.0, 52.4 og 50.7mm. Mars 2014 var en våt måned. 20. og 21. regnet det tilsammen 79.6mm, henholdsvis 43.4 og 36.2mm. I tillegg regnet det 25.9mm den 15.mars og 22.9mm 8.mars. Fra 6. til 24.mars 2014 regnet det 180.8mm.

53100 VANGSNES WITH RR Period:1933-1994					53101 VANGSNES WITH RR Period:2002-2015				
Mnth	Jan	Feb	Mar	Apr	Mnth	Jan	Feb	Mar	Apr
1	47,8	63,0	47,8	39,8	1	50,7	32,9	56,1	26,3
Date	01.01.1984	04.02.1993	17.03.1990	17.04.1976	Date	07.01.2005	10.02.2005	22.03.2011	17.04.2010
2	43,8	59,0	46,4	36,0	2	36,6	30,4	43,4	23,1
Date	19.01.1989	06.02.1967	16.03.1990	03.04.1938	Date	11.01.2015	22.02.2009	20.03.2014	29.04.2010
3	42,8	52,4	38,8	35,0	3	30,9	29,4	36,2	22,9
Date	08.01.1957	23.02.1990	15.03.1967	29.04.1994	Date	15.01.2003	06.02.2006	21.03.2014	10.04.2007
4	40,0	44,3	38,4	30,4	4	30,2	27,8	33,1	19,3
Date	21.01.1957	21.02.1973	24.03.1990	20.04.1939	Date	02.01.2015	24.02.2008	20.03.2010	05.04.2005
5	39,4	43,6	37,0	28,0	5	29,0	27,1	29,4	19,3
Date	21.01.1983	26.02.1959	06.03.1938	08.04.1982	Date	29.01.2008	22.02.2008	24.03.2011	15.04.2013
6	38,2	38,9	37,0	27,4	6	24,1	21,8	26,5	18,9
Date	08.01.1971	24.02.1985	29.03.1976	17.04.1988	Date	13.01.2007	23.02.2012	08.03.2015	12.04.2005
7	37,2	37,6	34,0	27,1	7	22,4	21,4	25,9	16,9
Date	09.01.1957	06.02.1934	09.03.1983	20.04.1971	Date	17.01.2011	19.02.2015	15.03.2014	06.04.2011
8	35,2	32,2	33,6	25,0	8	22,3	21,1	22,9	13,1
Date	25.01.1955	16.02.1962	29.03.1965	06.04.1990	Date	11.01.2005	04.02.2008	08.03.2014	25.04.2013

Figur 59: Maksimale nedbørssrater per måned for januar til april fra 1933-1994 og fra 2002 til 2015 registrert på Vangsnæs stasjon (eklima, 2016).

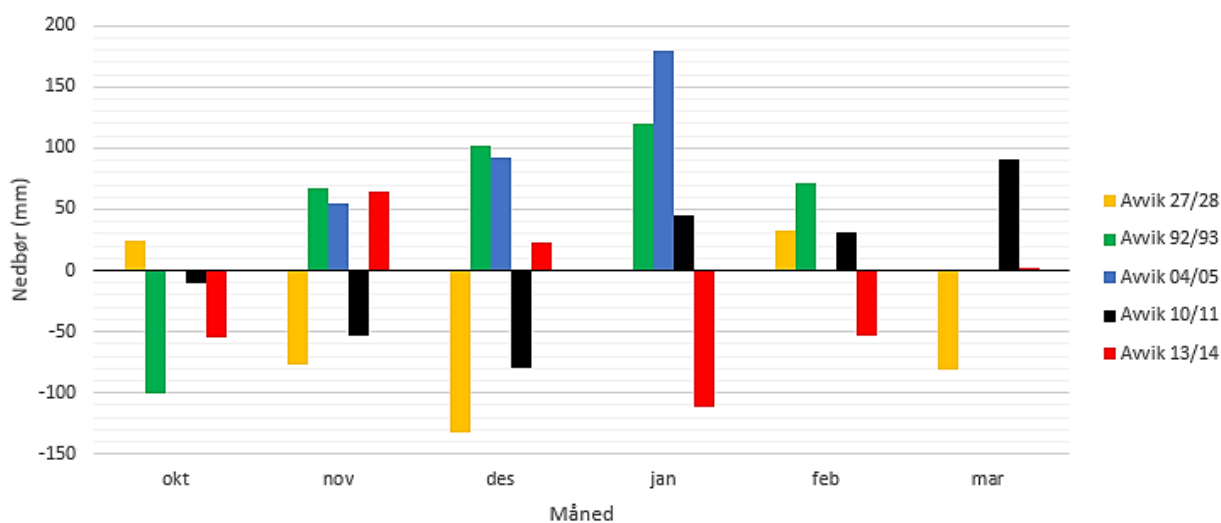
Figur 60 viser hvordan gjennomsnittlig middeltemperatur hver måned for sesongene 92/93, 04/05, 10/11 og 13/14 avviker fra normalen (1961-1990). 0-linja representerer normalen. Sesongvalgene er basert på de høye nedbørssratene disse sesongene (Figur 59). Sesong 10/11 viser de klart kaldeste middeltemperaturene.

Temperaturavvikene for sesongene 1870/1871 og 1927/1928 er inkludert da det gikk skred i Balestrand i 1871 og 1928 (0).



Figur 60: Avvik fra normalen de fire sesongene 04/05, 10/11, 92/93 og 13/14 målt på Vangsnes stasjon. Sesong 92/93 har ikke registrerte temperaturdata etter 28.februar. Sesongene 27/28 og 1871/1872 er inkludert da det gikk sørpeskred i februar måned begge disse årene.

Ser en på nedbørsavvikene fra normalen (1961-1990), ligger sesongene 10/11 og 13/14 klart under normalen (Figur 61). De lave nedbørsratene fører til et tynnere snødekke.

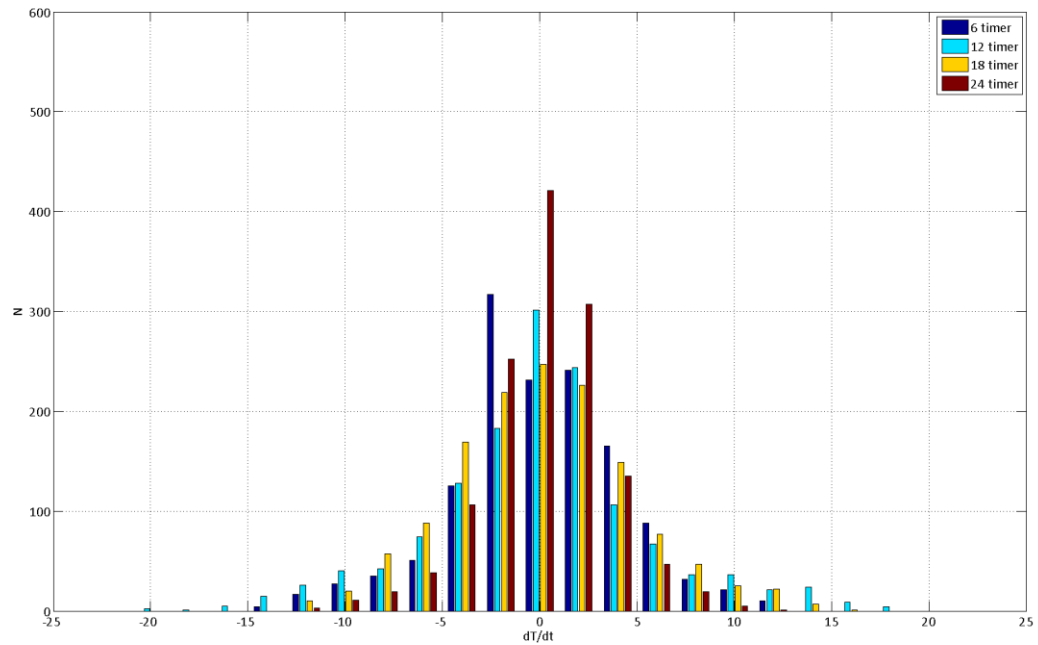


Figur 61: Avvik fra normalen de fem sesongene 27/28, 92/93, 04/05, 10/11 og 13/14. Sesong 92/93 har ikke registrerte nedbørsdata etter 28.februar. Det er ikke registrert nedbør i sesongen 1870/1871.

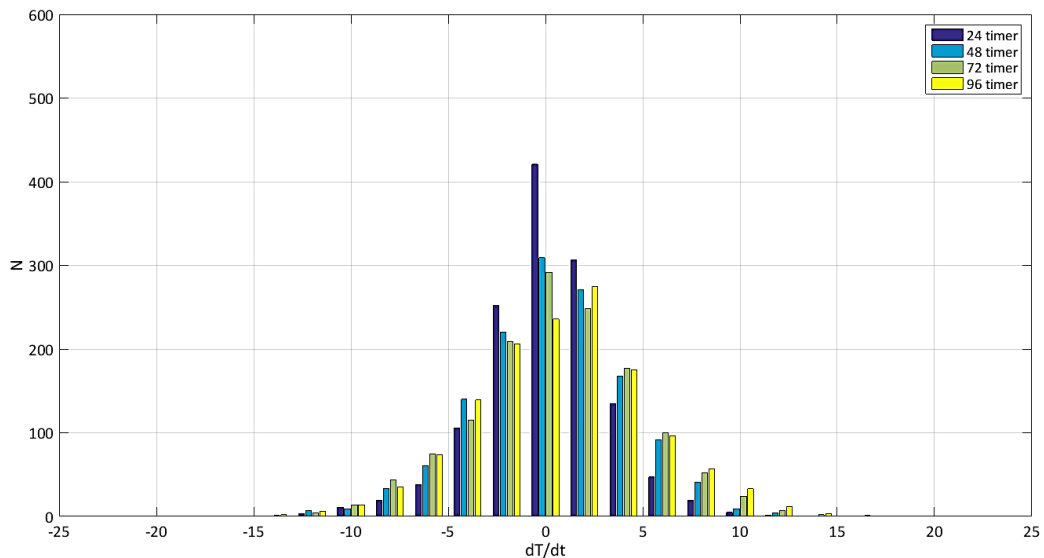
Manndalen

Da temperaturøkningen i mai 2010 var en viktig årsak til skredutløsningen i Storelva, er det interessant å se hvilke og hvor mange år som har opplevd det samme. Figur 62 og Figur 63

fremstiller antall ganger temperaturendringene er x antall grader i mai årene 2004-2016 for stasjonen Skibotn 2.

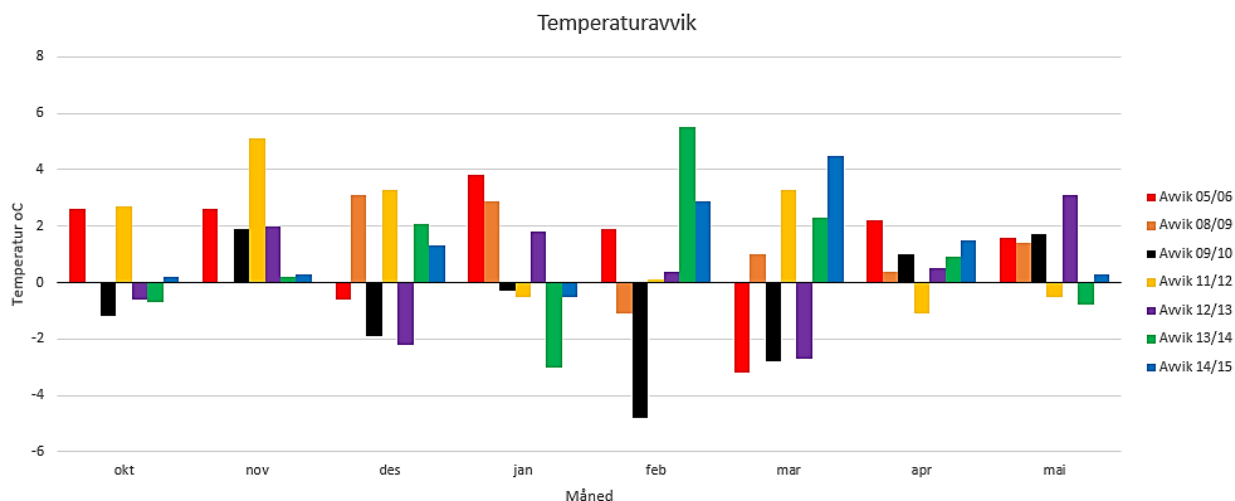


Figur 62: Antall over temperaturendring i mai årene 2004-2016 for stasjonen Skibotn 2 for 6, 12, 18 og 24 timer.



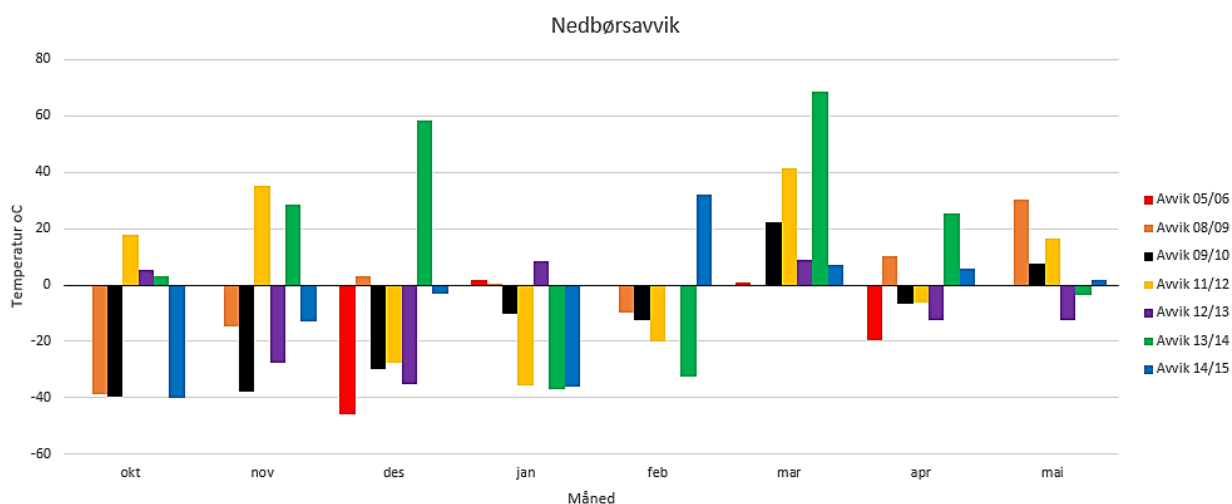
Figur 63: Antall over temperaturendring i mai årene 2004-2016 for stasjonen Skibotn 2 for 24, 48, 72 og 96 timer.

Figur 62 viser døgnvariasjonene, mens Figur 63 viser variasjonene i værssystemet.



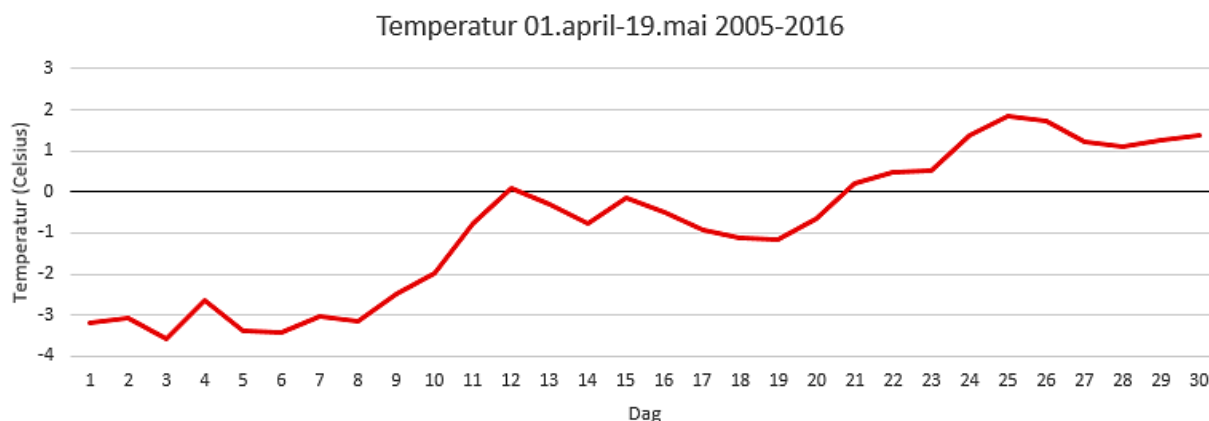
Figur 64: Temperaturavvik for år med høyere eller lik temperaturøkning 48, 72 og 96 timer i mai som økningen i skredsesongen 09/10.

Figur 64 viser temperaturavvikene for sesongene som har lik eller høyere temperaturøkning i mai etter 48, 72 og 96 timer som i mai 2010. Om en summerer avvikene for alle månedene for hver sesong, er 09/10 er den eneste sesongen med et negativt gjennomsnittlig avvik på -6.4°C . Den nest kaldeste sesongen er 12/13 med et gjennomsnittlig avvik på 2.3°C . Lave temperaturer henger ofte sammen med lave nedbørssrater. Det gjelder også sesongene 09/10 og 12/13 som har de laveste nedbørssratene, henholdsvis med gjennomsnittlig avvik på -106.4 og -65.2mm (Figur 65).



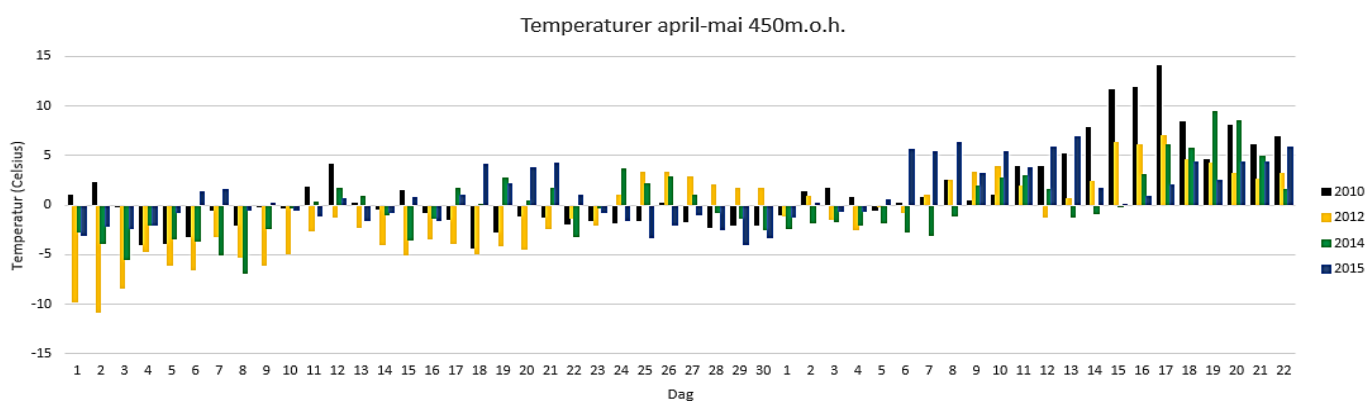
Figur 65: Nedbørsavvik for år med høyere eller lik temperaturøkning 48, 72 og 96 timer i mai som økningen i skredsesongen 09/10.

April er måneden der temperaturene går fra negative til positive. Gjennomsnittstemperaturene for april for årene 2005-2016 vises i Figur 66.



Figur 66: Gjennomsnittstemperaturene i april for årene 2005-2016 viser at april er måneden temperaturene går fra negative til positive.

Ifølge Nyberg (1985) skal det bare en til to uker med smeltevannsproduksjon til før dreneringsveiene er åpne. Dreneringssystem hemmer akkumulasjon av smeltevann i snødekket (Nyberg, 1985). Da smeltevannsproduksjonen i Manndalen mai 2010 var en følge av høye temperaturer, vil det være hensiktsmessig å basere smeltevannsproduksjonen på temperaturer over 0°C. Figur 67 viser temperaturene i april og mai for sesongene som har lik eller høyere temperaturøkning i mai etter 48, 72 og 96 timer som i mai 2010 (Figur 65), i tillegg til å ikke ha temperaturer over 0°C en uke (7 døgn), basert på Nyberg (1985), før temperaturene kontinuerlig ligger over 0°C.



Figur 67: Temperaturene i april for årene 2010, 2012, 2014 og 2015.

4.3 Skredsannsynlighet

For både Tuftadalen og Manndalen er det beregnet en tabell som gir en oversikt over øvre og nedre returperiodegrenser for 75, 80, 90, 95 og 99% konfidensintervall. Deretter følger en graf

der det fremstilles sannsynligheten for ett skred, null eller ett skred, eller mer enn ett skred i løpet av perioden det finnes skredkunnskap.

Informasjon om tidligere skredhendelser er nyttig informasjon for å bestemme frekvensen til et skred (Hefre and Høydal, 2014).

4.3.1 Tuftadalen

Tabell 2: Tosidig og ensidig analyse av konfidensintervall for Tuftadalen.

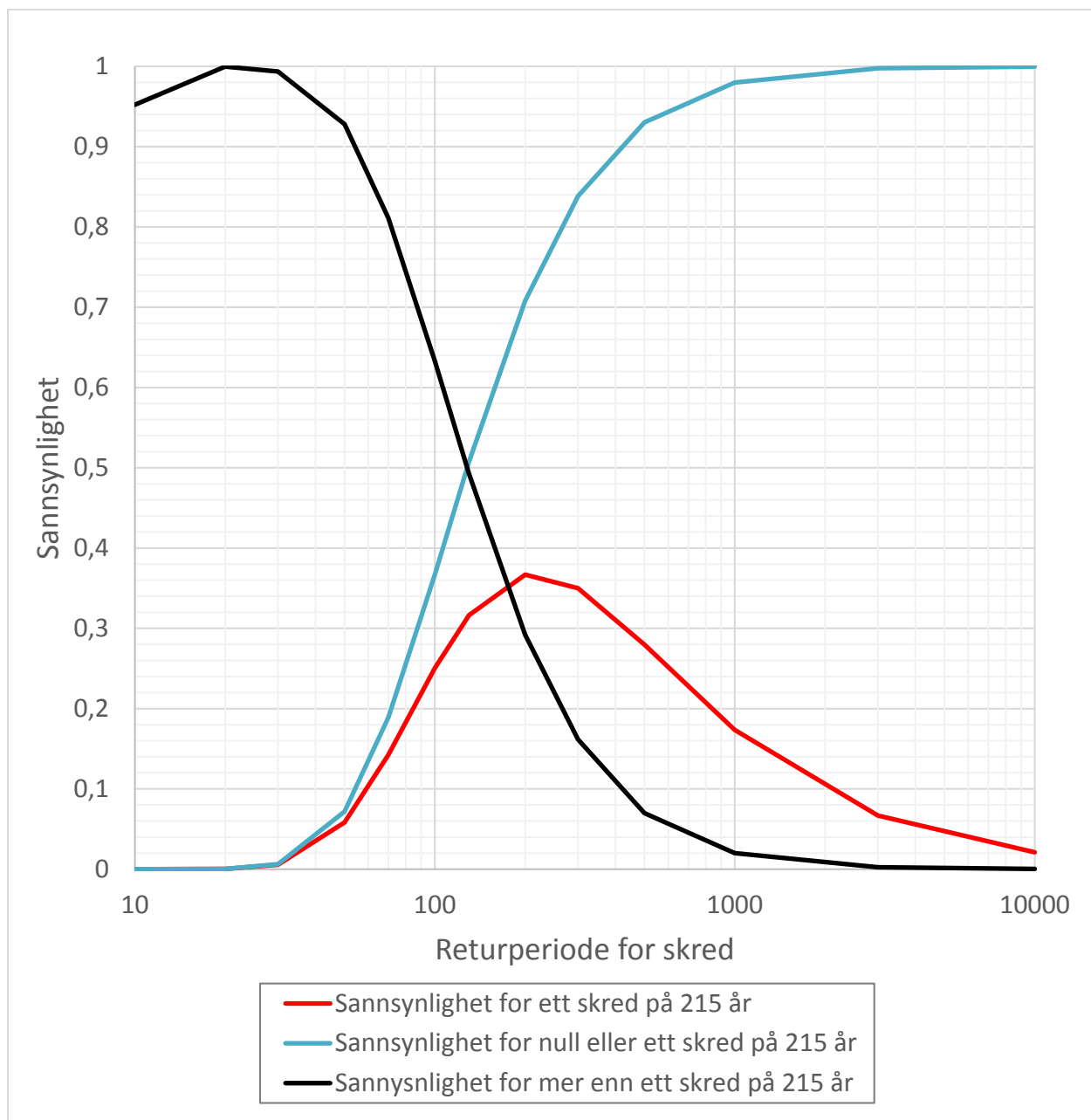
TOSIDIG (dvs at vi lager et intervall som det er sannsynlig at returperioden er innenfor)						
Antall skred		2	2	2	2	2
Periode	år	215	215	215	215	215
Konfidens		75 %	80 %	90 %	95 %	99 %
Minste estimat middelerverdi på antall skred i perioden		0,609	0,532	0,355	0,242	0,103
Største estimat middelerverdi på antall skred i perioden		4,996	5,322	6,296	7,225	9,274
Minste estimat årlig sannsynlighet		0,00283	0,00247	0,00165	0,00113	0,00048
Største estimat årlig sannsynlighet		0,02324	0,02475	0,02928	0,03360	0,04313
Minste estimat returperiode	år	43,0	40,4	34,1	29,8	23,2
Største estimat returperiode	år	352,8	404,3	605,0	887,7	2077,4
ENSIDIG (dvs at vi beregner sannsynlighet for at returperioden "er mindre enn" ELLER "er større enn" de gitte verdiene)						
Antall skred		2	2	2	2	2
Periode	år	215	215	215	215	215
Konfidens		75 %	80 %	90 %	95 %	99 %
Minste estimat middelerverdi på antall skred i perioden		0,961	0,824	0,532	0,355	0,149
Største estimat middelerverdi på antall skred i perioden		3,920	4,279	5,322	6,296	8,406
Minste estimat årlig sannsynlighet		0,00447	0,00383	0,00247	0,00165	0,00069
Største estimat årlig sannsynlighet		0,01823	0,01990	0,02475	0,02928	0,03910
Returperioden er sannsynligvis større enn	år	54,8	50,2	40,4	34,1	25,6
Returperiode er sannsynligvis mindre enn	år	223,7	260,8	404,3	605,0	1447,3

Tabell 2 viser at det er relativt vanskelig å anslå en bestemt returperiode når det kun er gått to skred på 215 år. Om en ser på kolonne 4 i den tosidige analysen med et konfidensintervall på 95%, der det er en sannsynlighet på 0.95 på at den sanne returperioden ligger innenfor dette intervallet, er returperioden beregnet å være et sted mellom 30 og 888 år. Om en da ser på den tilsvarende kolonnen (4) i den ensidige analysen, viser dette resultatet at det er 95% sannsynlig at returperioden er høyere enn 34 år og lavere enn 605 år.

Om en gjør sannsynlighetsberegninger for hele Balestrand basert på Figur 16, vil det være 4 skred i løpet av 215 år, istedenfor to Tabell 3. Returperiodeintervallene reduseres kraftig.

Tabell 3: Tosidig og ensidig analyse av konfidensintervall for Balestrand

TOSIDIG (dvs at vi lager et intervall som det er sannsynlig at returperioden er innenfor)						
Antall skred		4	4	4	4	4
Periode	år	215	215	215	215	215
Konfidens		75 %	80 %	90 %	95 %	99 %
Minste estimat middelerverdi på antall skred i perioden		1,898	1,745	1,366	1,090	0,672
Største estimat middelerverdi på antall skred i perioden		7,599	7,994	9,154	10,242	12,594
Minste estimat årlig sannsynlighet		0,00883	0,00812	0,00635	0,00507	0,00313
Største estimat årlig sannsynlighet		0,03534	0,03718	0,04257	0,04764	0,05858
Minste estimat returperiode	år	28,3	26,9	23,5	21,0	17,1
Største estimat returperiode	år	113,3	123,2	157,4	197,3	319,8
ENSIDIG (dvs at vi beregner sannsynlighet for at returperioden "er mindre enn" ELLER "er større enn" de gitte verdiene)						
Antall skred		4	4	4	4	4
Periode	år	215	215	215	215	215
Konfidens		75 %	80 %	90 %	95 %	99 %
Minste estimat middelerverdi på antall skred i perioden		2,535	2,297	1,745	1,366	0,823
Største estimat middelerverdi på antall skred i perioden		6,274	6,721	7,994	9,154	11,605
Minste estimat årlig sannsynlighet		0,01179	0,01068	0,00812	0,00635	0,00383
Største estimat årlig sannsynlighet		0,02918	0,03126	0,03718	0,04257	0,05398
Returperioden er sannsynligvis større enn	år	34,3	32,0	26,9	23,5	18,5
Returperiode er sannsynligvis mindre enn	år	84,8	93,6	123,2	157,4	261,2



Figur 68: Returperiode korresponderer med en sannsynlighet.

Figur 68 viser at det er 36.7% sannsynlig (sannsynlighet på 0.367) at det går ett skred de neste 215 år (rød kurve).

Om en ser på returperioderesultatene i Tabell 2 for ensidig analyse for 95% konfidensintervall: 34.1 og 605 år, vil sannsynligheten for mer enn ett skred på 215 år (svart kurve) være henholdsvis 99.4 og 2% sannsynlig. Med en gjennomsnittlig returperiode på 319.55 år $((605+34.1)/2)$ vil det være 16.2% sjanse for mer enn ett skred på 215 år.

4.3.2 Manddalen

Tabell 4: Tosidig og ensidig analyse av konfidensintervall for Manddalen.

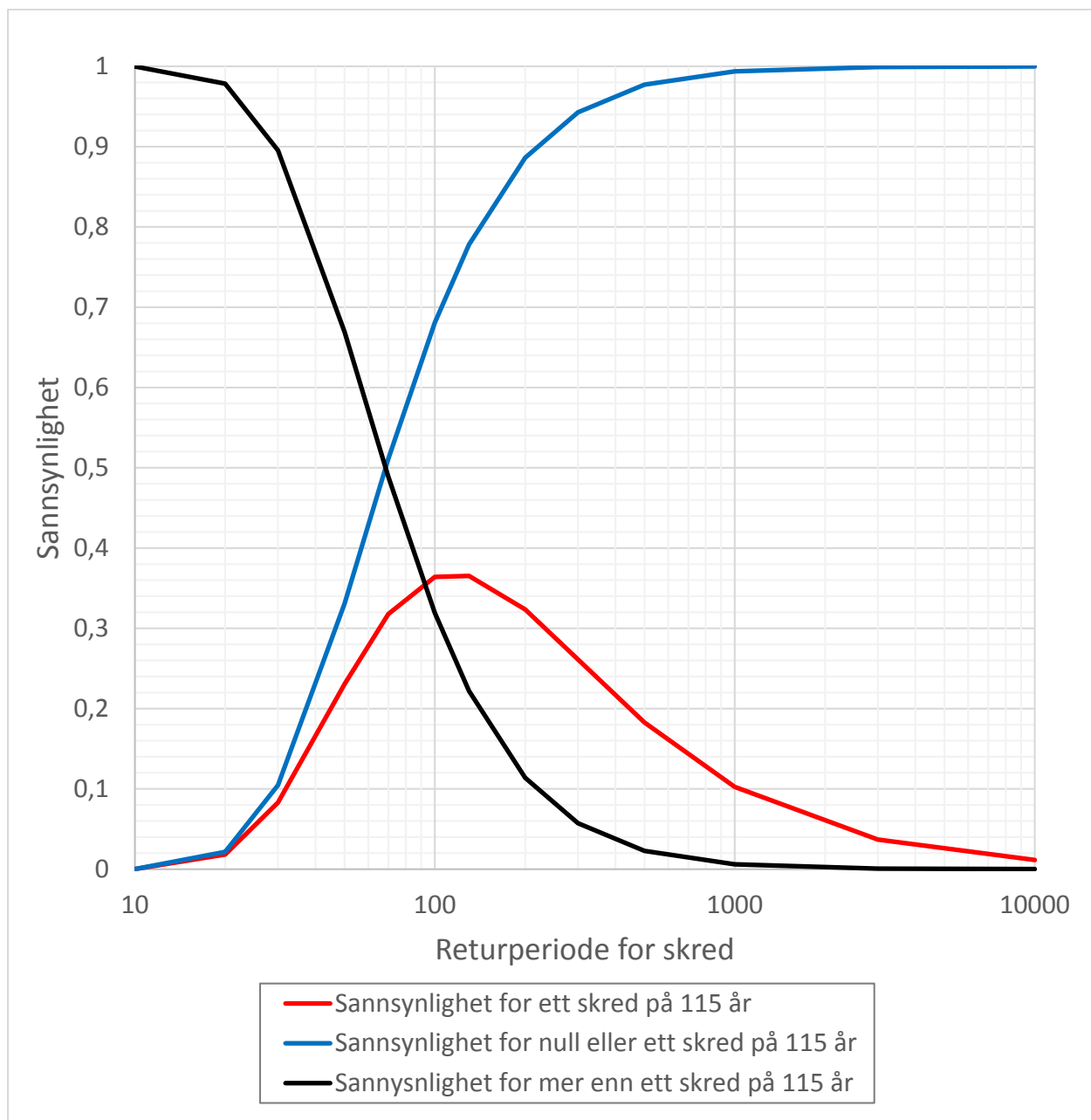
TOSIDIG (dvs at vi lager et intervall som det er sannsynlig at returperioden er innenfor)						
Antall skred		1	1	1	1	1
Periode	år	115	115	115	115	115
Konfidens		75 %	80 %	90 %	95 %	99 %
Minste estimat middelerdi på antall skred i perioden		0,134	0,105	0,051	0,025	0,005
Største estimat middelerdi på antall skred i perioden		3,607	3,890	4,744	5,572	7,430
Minste estimat årlig sannsynlighet		0,00116	0,00092	0,00045	0,00022	0,00004
Største estimat årlig sannsynlighet		0,03137	0,03382	0,04125	0,04845	0,06461
Minste estimat returperiode	år	31,9	29,6	24,2	20,6	15,5
Største estimat returperiode	år	861,2	1091,5	2242,0	4542,3	22942,5
ENSIDIG (dvs at vi beregner sannsynlighet for at returperioden "er mindre enn" ELLER "er større enn" de gitte verdiene)						
Antall skred		1	1	1	1	1
Periode	år	115	115	115	115	115
Konfidens		75 %	80 %	90 %	95 %	99 %
Minste estimat middelerdi på antall skred i perioden		0,288	0,223	0,105	0,051	0,010
Største estimat middelerdi på antall skred i perioden		2,693	2,994	3,890	4,744	6,638
Minste estimat årlig sannsynlighet		0,00250	0,00194	0,00092	0,00045	0,00009
Største estimat årlig sannsynlighet		0,02341	0,02604	0,03382	0,04125	0,05772
Returperioden er sannsynligvis større enn	år	42,7	38,4	29,6	24,2	17,3
Returperiode er sannsynligvis mindre enn	år	399,7	515,4	1091,5	2242,0	11442,4

Tabell 4 viser at det er vanskelig å anta en bestemt returperiode når det kun er gått ett enkelt skred på 115 år. Om en ser på kolonne 4 i den tosidige analysen med et konfidensintervall på 95%, der det er en sannsynlighet på 0.95 på at den sanne returperioden ligger innenfor dette intervallet, er returperioden beregnet å være et sted mellom 21 og 4542 år. Om en da ser på den tilsvarende kolonnen (4) i den ensidige analysen, viser dette resultatet at det er 95% sannsynlig at returperioden er høyere enn 24 år og lavere enn 2242 år.

Hvis det hadde forekommet tre hendelser i løpet av et like langt tidsrom (115), ville den øvre returperiodegrensa minke betraktelig mens den nedre ville så å si vise den samme returperioden (Tabell 5).

Tabell 5: Tosidig og ensidig analyse av konfidensintervall for Manddalen med tenkte 3 skred i perioden.

TOSIDIG (dvs at vi lager et intervall som det er sannsynlig at returperioden er innenfor)						
Antall skred		3	3	3	3	3
Periode	år	115	115	115	115	115
Konfidens		75 %	80 %	90 %	95 %	99 %
Minste estimat middelværdi på antall skred i perioden		1,221	1,102	0,818	0,619	0,338
Største estimat middelværdi på antall skred i perioden		6,318	6,681	7,754	8,767	10,977
Minste estimat årlig sannsynlighet		0,01061	0,00958	0,00711	0,00538	0,00294
Største estimat årlig sannsynlighet		0,05494	0,05809	0,06742	0,07624	0,09546
Minste estimat returperiode	år	18,2	17,2	14,8	13,1	10,5
Største estimat returperiode	år	94,2	104,3	140,6	185,9	340,4
ENSIDIG (dvs at vi beregner sannsynlighet for at returperioden "er mindre enn" ELLER "er større enn" de gitte verdiene)						
Antall skred		3	3	3	3	3
Periode	år	115	115	115	115	115
Konfidens		75 %	80 %	90 %	95 %	99 %
Minste estimat middelværdi på antall skred i perioden		1,727	1,535	1,102	0,818	0,436
Største estimat middelværdi på antall skred i perioden		5,109	5,515	6,681	7,754	10,045
Minste estimat årlig sannsynlighet		0,01502	0,01335	0,00958	0,00711	0,00379
Største estimat årlig sannsynlighet		0,04443	0,04796	0,05809	0,06742	0,08735
Returperioden er sannsynligvis større enn	år	22,5	20,9	17,2	14,8	11,4
Returperiode er sannsynligvis mindre enn	år	66,6	74,9	104,3	140,6	263,7



Figur 69: Returperiode korresponderer med en sannsynlighet.

Ved å bruke sannsynlighetene fra Tabell 4, viser Figur 69 at det er 36.2% sannsynlig (sannsynlighet på 0.362) at det går ett skred de neste 115 år (rød kurve).

Om en ser på returperioderesultatene i Tabell 4 for ensidig analyse for 95% konfidensintervall: 24.2 og 2242 år, vil sannsynligheten for mer enn ett skred på 115 år (svart kurve) være henholdsvis 98 og 0.072% sannsynlig. Med en gjennomsnittlig returperiode på 1133.1 år $((2242+24.2)/2)$ vil det være 0.61% sjanse for mer enn ett skred på 115 år.

4.4 Sammendrag

	Flesjælvi	Storelva
Nedbør før hendelsen (siste døgn)	56.1 mm (100 mm på flere nærliggende stasjoner)	4.5 mm
Temperatur i utløsningsområdet under hendelsen (kl.20.00)	2.7°C	16.6°C
Vindhastighet	6m/s	5m/s
Fallhøyde	525m	405m
Antatt høyde på utløsningsområde	525m.o.h.	470m.o.h.
Værstasjoner	Vangsnes (53101) Balestrand (55920) Njøs	Skibotn 2 (91380) Mann dalen (91520) Sortland
Fronthastighet	80km/t, 6m høy	?
Skader	Ett hus tatt, to døde	Ett hus skadet
Tverrsnitt	30-50m ²	>21m ²
Masseføring	500-1000m ³ /s	?

5 Diskusjon

I kapittel 5 vil det være en diskusjon av resultatene som ble presentert i kapittel 4. Funnene vil relateres til hensikten med masteroppgaven som ble presentert i delkapittel 1.2. Topografien og de mulige utløsningsområdene vil settes i sammenheng med meteorologiske forhold og skredsannsynlighet. Diskusjonen er delt opp som foregående kapitler der hvert feltområde diskuteres separat.

5.1 Tuftadalen

5.1.1 Feltarbeid

De mest kritiske områdene for utløsning av sørpeskred i nedbørsfeltet til Flesjælvi, er myrområdene langs elva. Disse områdene er perfekte for ansamling av vann og metning av snø som deretter kan føre til utløsningen av et sørpeskred. Det øvre myrområdet er spesielt utsatt (Figur 25). Dette myrområdet dekker et område på omtrent $118\,000\text{m}^2$. Om en beregner en gjennomsnittssnødybde på 1.5m og antar at all denne massen kan bli med i utløsningen av et sørpeskred, vil volumet bli $177\,000\text{m}^3$. $177\,000\text{m}^3$ sørpe tilsvarer $141\,600\text{m}^3$ vannekvivalenter om en antar sørpen har en tetthet på 800kg/m^3 . Da sørpeskred er en type skred som er sterkt eroderende, vil sørpeskredet få et betydelig større volum nedover i skredløpet. Det mindre myrområdet rett nedenfor dekker et areal på 4660m^2 som, med samme tetthet som over, tilsvarer 3728m^3 vannekvivalenter. Det samlede volumet for begge myrene er $145\,328\text{m}^3$ vannekvivalenter. Det er grunn til å tro at det kan samles nok vann for en utløsning av et sørpeskred fra den nedre myra, men her er det ikke noe etterfølgende knekkpunkt.

Ned fra det øvre myrområdet er det et naturlig knekkpunkt ned til brattere deler av elva. I knekkpunktet vil snødekket være svakere enn omkringliggende områder og være et potensielt brytningspunkt (2.1.1). I knekkpunkt vil det ofte være et tynnere snødekke som har hatt en brattere temperaturgradient i løpet av vinteren enn det omkringliggende snødekket, slik at det svake laget er tykkere, mettes raskere og omdannes raskere til sørpekrySTALLER. Ned mot begge myrområdene er det i tillegg relativt bratte skråninger med områder med skurt bart fjell og sideelver som kan føre til at snøskred, oppbløting av snødekket eller annet materiale raser ned mot elva (Figur 6). Disse skredene kan enten demme opp, endre løpet til elva eller gi allerede

oppdemt vann en puls slik at det utløses et sørpeskred. Skråningene har arr og merker etter tidligere skred, så massebevegelser har og vil forekomme (Figur 27). Da dalsidene Tuftadalen mottar ujevn mengde sol, kan en anta at det dannes to forskjellige snødekker på hver side av dalen. Det er trolig kaldere temperaturer på sørsiden slik at snødekket kan få en struktur med lag med kritisk tekstur. Snøen på nordsiden vil trolig mettes med vann tidligere enn på sørsiden som følge av de forskjellige eksposisjonene. Det vil derfor være fare for skred i dalsidene gjennom store deler av vårsesongen.

Et større og kraftigere sørpeskred enn det som gikk i mars 2011 vil antakeligvis være mulig. Det er spor etter tidligere sørpeskred flere hundre meter over utløsningsområdet for skredet i 2011 (Figur 26 og Figur 27). Med en høyere snøgrense og/eller en kritisk temperaturgradient vil skredet kunne nå større volum. Flere områder i elveløpet er mulige utløsningssoner, som for eksempel på kote 600 (Figur 25) og 725 (Figur 26) der det var avsetninger etter tidligere sørpeskred. Det er mulig at disse sørpeskredene er gått andre år enn i 2011, men det er vanskelig å vite. Faren for at et skred skal kunne starte helt fra Fagravatnet er ikke lenger aktuelt, da de største arealene her opp tilhører et annet nedbørsfelt. Det er vanskelig å vite hvor store vannmengder som var samlet opp i den øverste myra og som bidro til utløsningen i 2011. Bilder fra myra som er tatt få dager senere viser en myr som trolig kan holde større mengder vann enn det den gjorde i 2011. Store mengder vann i den øvre myra kombinert med masseføring som kan gi en puls til vannmassene i tillegg til volumet i den nedre myra kan føre til store sørpeskred. Skredmassene fra dalsidene kan også demme opp vannet i myra så det kan bygges opp et stort vanntrykk som til slutt kan bryte.

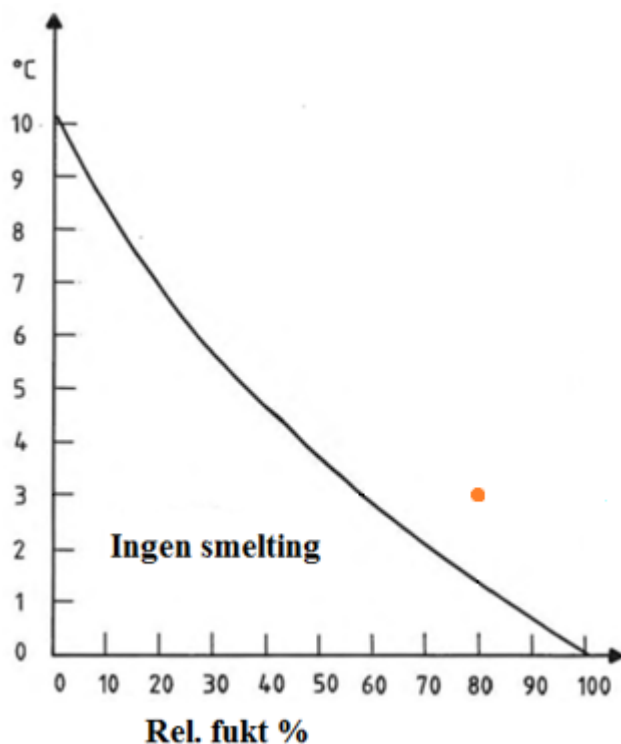
Med tanke på utløsningsårsak (3.1.1) er det lite som tilsier at Statens vegvesen har rett i at skredet ble utløst som følge av masseføring i fjellsiden. Det gikk skred ned fjellsidene mot den øvre store myra, men de har trolig ikke påvirket utløsningen da massene ikke nådde ned til elveløpet. Utløsningsområdet er flere hundre meter unna slik at det sannsynligvis er andre årsaker til utløsningen av sørpeskredet. Om utløsningsområdet hadde vært lenger opp i elveløpet, kunne det vært mulighet for at massebevegelser fra en sideskråning hadde vært en del av de utløsende årsakene.

5.1.2 Meteorologiske observasjoner

Vinterværet

I løpet av vinterværperioden sesongen 10/11 har det vært flere perioder med kuldegrader helt nede i -11°C på høyden til utløsningsområdet. Spesielt fra slutten av november 2010 til begynnelsen av januar 2011, og fra midten av februar til begynnelsen av mars var det kalde temperaturer. Temperaturene sesongen 10/11 lå under normalen for Vangnes i oktober, november, desember og februar henholdsvis med 0.4, 2.7, 4.4 og 0.9°C (Figur 60). Både november og desember ligger relativt langt under temperaturnormalen. Samtidig ligger den samme skredsesongen 10, 50 og 80mm under nedbørnormalen i henholdsvis oktober, november og desember (Figur 61). Kombinasjonen av lave temperaturer og lave nedbørsrater har antakeligvis ført til at det under disse periodene ble satt opp en relativt sterk temperaturgradient i snødekket som førte til dannelsen av begerkrystaller gjennom kinetisk metamorfose. Dannelsen av begerkrystaller førte igjen til et ustabilisert snødekke med et lag bestående av krystaller med lav tetthet og som raskt ble omdannet til sørpekrystaller ved tilgang på vann. Kuldeperioden i februar er interessant, da denne ligger 0.9°C under normalen. I skredåret 1928 lå februar 3°C under normalen. Dette kan ha vært utslagsgivende for sørpeskredene som gikk disse årene da de negative temperaturene trolig har hemmet mulige dreneringsveier ut av snødekket. Samtidig ligger 1928 over normalen i januar med 0.9°C (lufttemperaturen for januar er relevant her da skredet gikk tidlig i februar). Hadde vært interessant å se hvordan de positive temperaturene fordelte seg i løpet av måneden, men klima har kun månedsverdier.

Temperaturdiagrammet i utløsningshøyden (Figur 43) viser at det i januar er vekslende lufttemperaturer over og under 0°C . De vekslende temperaturene førte trolig til at det frie vannet som ble dannet i overflaten av snødekket frøs til is og dannet islag og/eller skarelag i og på snødekket. Samtidig er den relative luftfuktigheten i januar oppe i 80 og 90%. Såpass høy relativ luftfuktighet fører til snøsmelting fra 1.3°C og 0.7°C respektivt (Figur 70). Dagene med høy relativt fuktighet sammenfaller flere ganger med varmegrader, og dette har antakeligvis ført til noe oppvarming og smelting av snødekket. Høy luftfuktighet fører til en redusert fordampning slik at smeltevannsproduksjonen i snødekket blir større. Det er høyest smeltrate når luftfuktigheten er høy da vannet akkumuleres istedenfor å fordampe. Ved lave temperaturer trengs det høy luftfuktighet for å danne smeltevann.



Figur 70: Snøsmeltingen relatert til temperatur og relativ fuktighet (%) (Hestnes et al. 1987). Det røde punktet viser situasjonen under utløsningen av sørpeskredet 21.03.2011.

Det akutte været

Det akutte været som førte til sørpeskredet 21.mars var mildt med svært mye nedbør over en kort periode dagene før og under skredet. Vangsnes stasjon målte 56.1mm regn siste 24 timer kl.07 den 22.mars, der mesteparten antakeligvis kom før skredet. I utløsningsområdet var vindhastigheten omtrent 3m/s. Sammen med en lufttemperatur på 2.7°C vil smeltevannsproduksjonen tilsvare omtrent 15mm (Figur 9). Dette utgjør totalt, inkludert nedbør og snøsmelting, 71.1mm (45mm mindre enn NGIs antakelser). I tillegg bidro den relative luftfuktigheten til noe smeltevannsproduksjon (Figur 70). Nærliggende værstasjoner målte over 100mm regn (Norges geotekniske institutt NGI, 2011d). Generelt var mars en måned med mye nedbør, og det ble satt nedbørsrekord etter kraftig regnvær i både Hordaland og Sogn og Fjordane (NRK, 2011b). Årsaken til de høye nedbørsratene var finværet i Europa (Figur 49) der et kraftig høytrykk over Storbritannia førte veldig fuktig og mild luft rett til Nord-Vestlandet som ble utsatt for mye nedbør. I tillegg var det kraftig vind som førte mye av regnet innover i landet (NRK, 2011b).

Figur 59 viser at det er kommet opp mot like høye (50.7mm) og høyere (63mm) nedbørsmengder i løpet av de fire første månedene i året. I tillegg var mars 2014 og januar

2005 våte måneder. Likevel er det ikke utløst sørpeskred disse årene. Figur 60 er muligens en forklaring der de respektive vintersesongene forut de høye nedbørsdagene viser temperaturer høyere enn normalen omtrent hele vintersesongen. Sesongen 10/11 viser et høyt negativt avvik både i november og desember. Det samme gjelder nedbørsavvikene (Figur 61).

Balestrand er hele året utsatt for vedvarende vestlige og sørvestlige vinder som fører med seg varm fuktig luft fra Nord-Atlanteren (Harstveit, 1984). Figur 46 bekrefter dette da den akutte værperioden er utsatt for relativt høy luftfuktighet. De siste fire dagene før skredet er luftfuktigheten større eller lik 72%. Balestrand er kystkommune (NOU Klimatilpasning, 2009) og ifølge Hock (2014) vil energi fra turbulente varmestrømmer i stor grad (>50%) bidra til energi tilgjengelig for smelting i kystklima. Vindretningene stemmer ikke like godt overens med Harstveits (1984) antakelser. Vindretningene og -hastighetene spriker i den akutte værperioden. De sterkeste vindene på omtrent 7m/s er østlige (90°) og vindhastigheter på omtrent 5m/s er kommer fra vest til øst-nordøst (100-300°). De siste 12 timene før skredet kommer vinden fra sørvest (5m/s). Figur 14 viser at det er normalt med vinder fra sørvest når vindhastigheten er over 5m/s og nedbørsmengden over 20mm.

Lang- og kortbølget stråling (Figur 47) i løpet av den akutte værperioden viser at langbølget stråling bidrar i betydelig grad til snøsmeltingen. Det er ikke noen verdier på de turbulente varmestrømmene, men antakeligvis bidro de en stor del da både vindhastigheten og luftfuktigheten var høy. Tuftadalen er orientert øst-vest og mottar morgensolen.

5.1.3 Skredsannsynlighet

Returperioden for et skred i Tuftadalen, med et 95% konfidensintervall i tosidig analyse, er mellom 30 og 888 år. Ved en ensidig analyse med samme konfidensintervall ligger returperioden mellom 34 og 605 år. Dette er veldig sprikende returperioder og det er vanskelig å trekke en slutning om når neste skred vil komme. Om en ser på Balestrand som ett område derimot er returperiodeintervallet betydelig redusert. En ensidig analyse med 95% konfidensintervall beregner et at returperioden sannsynligvis er større enn 24 år og mindre enn 157 år.

I en rapport fra NGI antas det at returperioden for liknende skred som i mars 2011 trolig er 100 år i dette området. Det er vanskelig å vite hva som her menes med området. Om det er

området Balestrand, stemmer det godt overens med skredsannsynlighetsberegningene i denne oppgaven.

Sannsynlighetsberegningene for Tuftadalen hadde vist mindre usikkerhet om det tidligere skredet hadde vært tidfestet. Hendelsen skjedde innenfor intervallet 1800 til 1985, noe som er relativt lang tid.

5.2 Manndalen

5.2.1 Feltarbeid

NVE beskrev hendelsen i Manndalen som et sørpeskred som utviklet seg til flomskred (Walberg and Devoli, 2014), men etter feltarbeidet i sammenheng med denne oppgaven, er det flere indikasjoner som peker mot at dette kun er et sørpeskred. Dette er indikasjoner som bilder av overflatestrukturen til avsetningene, at avsetningene sank flere meter få dager etter avsetning da snøen smeltet og vegetasjonsskiftet på kote 445 fra gress til lyng like nedenfor utløsningsområdet.

Det mest kritiske området for utløsning av sørpeskred i nedbørsfeltet til Storelva er den store utflatingen på 660m.oh. Dette området har potensiale for å samle store mengder vann. Området er omtrent $160\ 000\text{m}^2$. Om en antar at snødybden er 1.5m, vil det tilsvare et utløsningsvolum på $240\ 000\text{m}^3$. Dette volumet tilsvarer $192\ 000\text{m}^3$ vannekvivalenter med en tetthet på $800\text{kg}/\text{m}^3$.

Ned fra den store utflatingen og ned til utløsningsområdet fra 2010 er det et jevnt hellende terreng. Terrenget fortsetter deretter i et knekkpunkt (Figur 37). Knekkpunktet vil, i tillegg til å være et potensielt utløsningsområde, øke farten til sørpeskredet betraktelig da farten avgjøres av topografien i skredløpet.

Ifølge Dalvik som bor nede på skredvifta til Storelva, kom sørpeskredet i 2010 i tre omganger. I forkant av sørpeskredet hadde Storelva høy vannføring, og tok et nytt løp, for deretter ikke lenger å ha vannføring senere på dagen. Dalviks forklaring kan tyde på at sørpeskredet i 2010 ble utløst i tre pulser der den første utløsningen trolig ble forårsaket av et trykk som bygde seg opp i/under snødekket/isen for så å breste. Dokumenterte hendelser indikerer at slike utløsninger kan være assosiert med eksplosjoner som er forårsaket av

vanntrykket (Rapp, 1960). Som en konsekvens av bristen, eller en eventuell eksplosjon, gikk snøen på elvebreddene til brudd (Figur 39) og demmet opp strømmen for deretter å briste igjen. Bruddannelse, demning og brist har trolig skjedd flere ganger slik at sørpeskredet kom i flere omganger. Snø fra snøskred er mye mer kompakt enn "vanlig" snø og fungerer godt som demninger. En annen utløsningsmulighet er at vanntrykket har bygget seg opp såpass at det har løftet snøen. Underlaget har såpass høy ruhet at det er usannsynlig at skredet har glidd ut "selv", selv om snødekket inneholder lag med begerkrystaller.

En annen sørpeskredsituasjon enn i 2010 kan muligens forekomme der utstrømningen av skredet starter i enden av det flate området 660m.o.h. og der skredprosessen er retrogressiv (Hestnes, pers.komm. 2015). Ved en slik prosess vil store deler av massene på denne utflatingen inkluderes i skredet, og på denne måten bli større enn i 2010. En annen mulighet er at et sørpeskred også kan forekomme som en pluggstrøm der store deler av massene skyves ut samtidig. Om utflatingen er demmet opp vil et snøskred ned i bassenget fra de omkringliggende fjellsidene føre til en kraftig puls slik at et mulig sørpeskred går som en pluggstrøm (Hestnes, pers.komm. 2015). Samtidig er den store utflatingen såpass flat med høy ruhet og mange naturlige terskler som gjør at ikke hele bassenget kan tømmes på samme tid (Taurisano, pers.komm. 2016).

NVE evakuerte bebyggelsen ved naboelva da det var fare for nye skred i området. Denne elva er tilknyttet en større skredvifte med mer bebyggelse enn Storelva. Dette nedbørsfeltet/elveløpet er veldig likt som Storelva, men mangler det bratte partiet der sørpeskredet ble utløst (Taurisano, pers.komm. 2016). Trolig er knekkpunktet som skapes i overgangen til bratt terreng avgjørende.

5.2.2 Meteorologiske observasjoner

Vinterværet

Vintersesongen 09/10 er preget av kraftige og lange kuldeperioder (Figur 51 og Figur 52). Dette er forårsaket av langvarige høytrykk som resulterte i kulderecord og rekordlave nedbørsrater (Jaedicke et al., 2010) (Figur 64 og Figur 65). Lave temperaturer og lite nedbør fører til et relativt tynt snødekke. Et relativt tynt snødekke i kombinasjon med lave temperaturer fører til sterke temperaturgradienter og dannelse av svake lag med kantkornete

krystaller og begerkrystaller (2.1.5). Oppbyggingen av snødekket er antakeligvis en av de viktigste årsakene til utløsningen av sørpeskredet i mai 2010.

I løpet av vintersesongen er det store isdannelser. I november er det en relativ brå overgang fra positive til negative temperaturer. En mulighet er at isdannelsene skjedde under denne temperaturendringen. Fordi snø er en god isolator (2.1.3), vil det være lettere å få isdannelser tidlig på sesongen da snødekket er fraværende eller tynt. En annen mulighet er at isdannelsene er forårsaket av de kraftige kuldeperiodene midvinters. Da Troms opplevde en vintersesong med rekordlave nedbørstater, var det sannsynligvis lite snø som kunne isolere for den meget kalde vintersesongen slik at isdannelsene også kunne skje i etter snøen var kommet. Uavhengig av årsak førte isdannelsene til at grunnvann, elver, bekker og innsjøer i Troms frøs, og det ble dannet mektige isformasjoner (Taurisano, pers.komm. 2016).

Islag i snødekket er også med å skape problemer for dreneringen. Conway og Benedict (1994) mener is- og skarelag forsinker væteprosessen slik at vannet ikke samles nede i snødekket like fort (2.1.5). Om dette er tilfellet for smeltesesongen i 2010, vil teorien om at vannet har "løftet" snødekket (og isen) være mindre sannsynlig da mye av vannet trolig ikke har kommet seg helt ned i snødekket. Om det er dannet islag i snødekket i løpet av vintersesongen 09/10 er dette trolig skjedd i april da det i løpet av et par dager var varmegrader opp mot 6°C, for så å synke ned til -12°C.

Den akutte værperioden

Temperaturinversjonen i området i mai 2010 (Figur 58) er trolig en av de viktigste årsakene til den kraftige snøsmeltingen og utløsningen av sørpeskredet i mai 2010. Inversjonen bidro til at snøen fra hele nedbørsfeltet kunne bidra i sørpeskredet, inkludert utflatingen 660m.o.h. som viste seg å være avgjørende. Langs bekken nedover var det antakeligvis også vannmetta slik at et sørpeskred potensielt kunne utløses flere steder. En temperaturinversjon vil ofte skje sent om våren, og da er heldigvis ofte snøgrensa høy (Hestnes, pers.komm. 2015). En kunne risikert at det nede i Manndalen var mye snø med et homogent snødekke med grove krystaller etter kaldt vær.

Satellittbildet over Manndalen viste at det kom mye nedbør inn mot den Skandinaviske fjellkjeden. Da de store nedbørsmengdene ble utløst før luften beveget seg over Manndalen førte til at en fønvind. Det er trolig denne fønvinden fra øst som førte til

temperaturinversjonen. Det er vanskelig å si hvor ofte denne typen nedbørssystem forekommer, men fønvind fra øst kan mest sannsynlig forekomme igjen da 8 av 12 måneder (september-april) har sørøstlig hovedvindretning, og den 9. (mai) har i underkant av halvparten av vinden fra sørøst (Figur 18). Fønwinden forårsaket også en brå temperaturøkning på 10°C i løpet av 48 timer som førte til intensiv smelting. Temperaturstigningen i seg selv er trolig ikke nok til å forklare det store antallet sørpeskred, da det er 7 av 12 sesonger fra 2004-2006 som har opplevd lik eller høyere temperaturstigninger (Figur 63). Den kraftige temperaturstigningen er trolig kun én av flere utløsende faktorer i den kritiske fasen.

Den store smeltevannsproduksjonen som fulgte de varme temperaturene fikk ikke drenere ut fra snødekket på grunn av de store isdannelsene tidligere i vintersesongen. Figur 71 viser hvordan snødekket så ut i Kjerringdalen 20.mai 2010 680m.o.h., to dager etter skredet i Storelva. Antakeligvis så det liknende ut på den store utflatingen rett ovenfor utløsningsområdet i Storelva.



Figur 71: Snødekket er mettet med vann i Kjerringdalen 20.mai 2010 680m.o.h. Foto: Andrea Taurisano.

Mai 2010 var preget av flere sørpeskred i et belte i indre Troms, men ikke på kysten. Kysten hadde allerede hatt et par-tre smelteperioder tidligere. Disse smelteperiodene forårsaket ikke bare til at snødekket flere steder stabiliserte seg og etablerte dreneringsveier, men også til sørpeskredhendelser. En skredulykke forekom på Kvaløya 01.04.2010, under kraftig temperaturstigning, der to skikjørere utløste et skred og døde (Norges geotekniske institutt NGI, 2010b). Det gikk også to sørpeskred ved Tromsø i februar under første eller andre smelteperiode (Taurisano, pers.komm. 2016). Snødekket i indre Troms derimot hadde ikke hatt disse smelteperiodene over 0°C (spesielt ikke områdene på fjellet) slik at det fortsatt her var et vinterlig snødekket. Mangelen på tidligere smelting og store isdannelser førte trolig til at ikke dreneringsveiene var åpne da smeltingen i mai skjedde. Om dreneringsveiene er åpne eller ikke, avhenger av et jevnt tilsig og gjennomstrømning av vann (regn/smeltevann).

En årsak til at snødekket i Manndalen fortsatt var vinterlig i mai 2010 var trolig den kalde april måneden. April er den måneden i Manndalen der temperaturene vanligvis går fra negative til positive (Figur 66). I mai 2010 var ikke døgntemperaturene i Manndalen kontinuerlig positive før fra 6.mai (Figur 67), da den i tillegg økte kraftig. Den plutselige mengden med smeltevann hadde ikke etablerte dreneringsveier og strømme gjennom. Det er kun tre andre år, 2012, 2014 og 2015, i tidsrommet 2004-2016 enn 2010 som også har en relativt kald april måned (i tillegg til lik eller høyere temperaturøkning etter 24, 48 og 72 timer). April månedene i 2012, 2014 og 2015 er inkludert da de ikke har sammenhengende 7 døgn med varmegrader, da smeltevannsproduksjon i snødekket foregår etter snødekket er isothermalt. En kan stille spørsmål ved Nybergs (1985) definisjon. Mengden smeltevann avhenger trolig ikke av om det er en smeltevannsproduksjon eller ikke, men hvor stor energitilførselen er.

Eksposisjonen til skråninger/terreng med tanke på solinnstråling så langt nord som i Manndalen har mye å si for utviklingen av snødekket på våren. Manndalen er som Tuftadalen, orientert øst-vest og mottar morgensolen. I tillegg vil snødekket etter 18.mai motta kortbølget stråling gjennom hele døgnet, noe som fører til at snødekket ikke får stabilisert seg/fryst etter dagens innstråling. Figur 56 viser at Manndalen mottar store mengder kortbølget stråling i løpet av maimåned. Ifølge Gude og Scherer (1999) kan det oppstå en situasjon nær sommerverv der de sensible varmestrømmene bidrar mer enn nettostrålingen under klarvær om lufttemperaturen er over 10°C og vindhastigheten over 10m/s. Da sørpeskredet i Manndalen ble utløst under høye lufttemperaturer og første dagen med sommerverv, kan

dette muligens ha resultert i at de sensible varmestrømmene har bidratt i større grad enn antatt tidligere. Samtidig er vindhastighetene trolig godt under 10m/s i utløsningsområdet, noe som trolig utgjør en forskjell da vindhastighet er viktig for denne typen varmestrøm.

Eksposisjonen er også viktig med tanke på vindretningen. Generelt er hovedvindretningene i mai i nordvest og sørøst. I løpet av mai 2010 kom det meste av vinden fra sørøst. Da Storelvas nedbørsfelt ligger mot øst, har vinden trolig bidratt til økt smelting. De siste 24 timene før skredet ble utløst var der nordvestlige vindretninger. Nede til høyre i Figur 19 er vindrosen som likner mest på situasjonen i Storelva rett før skredet ble utløst og er basert på vindhastigheter høyere enn 1m/s og en nedbørsmengde over 10mm. Vindrosen viser at nordvestlige vinder er normalt under disse forholdene.

5.2.3 Skredsannsynlighet

Avsetningene etter skredet ble liggende på en tidligere skredvifte med bebyggelse. Denne skredvifta er det sannsynlig å tro at er dannet for flere hundre, kanskje tusenvis, av år siden. En skredvifte forteller at det har gått tidligere skred og at det kan skje igjen. Det er ikke mulig å vite hva slags skred dette har vært, og om det er gått få store eller mange mindre som har bygget opp vifta. Ved skredet i 2010 tok Storelva et nytt løp, som også mest sannsynlig vil skje igjen. Den resterende bebyggelsen er derfor utsatt for å bli truffet av et nytt skred, men det er vanskelig å si når. Med kun ett skred på 115, viser sannsynlighetsberegningene store usikkerheter og det er vanskelig å anta en returperiode for et eventuelt nytt skred.

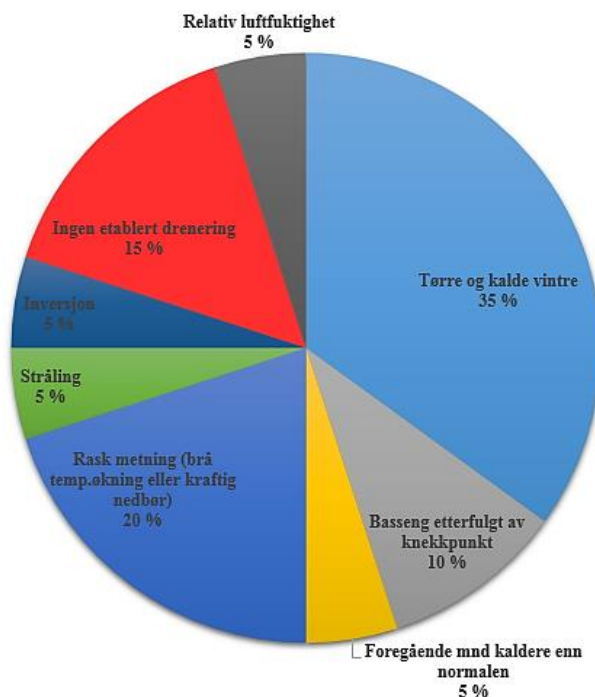
Med tanke på at snøgrensa var såpass høy i 2010, vil det trolig være mulig å få større skred om det går tidligere på våren. Samtidig er det ikke midnattssol før 18.mai, slik at de store mengdene med stråling ikke inntreffer før omtrent denne tiden av året.

Sannsynlighetsberegningene blir usikre for Manndalen da undertegnede ikke innehar skredinformasjon fra før 1900.

5.3 Sensitivitetsanalyse

Gjennom oppgaven kommer det frem at det er mange faktorer som spiller inn på utløsningen av et sørpeskred, og det er muligens vanskelig å skille viktige fra mindre viktige parametere. I dette delkapittelet er det gjort et forsøk på en sensitivitetsanalyse ved å tilegne hver enkelt

faktor en veiledende prosentandel (Figur 72). Dette for å vise hvilke faktorer som er viktigst og bidrar mer til utløsningen av et sørpeskred i et sesongbasert snødekke relativt til andre faktorer.



Figur 72: Sensitivitetsanalyse med veiledende prosentandel.

Gjennom analyse av to tidligere skredhendelser i Manndalen og Tuftadalen, er det mye som tyder på at 'tørre og kalde vintre' er den mest avgjørende faktoren for utløsningen av sørpeskred på våren i sesongbaserte snødekker. Grunnen til at 'tørre og kalde vintre' er én faktor, og ikke to ('kalde vintre' og 'tørre vintre') er fordi disse vær-situasjonene er betingede der den ene ofte følger den andre. Vintre med temperaturer og nedbørsrater under normalen fører til et svakere snødekke som er en betydelig bidragsyter i utløsningen av sørpeskred.

Videre følger 'rask metning', 'ingen etablert drenering' og deretter 'basseng etterfulgt av knekkpunkt'. 'Relativ luftfuktighet', 'Foregående mnd kaldere enn normalen' og 'Stråling' og 'Inversjon' ser ut til å bidra betydelig mindre enn de andre faktorene.

5.4 Hvordan kan dette brukes i skredvarsling?

Fra den relative sensitivitetsanalysen kommer det fram at en vinter med lave temperaturer og nedbørsrater, og brå temperaturøkning er kritisk for utløsning av sørpeskred uavhengig av lokaliteten i Norge. Denne informasjonen kunne blitt brukt til skredvarsling.

Man kunne for eksempel rødmærket alle områder på kartet som har en eller flere måneder med lavere temperaturer og nedbørsrater enn normalen i løpet av vinterperioden. Deretter, når smelteperiodene starter, kan det kartlegges hvor det er fare for at det vil forekomme en brå oppvarming. Om områder som har vært kalde og mottatt relativt lite nedbør om vinteren sammenfaller med en sannsynlig brå smeltevannproduksjon, er det grunn til å holde et ekstra godt øyet med akkurat dette området.

5.5 Usikkerhet og feilkilder

Denne oppgaven tar for seg sørpeskred som utløses i et sesongbasert snødekke som har vært utsatt for vær gjennom en vintersesong. Sørpeskred som utløses på høsten, ofte i nysnø, utløses av andre årsaker der snødekket og dets metamorfose ikke er like relevant. Diskusjoner og konklusjoner omhandler derfor ikke sørpeskred som utløses på høsten.

Utløsningsvolumet er vanskelig å estimere da det ikke er mulig å forutsi verken areal eller høyde på snødekket i et potensielt utløsningsområdet. I tillegg er det store sjanser for at dette potensielle utløsningsområde mottar materiale fra omkringliggende områder. Usikkerheten i beregningen av utløsningsvolumet er derfor veldig usikker.

Figur 56 er basert på kortbølget stråling fra Sortland. Kortbølget stråling fra Sortland er trolig ikke optimalt å bruke da stasjonen ligger 64km unna Manndalen og har et mer maritimt klima, men kan forhåpentlig- og sannsynligvis gi en indikasjon.

6 Konklusjon

Ved å analysere to tidligere sørpeskred som ble utløst våren 2010 og 2011, er det tydelig at utløsningsfaktorene til et sørpeskred i et sesongbasert snødekke på våren utgjør et sammensatt og komplekst system. Dette systemet er satt sammen av meteorologiske og topografiske faktorer. De topografiske faktorene er statiske og vil alltid være tilstede hvert år. De meteorologiske faktorene derimot er dynamiske og endres fra år til år, dag til dag og fra time til time, og en identisk værkombinasjon vil sjeldent oppstå.

Terreng som utgjør potensielle utløsningsområder er relativt store bassenger som kan samle og holde store mengder vann, etterfulgt av et knekkpunkt eller konvekst terreng. I knekkpunkt er ofte snødekket svakere med tykkere svake lag og lavere strekkstyrke. De største områdene for vannansamlinger i nedbørsfeltene til Flesjælvi og Storelva som kan inkluderes i en potensiell utløsning, kan inneholde henholdsvis omtrent 141 600m³ (145 328m³ inkludert det nedre mindre myrområdet) og 192 000m³ vannekvivalenter.

Typisk vintervær som kan føre til utløsning av sørpeskred senere i sesongen består av lavere temperaturer og nedbørsrater enn normalt slik at det dannes svake lag i snødekket. Denne situasjonen fører til en kraftig temperaturgradient i snødekket. Akutt vær som kan føre til utløsningen sørpeskred er vær-situasjoner som danner mest mulig vann i snødekket på kortest mulig tid slik at utviklingen til snødekket går fortest mulig fra vinterlig til sørpe. Dette kan skje gjennom brå temperaturøkninger som i Manndalen eller ved intensiv nedbør som i Tuftadalen. Andre lag som is- og skarelag hemmer vannstrømmen gjennom snødekket og gjør at metningen skjer saktere. For at ikke smelte- eller regnvannet skal drenere ut av snødekket må dreneringsveiene være ikke-eksisterende eller blokkerte. Antakeligvis hadde verken snødekket i nedbørsfeltet til Storelva eller Flesjælvi åpne dreneringsveier da begge nedbørsfeltene opplevde kalde måneder før sørpeskredmåneden og besto av vinterlige snødekker.

Temperaturinversjonen i Manndalen førte antakeligvis til at store deler av snømassene som hadde potensiale til å inkluderes i sørpeskredet gikk med. Samtidig var snøgrensa i mai 2010 relativt høy, slik at år med lavere snøgrense kan føre til sørpeskred med større volum.

Også i Tuftadalen er det potensielt mulig å få større sørpeskred enn det som ble utløst i 2011. Om det forekommer en temperaturinversjon eller andre meteorologiske vær-situasjoner som

fører til at snøen fra hele nedbørsfeltet inkluderes i skredet er det ikke umulig å inkludere mer materiale enn i 2011. Det er tydelig at det kan gå sørpeskred lenger opp enn det tidligere utløsningsområdet, og om dette materialet får stor nok hastighet og/eller mengde slik at det kan gå lenger nedover, kan Tuftadalen oppleve et større sørpeskred enn i 2011.

Det er vanskelig å beregne returperiodene for sørpeskred som forekommer med såpass lav frekvens. Resultatene er kun veiledende da usikkerheten er veldig stor. Sammen med sannsynlighetsberegningene kan man for eksempel for Manndalen bruke terrenget til å fortelle noe om et skred vil gå igjen eller ikke. Det at Storelva munner ut på en vifte med bebyggelse er noe faretruende. En vifte utvikles ved at elva med tiden skifter løp. Under hendelsen i mai 2010 endret elva løp. Dette vil trolig skje igjen, og om elva endrer løp igjen er det umulig å forutsi hvor sedimentene ville gå.

7 Videre arbeid

7.1 Snøsimuleringer

Tidlig i prosessen med denne oppgaven var det ønskelig å inkludere en indikasjon på hvor mye vann i snødekket som skal til for at et sørpeskred utløses, eventuelt hvor mye vann som var i snødekket da sørpeskredene i Flesjælvi og Storelva ble utløst. Dette kan gjøres ved å simulere snødekkeprofiler gjennom overflatemodellen SURFEX, som gir informasjon om temperaturen i snødekket gjennom hele sesongen (1.september til 1.juni). SURFEX (SURFace EXternalisée) er en overflatemodell som tar i bruk CROCUS' snøskjema for å modellere stratigrafien til snødekket. Både SURFEX og CROCUS er utviklet av MétéoFrance (Vikhamar-Schuler et al., 2011). Meteorologisk institutt har flere stasjoner fordelt i Norge der det gjøres snøsimuleringer, men dette ble påbegynt senere enn 2011, og er derfor ikke relevant for sørpeskredene i denne oppgaven.

For å gjennomføre snøsimuleringene trengs det timesdata fra 1.september til 1.juni. Parameterne som inngår er år, måned, dag, kort- og langbølget stråling (W/m^2), nedbør (mm/t) (snø og regn separat), lufttemperatur (K), vindhastighet (m/s) og –retning (grader °), trykk (Pa) og spesifikk luftfuktighet (g/kg). Undertegnede innehar komplette datasett for Manndalen sesong 09/10 og Tuftadalen sesong 10/11. Det oppsto dessverre flere utfordringer på veien som har ført til at det ikke foreligger snøprofiler fra de analyserte sørpeskredhendelsene.

7.2 Kvantisering av sensitivetsanalyse

I mange sammenhenger ville det vært veldig nyttig å vite hvilke vær-situasjoner og kombinasjoner av vær-situasjonene som bidrar mest til utløsningen av et sørpeskred. Denne informasjonen er relevant for å kunne forutsi hvor og når det vil gå sørpeskred med en høyere presisjon.

En annen faktor som kan være viktig å merke seg, som ikke er gjennomgått i denne oppgaven, er betydningen av størrelsen på nedbørsfeltet. Generelt er intensiteten av en hydrologisk respons i en elv minkende med størrelsen på nedbørsfeltet. Mindre nedbørsfelt er i større grad kontrollert av enkelte prosess-respons relasjoner, som for eksempel nettostråling som

forårsaker avrenning fra snøsmelting. I større nedbørsfelt er det et overlapp av forskjellige avrenningsfaktorer og det er vanskeligere å skille bidragsytene til smeltevannet fra hverandre, og dermed faktorene til utløsningen av sørpeskred da snøsmelting kan forekomme i én del av nedbørsfeltet og ikke i andre deler (Gude and Scherer, 1999). Det hadde vært veldig interessant å sett på hvordan størrelsen på nedbørsfeltet påvirker samspillet mellom de forskjellige meteorologiske faktorene.

7.3 Sannsynlighetsberegninger basert på værdata

Usikkerheten i sannsynlighetsberegningene i denne oppgaven er veldig store og viser hvor vanskelig det kan være å angi om det er trygt å bo ett, men ikke ett annet. Om sannsynlighetsberegningene er basert på relevant værdata vil beregningene bli mer presise.

Utfordringene med å bruke værdata er at jo flere ledd som inkluderes, jo lavere blir sannsynligheten, og det er ikke alltid klart hvilke meteorologiske vær-situasjoner som kan eller skal inkluderes. Ved hjelp av en sensitivitetsanalyse vil man få en indikasjon på om de viktigste og avgjørende vær-situasjonene er inkludert i beregningen. Om hver situasjon i tillegg er kvantisert, vil beregningene bli enda mer presise.

Litteraturliste

- Aguardo, E., Burt, J.E., 2010. Understanding Weather and Climate, 5. ed. PEARSON, New Jersey.
- Ang, A.H., Tang, W.H., 1975. Probability Concepts in Engineering Planning and Design. Volume 1. Basic principles. John Wiley & Sons Ltd.
- Anma, S., Fukue, M., Yamashita, K., Yamazaki, K., n.d. A history of hazardous slushflows around Mt. Fuji.
- ARL, A.R.L., 2012. READY Archived Meteorology [WWW Document]. URL <http://www.ready.noaa.gov/READYamet.php>
- Bergens Tidende, B., 2013. Bergensbanen har mistet over 8000 passasjerer hittil i år [WWW Document]. URL <http://www.bt.no/nyheter/lokalt/Bergensbanen-har-mistet-over-8000-passasjerer-hittil-i-ar-2922756.html> (accessed 6.1.16).
- Beylich, A.A., Gintz, D., 2004. Effects of high-magnitude/low-frequency fluvial events generated by intense snowmelt or heavy rainfall in arctic periglacial environments in northern Swedish Lapland and northern Siberia. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* 86, 11–29. doi:10.1111/j.0435-3676.2004.00210.x
- Bozhinskiy, A.N., Nazarov, A.N., 1998. Dynamics of two layer slushflows. *25 Years Snow Avalanche Res. Voss 1998* 74–78.
- Clark, M., Seppälä, M., 1988. Slushflows in a subarctic environment, Kilpisjärvi, Finnish Lapland. *Arct. Alp. Res.* 20, 97–105.
- Conway, H., Benedict, R., 1994. Infiltration of water into snow. *Water Resour. Res.* 30, 641–649.
- Conway, H., Breyfogle, S., Wilbour, C.R., 1988. Observations relating to wet snow stability, in: *International Snow Science Workshop*. Whistler, British Columbia, Canada, pp. 211–222.
- Dannevig, H., Groven, K., Aall, C., Brevik, R., 2013. Kva kan vi lære av historiske

naturskadehendinger for bedre tilpassing til klimaendringer? Sogn og Fjordane: Regionalt forskningsfond Vestlandet, NVE, Hordaland fylkeskommune, Sogn og Fjordane fylkeskommune og Statens naturskadefond.

Eckerstorfer, M., 2012. Snow avalanches in central Svalbard : A field study of meteorological and topographical triggering factors and geomorphological significance. Ph.D. Thesis. UNIS /UiO.

Eilertsen Hansen, L., Olsen, L., R.S., 2012. Kwartærgeologisk kartlegging av Manndalen, Kåfjord kommune. Norges Geol. undersøkelse NGU-rappor, 25.

Førland, E.J., Kristoffersen, D., 1989. Estimation of Extreme Precipitation in Norway. Nord. Hydrol. 20, 257–276. doi:10.2166/nh.1989.020

Gude, M., Scherer, D., 1999. Atmospheric triggering and geomorphic significance of fluvial events in high-latitude regions. Zeitschrift für Geomorphol. 115, 87–111.

Hannus, M., 2013. Kåfjord kommune - Holmen i Birtavarre. doi:711945-RIGberg-RAP-003

Harstveit, K., 1984. Snowmelt modelling and energy exchange between the atmosphere and a melting snow cover. UiB Sci. Rep. University of Bergen, Norway.

Hefre, H., Høydal, Ø.A., 2014. Skredfarekartlegging Balestrand kommune Utarbeidelse av detaljerte faresonekart.

Hestnes, E., 1999. Sørpeskred - Like destruktive som snøskred, men "lite kjent." Fra jordas indre til atmosfærens ytre, Oslo Geofys. Foren. 50 år 104–118.

Hestnes, E., 1998. Slushflow hazard - where, why and when? 25 years of experience with slushflow consulting and research. Ann. Glaciol. 26, 370–376.

Hestnes, E., 1997. A review of 25 years of experience with slushflow consulting and research. NGI Doc.

Hestnes, E., 1996. Observations on water level fluctuations in snow due to rain and snowmelt. An illustrated review of basic characteristics. NGI Doc.

Hestnes, E., 1985. A contribution to the prediction of slush avalanches. Ann. Glaciol. 6, 1–4.

- Hestnes, E., Bakkehøi, S., 2010. Prediction of slushflow hazard based on data from local meteorological stations. 2010 Int. Snow Sci. Work. 660–663.
- Hestnes, E., Bakkehøi, S., 2004. Slushflow hazard prediction and warning. *Ann. Glaciol.* 38, 45–51.
- Hestnes, E., Bakkehøi, S., Kristensen, K., 2011. Slushflows - a challenging problem to authorities and experts.
- Hestnes, E., Bakkehøi, S., Sandersen, F., Andresen, L., 1994. Weather and snowpack conditions essential to slushflow release and downslope propagation, in: *Proceedings of the International Snow Science Workshop 1994*. Snowbird, Utah, USA, pp. 40–57.
- Hestnes, E., Bakkehøi, S., Sandersen, F., Andresen, L., 1987. Meteorological significance to slushflow release. *NGI Doc.* 0–18.
- Hestnes, E., Brattlien, K., Bakkehøi, S., 2010. Klassifikasjon av snøkrystaller (Oversettelse fra UNESCO). *NGI Doc.* 13.
- Hestnes, E., Kristensen, K., 2010. The diversity of large slushflows illustrated by selected cases.
- Hestnes, E., Onesti, L.J., 1988. Slushflow Questionnaire - an illustrated review. *NGI Doc.* 0–15.
- Hestnes, E., Sandersen, F., 1987. Slushflow activity in the Rana district, North Norway, in: Salm, B Gubler, H. (Ed.), *Avalanche Formation, Movement and Effects*, IAHS Publication. IAHS Press, Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire, UK, pp. 317–330.
- Hock, R., 2014a. *Glacier Meteorology Energy Balance*.
- Hock, R., 2014b. *Glacier Meteorology - Surface energy balance*.
- Hoseth, K.A., Johnsen, M., Lavoll, I., Mobæk, A., Myhre, M., Traae, E., Vågane, S.A., 2014. Årsrapport for utførte sikrings- og miljøtiltak i 2013. Oslo. doi:978-82-410-1005-7
- Issler, D., Harbitz, C.B., Domaas, U., Kronholm, K., Christen, M., 2010. Back-calculations of

observed avalanches against natural deflecting dams.

Jaedicke, C., Brattlien, K., Frauenfelder, R., Kristensen, K., Kronholm, K., 2010. The avalanche situation in a special winter. Review of the 09/10 season in Norway, in: Proceedings of the International Snow Science Workshop 2010, Lake Tahoe, California.

Jaedicke, C., Hestnes, E., Høydal, Ø.A., 2013. A review on Slushflows, NGI Report. Oslo, Norway.

Jaedicke, C., Kern, M.A., Gauer, P., Baillifard, M., Platzer, K., 2008. Chute experiments on slushflow dynamics. *Cold Reg. Sci. Technol.* 51, 156–167.
doi:10.1016/j.coldregions.2007.03.011

Jaedicke, C., Lied, K., Kronholm, K., 2009. Integrated database for rapid mass movements in Norway. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 469–479.

Kristensen, K., 1998. A survey of snow avalanche accidents in Norway. *25 Years Snow Avalanche Res. Voss 1998* 203, 155–159.

LaBar, R., 2011. Green Sky Chaser, *Meteorology 101: Atmospheric Sounding Charts* [WWW Document]. URL <http://www.greenskychaser.com/blog/2011/05/09/meteorology-101-atmospheric-sounding-charts/> (accessed 5.23.16).

Lied, K.K., Kristensen, K., 2003. *Snøskred. Håndbok om snøskred*. Vett & Viten as i samarbeid med Norges Geotekniske Institutt, N--1379 Nesbru, Norway.

Meteorologisk Institutt, 1999a. *Klimaet i Norge* [WWW Document]. URL http://met.no/Klima/Klima_i_Norge/ (accessed 9.14.15).

Meteorologisk Institutt, 1999b. *Klimanormaler og ekstremer* [WWW Document]. URL <http://met.no/Klima/Klimastatistikk/Klimanormaler/> (accessed 10.20.15).

Meteorologisk Institutt, M., 2012. *Nedbørobservasjoner* [WWW Document]. URL <http://om.yr.no/forklaring/nedborobservasjonar/> (accessed 5.31.16).

National Avalanche Center, U., 2008. *Depth hoar*.

Norem, H., Sandersen, F., 2012. *Flom- og sørpeskred*. Høringsutgave av veileder,

Trafikksikkerhet, Vegdirektoratet.

Norges geotekniske institutt NGI, 2011a. Sørpeskred - vårfenomen med store konsekvenser [WWW Document]. URL <http://www.ngi.no/no/snoskred/Nyheter/Arkiv-2010-2011/Sorpeskred---varfenomen-med-store-konsekvenser/> (accessed 1.19.15).

Norges geotekniske institutt NGI, 2011b. Skredulykke Gyvatnet i Rogaland, søndag 16.01.2011, NGI Report. Oslo, Norway.

Norges geotekniske institutt NGI, 2011c. Skredulykke Kvitingen i Hordaland, søndag 16.01.2011, NGI Report. Oslo, Norway.

Norges geotekniske institutt NGI, 2011d. Skredulykke Tuftadalen Balestrand, mandag 21.03.2011, NGI Report. Oslo, Norway.

Norges geotekniske institutt NGI, 2010a. Skredulykke Jamtfjellet i Vefsn, lørdag 16.05.2010, NGI Report. Oslo, Norway.

Norges geotekniske institutt NGI, 2010b. Skredulykke Kvaløya Troms torsdag 01.04.2010. Oslo.

NOU Klimatilpasning, 2009. Klima i Norge 2100.

NRK, 2011a. Ulike forklaringar på sørpeskred.

NRK, 2011b. Her regnet det 145mm på et døgn.

Nyberg, R., 1985. Debris flow and slush avalanches in Northern Swedish Lappland. Medd. från Lunds Univ. Geogr. Institution, Avh. XCVII.

Onesti, L., 1985. Meteorological conditions that initiate slushflows in the Central Brooks Range, Alaska. *Ann. Glaciol.* 6, 23–25.

Perla, R.I., Martinelli, Jr., M., 1975. *Avalanche Handbook*. U.S. Dep. Agric., Agric. Handb. 489, Fort Collins, Colorado.

Rapp, A., 1960. Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geogr. Ann.* 42, 65–200.

- Reistad, M., Breivik, Ø., Haakenstad, H., Aarnes, O.J., Furevik, B.R., Bidlot, R., 2011. A high-resolution hindcast of wind and waves for the North Sea, the Norwegian Sea, and the Barents Sea. *J. Geophys. Res.* 116. doi:10.1029/2010JC006402
- Roald, L.A., 2013. Flom i Norge. Tom & Tom.
- Scherer, D., Groebke, L., Parlow, E., 2000. Photogrammetric analysis of a slush torrent in the Kärkevagge, Northern Sweden. *Nord. Hydrol.* 31, 385–393.
- Scherer, D., Gude, M., Gempler, M., Parlow, E., 1998. Atmospheric and hydrological boundary conditions for slushflow initiation due to snowmelt. *Ann. Glaciol.* 26, 377–380.
- Starheim, O., 2011. Ulukker og naturskadar i Balestrand [WWW Document]. allkunne - Lev. Leks. URL <http://www.allkunne.no/framside/fylkesleksikon/kommunar-i-sogn-og-fjordane/balestrand/ulukker-og-naturskader-i-balestrand/1930/77690/> (accessed 11.5.15).
- Statens Vegvesen, 2011. Landslides, avalanches and flooding on roads (Skred og flom på veg - Statistiske betraktningar), VD rapport.
- Store norske leksikon, .no, 2009. Emissivitet [WWW Document]. Store Nor. Leks. URL <https://snl.no/emissivitet> (accessed 3.10.16).
- Stull, R.B., 2001. An introduction to Boundary Layer Meteorology, 1. ed. Kluwer Academic Publishers.
- Tómasson, G.G., Hestnes, E., 2000. Slushflow Hazard and Mitigation in Vesturbyggd, Northwest Iceland. *Nord. Hydrol.* 31, 399–410.
- Tremper, B., 2008. Staying alive in avalanche terrain, 2. ed. Mountaineers Books.
- University of Illinois, W., 2010. Observed Dew Point Temperature [WWW Document]. URL [http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/maps/sfcobs/dwp.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/maps/sfcobs/dwp.rxml) (accessed 5.24.16).
- Urtegaard, G., 1991. Gards- og ættesoge: gard nr.1-34: gardsoger 1800-1985, ættesoger 1850-1985. Balestrand: Balestrand kommune.
- Vikhamar-Schuler, D., Müller, K., Engen-Skaugen, T., 2011. Snow modeling using SURFEX

with the CROCUS snow scheme, met.no report, met.no treport. Oslo, Norway.

Walberg, N.A.K., Devoli, G., 2014. Regional varsling av jordskredfare: Analyse av historiske jordskred, flomskred og sørpeskred i Troms.

Washburn, A.L., Goldthwait, R.P., 1958. Slushflows. Geol. Soc. Am. 69, 1657–1658.