

Overvåkning og varsling av glideskred ved Stavbrekka i Skjåk

Martin Venås

Tekniske geofag

Innlevert: juni 2015

Hovedveileder: Terje Harald Bargel, IGB

Medveileder: Tore Humstad, Statens Vegvesen

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for geologi og bergteknikk

Sammendrag

Hver senvinter/vår går det normalt et eller flere snøskred over Fylkesvei 63 (Fv. 63) ved Stabrekka i Skjåk kommune. Fv. 63 er vinterstengt mellom Stabrekka og Geiranger, men i sommerhalvåret er veien en viktig turistrute. Det er derfor ønskelig å kunne åpne veien så tidlig som mulig på våren, men på grunn av snøskredfaren åpnes Fv. 63 normalt ikke før etter at skredet på Stabrekka har gått, eller etter at snøen i startsonen har smeltet bort (Hustad, 2005). De årlige vårskredene på Stabrekka er klassifisert som glideskred. Glideskred defineres som våte flakskred som utløses helt ned til bakken på grunn av glidning i snødekket. Glidning er deformasjon der hele snødekket glir på underlaget, parallelt med bakken. Mekanismene bak glidning og utløsning av glideskred er ikke helt forstått, følgelig har glideskred vist seg å være vanskelig å varsle (Höller, 2013).

Statens vegvesen (SVV) har siden høsten 2012 testet ut forskjellige instrumenter på Stabrekka, henholdsvis kameraer, bevegelsessensorer og snøtemperaturmålere. Denne masteroppgaven har analysert data fra disse instrumentene i et forsøk på å tilføre kunnskap om prosessen som fører til glideskred. Det er også forsøkt å simulere snødekket i startsonen med data fra nærliggende værstasjoner. Målet har vært å danne grunnlag for å kunne varsle glideskredene bedre i fremtiden.

Resultatene har vist at snødekket i startsonen sprekker opp som følge av glidningsdeformasjon. I forsøksperioden har det vist seg at det er forsinkelse mellom 3 og 8 uker fra den første synlige oppsprekkingen til skredene går. Det vil si at snødekket delvis glir og delvis folder seg i 3-8 uker i startsonen før det går noe skred. Denne glidningsdeformasjon har latt seg måle med både fotoanalyser, glidesko og bakkebasert radarinterferometri, med varierende grad av nøyaktighet og kvalitet. Målinger og estimater viser en deformasjon i snødekket på inntil 2,5 meter tidlig i sesongen, lite eller ingen glidning midtvinters og inntil 50 meter på senvinteren/våren. Det er stor variasjon i hastighetene. Gjennom fotoanalyser utført i denne oppgaven, er det estimert maksimale glidehastigheter på inntil 10 m/døgn. Resultatene tilsier videre at både deformasjonshastigheten og akselerasjonshastigheten er sterke indikatorer for glideskred på Stabrekka. Begge disse parameterne kan variere frem mot skredutløsning, og utløsningstidspunktet frem mot skredet er derfor vanskelig å forutsi ut fra glidningsdeformasjonen alene. Det er i denne oppgaven derfor sett på andre aktuelle indikatorer. Resultater fra kontinuerlige temperaturmålingene i hele snøprofilen, avdekker isoterme forhold når glidningsdeformasjonen er størst. Siden det for de fleste glideskred ikke finnes slike målinger, er det også gjort en vurdering om temperaturforholdene i snødekket kan simuleres ved hjelp av data fra værstasjoner brukt i snømodeller. Resultatene er lovende, men det foreslås likevel at snømodellene ikke kan erstatte direkte temperaturmålinger fullt ut. Selv ved vedvarende isoterme forhold i snødekket, er det observert variasjon i hastighetene. I slike tilfeller er det vist til en sammenheng med lufttemperatur og øvrige værforhold som tilfører ytterligere vann til et allerede vått snødekke.

Resultatene bekrefter tidligere funn som viser at glideskredene er vanskelig å varsle (Höller, 2013). Det antas likevel at, med kjennskap til deformasjonsaktiviteten, snøtemperaturforholdene og værprognoser, kan det gjøres gode antagelser om sannsynligheten for når glideskred er nært forestående. Derfor anbefales det videre instrumentering av temperaturprofil i snødekket og overvåking av glidningsdeformasjon med kamera i fjellsiden og nede i dalbunn. Glideskomålinger har vist seg å være komplisert med uforutsigbare resultater, men slike målinger kan gi ytterligere informasjon om skredprosessen dersom vellykkede forsøk kan gjennomføres. Deformasjonsmålinger med bakkebasert radarinterferometri virker spesielt lovende, og disse kan gi verdifull informasjon om skredprosessene ved videre forsøk. De store hastighetsvariasjonene, og særlig de høye glidehastighetene de siste dagene før skredet går, later til å være de største utfordringene med radarmålingene.

Abstract

Every spring one or more avalanches are passing the road Fylkesvei 63 (Fv. 63) at Stabrekka in Skjåk, Norway. Fv. 63 from Stabrekka to Geiranger is closed during winter, but is an important tourist route during summer. It is therefore required by the local business in Geiranger to open the road as early as possible in springtime. Due to avalanche danger, the road is normally not opened until the avalanches at Stabrekka has been triggered or the snow in the starting zone has melted away (Hustad, 2005). The annual spring avalanche at Stabrekka is defined as a wet slab avalanche, which is triggered with full depth due to snow gliding. Gliding is deformation where the snow pack with its full depth is gliding downhill. The mechanism behind gliding and glide snow avalanche is not fully understood, hence glide avalanches are difficult to predict (Höller, 2013).

The Norwegian Public Road Association (NPRA) has since the autumn of 2012 tested the following instruments at Stabrekka: cameras, motion sensors and snow temperature sensors. This thesis work contains analyses of data sets from the above-mentioned instruments. It is also done an attempt to simulate snow cover in the starting zone with data from nearby weather stations. The objective is to contribute with knowledge about the glide avalanche at Stabrekka and the tested monitoring methods, so that the avalanche can be forecasted better in the future.

The results show that all monitored avalanches have been delayed between 3 to 8 weeks after the glide crack. Glide deformation have been monitored with several different methods, respectively with photo analysis, glides shoes and ground based radar. However, the quality and accuracy of the results have been varying. The snow motion survey shows gliding up to 2.5 meters early in the season, no gliding during mid winter and up to 50 meters gliding in springtime. Between glide crack formation and avalanching, gliding velocity has shown widely variation. From photo analysis, it is estimated velocities up to 10 m/day. The results indicate that glide avalanches relate to large glide velocity and acceleration. The limits of glide velocity vary over time and the time of avalanche triggering is therefore difficult to predict based on glide motion alone. The snow temperature measurements has been able to show isothermal conditions in snowpack at Stabrekka. Since there are no such measurements for most glide areas, it also made an assessment if simulated snow temperature conditions using data from weather stations can replace direct measurements. The snow models are promising, but it is proposed that snow models cannot replace snow temperature measurements entirely. Even under continuous isothermal conditions, the glide velocities is varying. During isothermal conditions, increased glide velocities is argued to be a result of weather conditions where free water is added to the snowpack.

This study shows that the glide avalanches are difficult to predict. However, it is believed that with the knowledge of deformation activity, snow temperature conditions and weather forecasts, it can be made good assumptions about the likelihood of glide avalanches. It is therefore recommended to do both snow temperature instrumentation and monitor glide deformation with camera in the mountainside and down in the valley. Glide shoe measurements is shown to be complicated and the results are unpredictable, but further successful experiments may provide crucial information about the trigger mechanism if successful experiments can be completed. Deformation measurements with Ground-Based InSAR radar seem particularly promising, and may provide valuable information about trigger mechanism if it is able to capture the largest glide velocities at Stabrekka.

Forord

Denne oppgaven utgjør forfatterens masteroppgave i studiet *tekniske geofag* ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU). Oppgaven er skrevet i samarbeid med Statens vegvesen (SVV).

Masteroppgaven er utført i samarbeid med Statens vegvesen (SVV), der Tore Humstad har vært min eksterne veileder. Oppgaven inngår som en del av NIFS-prosjektet (naturfare-infrastruktur-flom-skred). NIFS er et prosjekt for å øke samarbeid mellom Jernbaneverket, Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) og SVV.

Den 23. oktober 2014 befarte jeg lokaliteten Stavbrekka sammen med Tore Humstad. Senere befarte jeg Stavbrekka den 17. mars 2015. I tillegg har Tore Humstad og hans kollegaer i SVV befart Stavbrekka en rekke ganger i løpet av vinteren og våren. Bilder fra min egen og SVVs befaringer er tatt med i oppgaven.

I prosessen med å skrive masteroppgaven er det mye som har forandret underveis. Kjente metoder har sviktet mens nye metoder har blitt skapt. I utgangspunktet skulle jeg ta tak i data fra såkalte glidesko som målte bevegelser i bunnen av snødekket, og evaluere muligheten for varsling ut fra dette. Siden denne metoden feilet i den mest interessante perioden av året, har snøtemperaturmålinger, snømodellering, fotoanalyser og bakkebasert radarinterferometri spilt en stor rolle for oppgavens utgangspunkt. I oppgaven er det blitt lagt stor vekt på å beskrive prosessene som er identifisert i startsonen på Stavbrekka, og mindre vekt på å utforme en eksakt fremgangsmåte for å varsle glideskredene. Bakgrunnen for dette er at mekanismene til glideskred ikke er fullstendig dokumentert og det per dags dato knyttes stor usikkerhet til hvordan man kan varsle glideskred. Det er derfor forsøkt å gi en beskrivelse av prosessene i startsonen på Stavbrekka, som forhåpentligvis er nyttig for å kjenne igjen ulike faser i fremtiden. Uten kunnskap om skredets mekanismer er det vanskelig å si noe om varsling. Oppgaven tar kun for seg startsonen på Stavbrekka, og vil ikke gå nærmere inn på skreddynamikk i skredløp og utløpssonen.

Jeg vil spesielt rette en stor takk til min eksterne veileder, Tore Humstad. Uten hans engasjement ville ikke denne oppgaven vært mulig. Tore har bidratt helt fra starten med problemstillingen, tilgang til instrumentenes data, feltarbeid på Stavbrekka, kreative forslag til nye metoder, god faglig veiledning og grundig retting av oppgaven. Jeg vil også rette en stor takk til hovedveileder Terje H. Bargel ved NTNU/NVE for hans veiledning, samt pH. D.-kandidat Øystein Lid Opsal ved NTNU/NVE for nøye gjennomgang. Jeg vil i tillegg takke Dagrun Vikhamar Schuler fra Meteorologisk institutt (MET) for hjelp til å lage snømodellene i CROCUS/SURFEX, Ingrid Skrede fra NVE for tilgang til foreløpig resultater fra forsøket med bakkebasert radarinterferometri, samt Norges Geotekniske Institutt (NGI) for tilgang til strålingsdata fra Fonnbu.

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	I
Abstract	III
Forord	V
1 Innledning	1
1.1 Glideskred ved Stavbrekka	1
1.2 Begrepsavklaring	2
2 Glideskred og utløsende årsaker	
2.1 Klassifisering av våte flakskred	5
2.2 Vannregimer, metamorfose og stabilitet	5
2.3 Strømning av vann i snødekket	6
2.4 Glidningsdeformasjon	7
2.4.1 Deformasjon i snødekket	7
2.4.2 Grensesjiktet mellom snødekket og bakken	9
2.4.3 Vanntilførsel og sesongvariasjon	11
2.4.4 Karakteristikk av glidebevegelsen	11
2.5 Topografiske forutsetninger for glidning	12
2.5.1 Helning og topografi	12
2.5.2 Glideflate	12
2.6 Glideskred	13
2.6.1 Inndeling av startsonen til glideskred	13
2.6.2 Sprekkdannelse og forsinkede glideskred	14
2.6.3 Temperaturregimer	15
2.7 Sammenheng mellom glideskred og utløsende årsaker	16
2.7.1 Hastighet og akselerasjon til glidningsdeformasjonen	16
2.7.2 Vanntilførsel fra snøsmelting	16
2.7.3 Vanntilførsel fra nedbør	17
2.7.4 Endring av egenskaper i stauwall	17
2.8 Varsling av glideskred	18
3 Studieområdet Stavbrekka	
3.1 Topografien ved Stavbrekka	21
3.2 Vær og klima ved Stavbrekka	23

3.3	Skredforløp og skredhistorikk	23
3.4	Utførte forsøk og alternative sikringstiltak	25
4	Utførte undersøkelser og målinger	
4.1	Innsamling av værdata	28
4.2	Deformasjonsmålinger i grensesjiktet.....	29
4.3	Fotoanalyser av snøoverflaten.....	32
4.3.1	Innledende om fotoanalyser	32
4.3.2	Sporing av referansepunkter i snødekket	33
4.3.3	Tallfesting av bildepunkter som representerer glidesprekk	37
4.4	Måling av temperaturprofil i snødekket	39
4.5	Simulering av snødekkeutvikling.....	40
4.5.1	Snømodellering med CROCUS.....	40
4.5.2	Sammenstilling av værparametere til CROCUS/SURFEX.....	41
4.6	Bakkebasert radarinterferometri	41
5	Resultater	
5.1	Skredforløp.....	43
5.2	Værdata.....	46
5.2.1	Månedsmiddeltemperatur og -nedbør	46
5.2.2	Lufttemperaturer.....	47
5.2.3	Nedbør.....	49
5.2.4	Vindretninger og vindstyrke	51
5.2.5	Solinnstråling	52
5.3	Glidningsdeformasjonsmålinger.....	53
5.3.1	Glideskomålinger vinteren 2013/2014.....	53
5.3.2	Glideskomålinger vinteren 2014/2015.....	56
5.3.3	Sporing av referansepunkter i snødekket 2014/2015.....	58
5.3.4	Glidesprekkutvikling vinteren 2013/2014	65
5.4	Temperaturmålinger i snødekket.....	66
5.4.1	Temperaturprofil 2012/2013	66
5.4.2	Temperaturprofil 2013/2014	67
5.4.3	Temperaturprofil sammenlignet med glidning 2013/2014.....	68
5.4.4	Temperaturprofil vinteren 2014/2015.....	69
5.4.5	Temperaturprofil sammenlignet med glidning 2014/2015.....	71
5.5	Simulering av snødekkeutvikling	73

5.6	Bakkebasert radarinterferometri	77
6	Diskusjon	
6.1	Mulige feilkilder og betydning for resultatene.....	79
6.1.1	Værdata	79
6.1.2	Glidesko	79
6.1.3	Fotoanalyser	80
6.1.4	SM4-målinger	81
6.1.5	Snømodellering	82
6.2	Egenskaper ved startsonen på Stavbrekka.....	83
6.2.1	Deformasjonsprosess høst	83
6.2.2	Deformasjonsprosess tidlig vår	84
6.2.3	Deformasjonsprosess før skredhendelser.....	85
6.3	Varsling av glideskredet på Stavbrekka	87
6.3.1	Overvåking av glidningsdeformasjon	87
6.3.2	Overvåkning av temperaturprofilen	88
6.3.3	Vær	89
6.3.4	Snømodellering	89
6.3.5	Forslag til indikatorer for glideskredet på Stavbrekka	90
6.4	Forslag til forbedring av metoder og videre arbeid	91
6.4.1	Glidesko	91
6.4.2	Fotoanalyser	91
6.4.3	SM4.....	92
6.4.4	Snømodellering	93
6.4.5	Bakkebasert radarinterferometri	93
7	Konklusjon	94
8	Referanser	97
Vedlegg a	- Utstyrsliverandører og teknisk informasjon	
	Posisjonssensorene til glideskoene	
	Datalogger for glideskomålingene	
	SM4-instrument	
Vedlegg b	- Deformasjonslengde i ulike pinner	
Vedlegg c	- Undersøkelse av krepdeformasjon	

1 Innledning

1.1 Glideskred ved Stavbrekka

Fylkesvei 63 (Fv. 63) mellom Langvatn i Skjåk og Geiranger er svært utsatt for snøskred (se illustrasjon av skredområdet i figur 1.1). Veien er vinterstengt og åpningen blir normalt utsatt til faren for snøskred er over. Stavbrekka er en av de mest skredutsatte områdene langs Fv. 63. Her utløses Stavbrekkfonna normalt hver senvinter eller vår som et eller flere skred, og går over Fv. 63 og ned til Langvatnet. Utløsningen av Stavbrekkfonna har vist seg å være vanskelig å forutsi, og er en av hovedårsakene til at Fv. 63 ikke har en fast åpningsdato. Åpningsdatoen har variert mellom 5. mai og 25. juni siden 1953. Fv. 63 er en viktig turistrute og har betydning for turistnæringen i Geiranger og regionen rundt. Det er derfor ønskelig å åpne veien så tidlig som mulig (Hustad, 2005).

Det er tidligere gjort flere forsøk i startsonen på Stavbrekka: endre topografien, utløse skredet kunstig og forankre snødekket i glidesonen. Ingen av forsøkene har gitt en løsning som gir tidligere åpningsdato (Norem, 2008; Norem, 2014). Fra høsten 2012 til vinteren 2015 har SVV satt opp flere instrumenter i og ved Stavbrekka i håp om å kunne øke forståelsen av utløsningen av glideskredet.

Glideskred er som oftest et vått flaskred som går helt ned til bakken. Glideskred involverer normalt store og tunge snømasser som kan påføre bygninger og infrastruktur store skader. Det er derfor ønskelig å både kunne varsle og sikre seg mot glideskred. Selv om nøkkelfaktorene til mekanismen bak glideskred er identifisert, eksisterer det fortsatt ikke modeller som beskriver fenomenet fullt ut (Jones, 2004).

De aktuelle snøskredene ved Stavbrekka har egenskaper som tilsier at de kan defineres som glideskred. Glideskred er definert som vått flaskred, men utløsningsårsaken skiller seg fra mekanismen som vanligvis forbindes med flaskred. Skredtypen kjennetegnes ofte ved at hele snødekket ned til bakken løses ut samtidig. Foruten forsøkene på Stavbrekka, kjennes det ikke til annen norsk forskning på glideskred i Norge. Internasjonalt har det blitt gjort forskning hovedsakelig i Nord-Amerika, Alpene og Japan. Mekanismene bak glidning og glideskred er ikke forstått fullt ut og det eksisterer ikke modeller som beskriver fenomenet i sin helhet. Spesielt har varsling vært et tema som har vist seg å være vanskelig. I dag er det antatt at friksjonsforholdene i grensesjiktet mellom snø og bakken spiller en avgjørende rolle for glidning og glideskred (se figur 1.2). For at glideskred skal kunne oppstå, må friksjonen være så lav i grensesjiktet at det stiller spesielle krav til vannforholdene og underlagets ruhet. Det er godt dokumentert at glideskred knyttes til fjellsider med glatt underlag og meteorologiske forhold som fremmer vann i grensesjiktet mellom snø og bakken samtidig (Höller, 2013; Jones, 2004). Glideskred involverer ofte store og tunge snømasser, som også er tilfelle ved Stavbrekka. Glideskredet ved Stavbrekka er følgelig klassifisert som livstruende (Hustad, 2005)

Denne oppgaven tar for seg forsøkene som er gjort på Stavbrekka mellom høsten 2012 og våren 2015 i regi av SVV. Data fra forsøkene er analysert og det er forsøkt å belyse egenskaper i startsonen på Stavbrekka. Til tross for at varsling av glideskred er kjent for å være vanskelig, er det forsøkt å tilføre kunnskap om startsonen på Stavbrekka som kan danne et grunnlag for at det i fremtiden kan varsles bedre. Oppgaven har evaluert de ulike til overvåkningsmetodene samt vurdert metodenes mulige bidrag til å varsle av glideskredene. Det er også forsøkt å simulere snødekket i startsonen med data fra nærliggende værstasjoner.

1.2 Begrepsavklaring

Glideflate - Glideflaten vil i denne oppgaven være definert som bakken eller terrengoverflaten, selv om glideskred i noen tilfeller kan forekomme høyere opp i snødekket, se figur 1.1.

Glideskred - Glideskred er lite omtalt i norsk litteratur. Lied og Kristensen (2003) omtaler fenomenet kort i "Håndbok om snøskred" som våtsnøskred. I Statens vegvesens "Håndbok om sikring mot snøskred" er fenomenet kort omtalt som flakskred som løsner langs bakken (Norem, 2011). I boken "Skredfare – snøskred, risiko og redning" er det kun flakskred som følge av skjærdeformasjon som er omtalt (Landrø, 2002). Norges Geotekniske Institutt (NGI) definerer glideskred kort som "skred som (...) hovedsakelig beveger seg krypende og glidende langs bakken", men omtaler fenomenet også som våtsnøutglidning (NGI, 2015). NVEs naturfareportal definerer også glideskred, men påpeker usikkerhet tilknyttet fenomenet (NVE, 2015). Snøskredvarslingstjenesten til NVE har flere ganger brukt både glideskred og svaskred i sine tekstvarsel for snøskred (NVE, 2015). Store Norske Leksikon omtaler fenomenet kort uten en spesifikk kategorisering (Jaedicke, 2014). På skredregistreringsssidene til NVE blir både uttrykket svaskred og glideskred brukt av enkelte observatører (RegObs, 2015). I internasjonal litteratur er tendensen at fenomenet har gått fra å tidligere blitt omtalt som "full-depth avalanche" til som regel å bli omtalt som "glide avalanche" eller "glide snow avalanche" (Höller, 2013). I denne oppgaven vil snøskred forårsaket av glidningsdeformasjon omtales som glideskred.

Glidesone - Glidesone blir omtalt som området i startsonen som gjennomgår glidningsdeformasjon, se avsnitt 2.6.1 og figur 1.1.

Glidesprekk - Glidesprekk er oppsprekking i snødekket som kan komme av strekkspenningene som oppstår ved glidningsdeformasjon, som forklart nærmere i avsnitt 2.6.2.

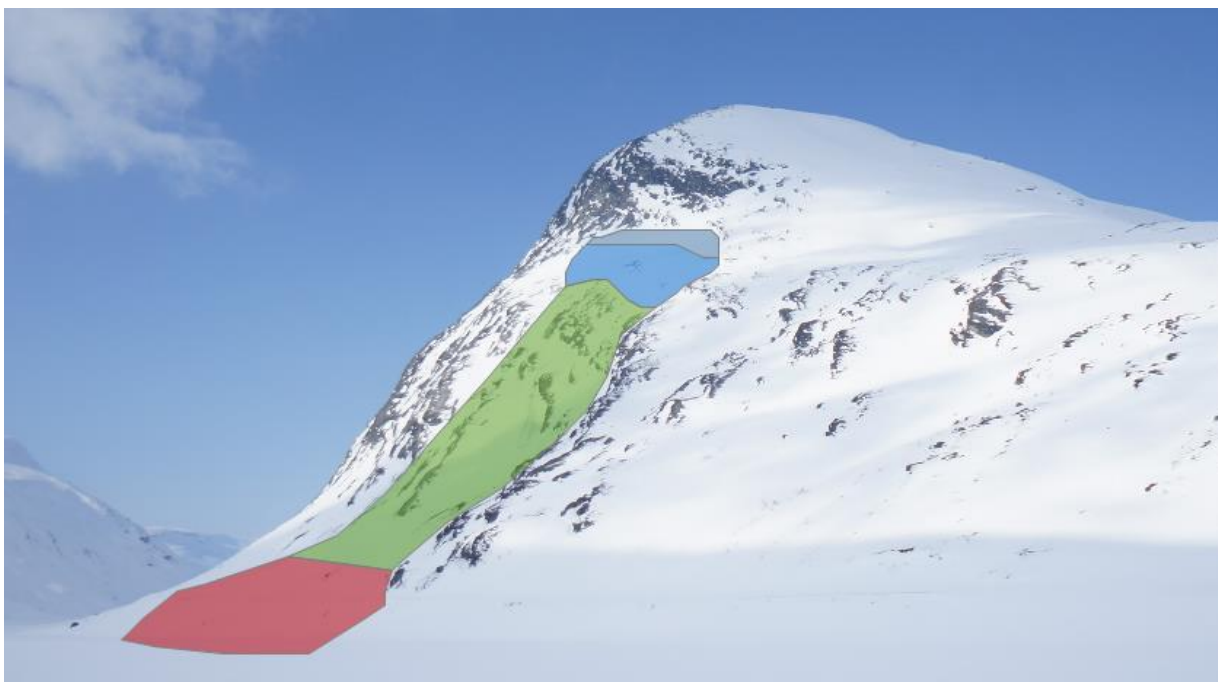
Glidesprekkant (øvre/nedre) - Når det dannes en glidesprekk, vil det følgelig bli bruddkanter i snøflakene på hver sin side av sprekken. Øvre kant blir omtalt som bruddkanten til snøflaket over glidesprekken. Nedre kant blir omtalt som bruddkanten til snøflaket under glidesprekken.

Grensesjikt - Grensesjikt vil i denne oppgaven referere til overgangen fra snø til bakke, snø-bakkesjiktet, se figur 1.2.

Stauchwall - *Stauchwall* er i glideskredsammenheng definert som et område uten glidningsdeformasjon nedenfor glidesonen. I mangel på en god norsk oversettelse, vil dette bli omtalt som *stauchwall*.

Startsonen - Startsonen blir brukt om området på Stavbrekka hvor snømassene som er involvert i utløsningen av glideskredene ligger. Dette omfatter glidesprekken, glidesonen, kompresjonssonen og *stauchwall*, se avsnitt 2.6.2 for inngående beskrivelse.

Stavbrekka/Stavbrekkfonna - Stavbrekka blir i denne oppgaven omtalt som den sørvendte siden til Stavbrekknovi. Stavbrekkfonna blir brukt hele det årlige skredet som utløses på Stavbrekka, som illustrert i figur 1.1.



Figur 1.1 - Inndeling av glideskredområdet i Stavbrekka. Hele området betegnes som Stavbrekkfonna. Blått felt indikerer startsonen. Glidesprekkdannelse forekommer i øverste del av startsonen. Glidesone, kompresjonssone og *stauchwall* ligger innenfor startsonen. Grønt område indikerer omtrent skredbane. Rødt område indikerer omtrent utløpsområdet over Fv. 63. Denne oppgaven vil fokusere på startsonen til glideskredet. Bildet er tatt mot nord-vest fra Rv. 15 (foto: Martin Venås, 17. mars 2015).



Figur 1.2 - Illustrasjon av grensesjiktet og glideflaten. Bildet er tatt på Stavbrekka mot vest (foto: Atle Gerhardsen, Cautus Geo, 22. april 2014).

2 Glideskred og utløsende årsaker

2.1 Klassifisering av våte flakskred

Fenomenet glideskred er klassifisert som vått flakskred. For å forstå hvordan utløsningen av glideskred skiller seg ut fra andre typer våte flakskred, blir de ulike utløsningsmekanismene for våte flakskred definert her. Den vanligste årsaken til våte flakskred er at skjærspenningene overgår skjærstyrken i et svakt lag slik at det svake laget går i brudd. Et slikt brudd kan forplante seg lateralt og resultere i at ovenforliggende snø sklir ut i flak. Det finnes to prosesser som får skjærspenningen til å overgå skjærstyrken i et svakt lag: enten ved at snødekket pålastes slik at skjærspenningene øker, eller at det svake lagets skjærstyrke reduseres. Førstnevnte mekanisme er den vanligste årsaken til tørre flakskred, men kan også være årsaken til våte flakskred. Her vil lasten som øker skjærspenningene typisk være ny nedbør, snøtransport eller folk som ferdes i skredterreng. Reduksjon av skjærstyrken i et svakt lag er en vanligere årsak for våte flakskred. Typisk vil skjærstyrken til svake lag reduseres når smeltevann eller regnvann perkolerer ned fra overflaten (McClung og Schaerer, 2006).

En mindre vanlig årsak til våte flakskred er glidning i snødekket. Glidning er deformasjon der hele snødekket beveger seg parallelt med underlaget. Dette står i motsetning til kryp der bevegelsen gjennom snødekket ikke er lik og derfor skapes det skjærdeformasjon. Typisk vil skred som utløses av glidning bestå av hele snødekket ned til bakken, men kan også forekomme høyere opp ved spesielle forhold (McClung og Schaerer, 2006).

2.2 Vannregimer, metamorfose og stabilitet

Vann i snødekket spiller en helt sentral rolle ved glidningsdeformasjon. Snøhydrologien og vannets påvirkning på snødekket vil derfor utdypes nærmere i dette avsnittet før egenskaper ved glidning blir nærmere beskrevet i avsnitt 2.4.

Om vinteren gjennomgår snødekket mange faser i samspill med atmosfæriske og indre termodynamiske forhold. Siden glidning ikke forekommer ved tørre forhold, vil det her fokuseres på våte snødekker. Når et snødekke har en temperaturgradient på $0\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ kan den sies å være isotherm. Snø er ofte omtalt som isotherm når hele temperaturprofilen til snøen er $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Fritt vann vil da være tilstede i snødekket (McClung og Schaerer, 2006).

Et snødekke kan defineres som vått når det volumetriske innholdet av vann er mer enn 3 % (bulk volum), se tabell 2.1 (McClung og Schaerer, 2006). Et vått snødekke kan videre deles inn i ulike regimer avhengig av metningsgraden av vann. Ved et lavt vanninnhold, vil vann kun finnes i isolerte porerom og luft vil finnes i kontinuerlige veier gjennom porerommet. Ved et høyt vanninnhold, vil fritt vann finnes i kontinuerlige veier gjennom porerommet. Overgangen fra vått til veldig vått snødekke vil være ved et volumetrisk innhold av vann på rundt 8 %. Dette tilsvarer et vanninnhold i porerommet på 8-15 % (Colbeck, 1982). Skillet mellom lavt og høyt vanninnhold er viktig siden overgangen markerer et skille hvorvidt likevektsomvandling eller smelteomvandling er dominerende. Hvilken mekanisme som råder er bestemmende for mekanisk styrke og grad av vanngjennomstrømning (Denoth, 1982).

Tabell 2.1 - Klassifisering av snø etter vanninnhold (McClung og Schaerer, 2006)

	Tørt	Fuktig	Vått	Veldig vått	Sørpe
Vanninnhold (% av volum)	0 %	<3%	3-8%	8-15%	>15%
Temperatur	$\leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$0\text{ }^{\circ}\text{C}$

I et vått snødekke med lavt vanninnhold (3 – 8 %) er likevektsumvandling dominerende. Da drives metamorfosen hovedsakelig av ulikt damptrykk rundt snøkornene, som er samme mekanisme som i tørre snødekker med liten temperaturgradient (Jordan et al., 2008). Ulikt damptrykk vil føre til diffusjon av fukt i porerommet rundt snøkorn, som igjen vil føre til sublimasjon og avsetning på ulike steder. Den eksakte prosessen er omdiskutert, da det er uklart hvorvidt det er kurvaturforskjeller eller spenninger langs bindingen som er drivende. Det er likevel klart at prosessen ved likevektsumvandling fører til forsterkninger av kontaktpunkt mellom snøkorn (McClung og Schaerer, 2006). Denne prosessen kalles *sintring* (Lied og Kristensen, 2003). Sintringen bidrar til å gi snødekket en høyere mekanisk styrke (Lied og Kristensen, 2003).

I et vått snødekke med høyt vanninnhold (> 8 %) drives metamorfosen hovedsakelig av smelteomvandling. Da vil damptrykket være mindre dominerende, og omvandlingsprosessen vil hovedsakelig styres av ulike likevektstemperaturer ved ulike kornstørrelser. Kurvaturen til et snøkorns overflate vil påvirke damptrykket rundt snøkorntet. Damptrykket vil igjen være styrende for smeltetemperaturen/likevektstemperaturen langs overflaten. Smeltetemperaturen/likevektstemperaturen vil dermed variere langs overflaten avhengig av kurvaturen til snøkorntet. Dette vil føre til en varmeutveksling fra store korn til små korn og konkave former. Siden små korn har en mindre konveks overflate enn store korn, og bindinger gjerne har en konkav overflate, vil små korn og bindinger smelte (sublimeres) på bekostning av vann som fryser til (avsettes) på store korn (Jordan et al., 2008). Dette vil føre til et snødekke med store korn og få kontaktpunkt, i tillegg til at bindinger mellom snøkorn blir svakere. Svakere og færre korn vil gi lavere mekanisk styrke og virke destruktiv på snødekkets stabilitet (McClung og Schaerer, 2006).

Ved et vanninnhold på mer enn 15 % vil de aller fleste snøkorn være separert fra hverandre av vann (McClung og Schaerer, 2006).

2.3 Strømning av vann i snødekket

Når et snødekke utsettes for vann fra overflaten, som normalt enten vil bestå av regn- eller smeltevann, vil vannet trenge nedover der gravitasjonskreftene dominerer over kapillære krefter. Dette er et forløp en kjenner igjen fra andre grovkornede medier, men i forhold til for eksempel sand og grus vil prosessen i snø kompliseres av tine-fryse prosesser, metamorfose og lagdeling i snødekket. Lagdeling i snøen med ulik permeabilitet vil bidra til at vannet konsentreres i distinkte kanaler, både lateralt og vertikalt. Slike kanaler kan gjøre at snødekket ikke nødvendigvis trenger å være verken isotermt eller gjennomfuktet før vann vil nå bakken. Det kan dermed finnes lommer med kald og tørr snø etter at vannet har nådd bakken (Jordan et al., 2008).

Vannstrømningen er vesentlig mer kompleks i kald enn i varm snø (isoterm snø). I varm snø foregår det lite gjenfrysing av kanaler, og vann kan dermed rutes raskt gjennom. I kald snø derimot, vil kanaler fryse igjen og vannet må danne nye veier gjennom snødekket. Denne prosessen vil bremse vannstrømningen gjennom snødekket (Marsh og Woo, 1984).

Siden vannstrømningens bevegelser gjennom et kaldt snødekke er komplisert, er den romlige fordelingen av vannet vanskelig å kalkulere. Forsinkelsen fra en hendelse som tilfører vann til snødekket, til snødekket er isotermt, er derfor vanskelig å forutsi (Stimberis og Rubin, 2011). Når snødekket er isotermt, kan vannstrømning langs bakken til en viss grad predikeres med eksisterende modeller, gitt at fuktingen av overflaten er isotrop. Dette er ikke unaturlig siden et isotermt snødekke er forholdsvis homogent uten særlig lagdeling (Jordan et al., 2008).

Den første fasen av vannets bevegelse og oppvarming av et snødekke er i stor grad påvirket av snø- og bakketemperaturens utgangspunkt. Et kaldt snødekke trenger mer latent varme enn et varmere snødekke for å varmes opp til isoterme forhold, temperaturen i snødekket vil derfor bestemme mengden vann som trengs til å gjøre et snødekke isotermt. Selv etter at et snødekke har blitt tilnærmet isotermt, kan frost i bakken fryse igjen kanaler og begrense avrenningen langs bakken (Marsh og Woo, 1984).

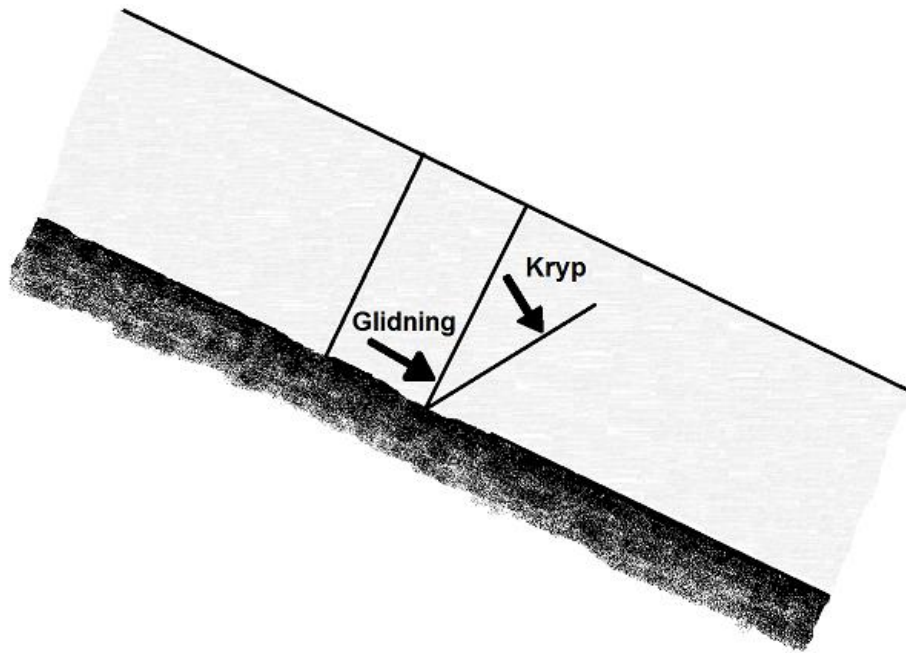
Et snødekke vil normalt ha høy permeabilitet med strømningshastigheter rundt 1-20 cm/time, der permeabiliteten hovedsakelig kontrolleres av laget med lavest permeabilitet (Jordan et al., 2008).

2.4 Glidningsdeformasjon

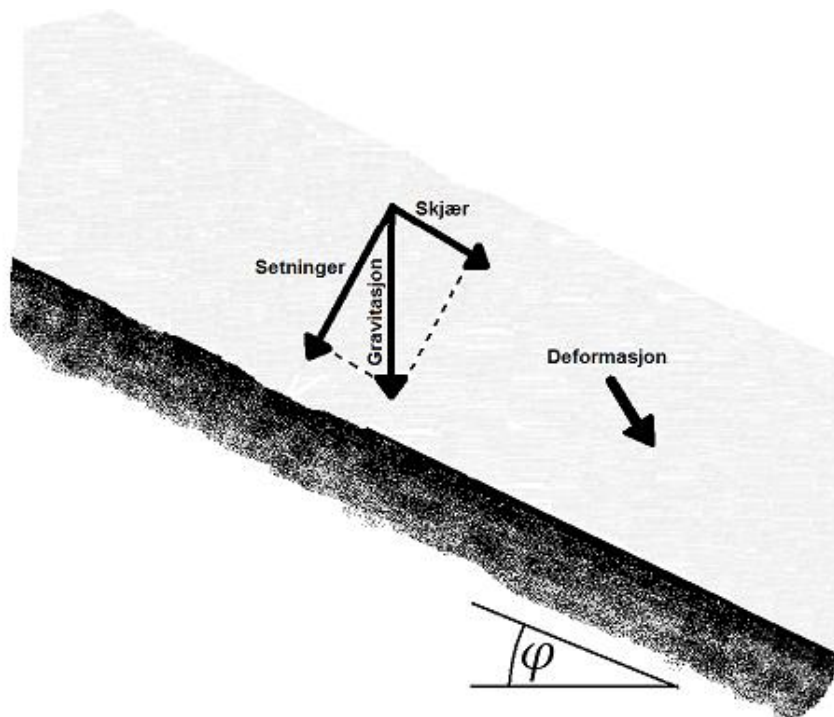
2.4.1 Deformasjon i snødekket

Den totale deformasjonen i et snødekke er sammensatt av kryp og glidning, som vist i figur 2.1. Kryp kan defineres som sakte viskøs deformasjon (McClung, 1981). Kryp kommer av intern omstrukturering av snøkorn på grunn av snødekkets egenlast. Egenlasten er et resultat av gravitasjonen som virker vertikalt. I en hellende skråning kan man dekomponere kryp i setninger og skjær. Setning er deformasjon normalt på snødekket og skjær er deformasjon parallelt med snødekket, som vist i figur 2.2. Gjennom snødekket vil snøen ha ulike egenskaper avhengig av avsetningsform, faseoverganger (mellom damp, fritt vann og frossent vann) samt vekten av overliggende last. Når materialeegenskapene varierer innad i et snødekket, vil deformasjonen variere gjennom profilet og det vil oppstå interne skjærspenninger. Siden pakningsgraden som oftest er proporsjonal med dybden vil det normalt være en høyere deformasjonsrate øverst i snødekket enn nederst, slik som illustrert i figur 2.2 (McClung og Schaerer, 2006).

Som nevnt innledningsvis i kapittel 2.1 er det oftest skjærkrefter som følge av kryp som er årsaken til flaskred. Dette er tilfelle fordi snøens struktur har lavere skjærstyrke enn kompresjonsstyrke. Snøen evner derfor å tåle normalkrefter bedre enn skjærkrefter. Som vist i figur 2.2, vil skjærkomponenten øke med økende helning på bakken, sannsynligheten for skjærbrudd vil dermed øke med økende helning (McClung og Schaerer, 2006).



Figur 2.1 - Kryp- og glidningskomponenter i snødeformasjon. Krypdeformasjonen vil være mens glidningsdeformasjon er lik gjennom snødekket (etter McClung og Schaerer (2006)).



Figur 2.2 - Dekkomponering av gravitasjonskraften i et hellende snødekke. Forholdet mellom skjær og setninger vil endre seg med helningsvinkelen φ (etter McClung og Schaerer (2006)).

Kryphastigheten i snø er ekstremt høy sammenlignet med andre materialer, og den vil alltid være til stede i større eller mindre grad. Snø er et av de mest porøse naturlige materialene man kjenner til og temperaturen er alltid relativt nært smeltepunktet på 0 °C. Den høye porøsiteten bidrar til at det er rom for strukturendringer (McClung og Schaerer, 2006). En temperatur nært smeltepunktet tilsier et termodynamisk aktivt materiale med en viss grad av metamorfose tilstede (Colbeck, 1982). Det vil derfor alltid være en høy grad av krypdeformasjon i snø.

Glidning i et snødekke kan defineres som en sakte, nedoverrettet bevegelse i fallretningen som resulterer til forskyvning av hele snødekket (der Gand og Zupančič, 1966). Glidning kan forekomme i deler av snødekket når det finnes markante glidelag, som for eksempel islag. Likevel defineres glideskred normalt som at hele snødekket med sin fulle dybde sklir på bakken (McClung og Schaerer, 2006). Siden det er kjent at glideskredet på Stavbrekka vanligvis går helt ned til bakken (Hustad, 2005), vil det her fokuseres på skred dere hele snødekket utløses. Glideflaten vil for alle praktiske formål defineres som bakken eller terrengoverflaten.

I motsetning til kryp, opptrer glidning kun under spesielle forhold. For at glideskred skal kunne forekomme er det tre nøkkelfaktorer som må være oppfylt (Clarke og McClung, 1999; der Gand og Zupančič, 1966):

- 1) Snøen ligger på en relativt glatt glideflate, som sva eller gresskledd bakke.
- 2) Grensesjiktet mellom snødekket og underlaget må ha en temperatur på 0 °C, slik at vann kan strømme fritt.
- 3) Helningen må være brattere enn 15 grader dersom underlaget har en ruhet som er typisk for alpint terreng.

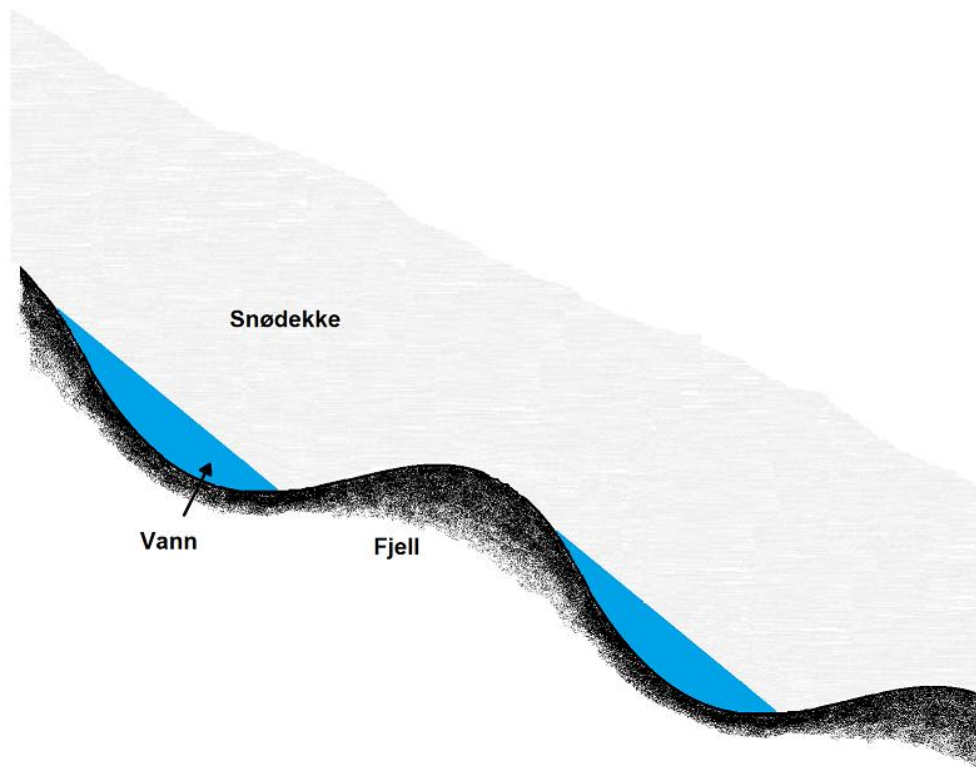
2.4.2 Grensesjiktet mellom snødekket og bakken

Når underlag-, temperatur- og helningsbetingelser er oppfylt, er det antatt at tilstedeværelsen av fritt vann er den drivende faktoren for glidebevegelsen (Clarke og McClung, 1999; Peitzsch et al., 2012). Hvorvidt det er vann tilstede er avhengig av tilgang til, og inntrenging av, regn- eller smeltevann. Dette kan variere mye over kort tid og forårsake stor fluktusjon i glidehastigheten (Clarke og McClung, 1999).

Ved glidning er grensesjiktet mellom snødekket og bakken observert til å bestå av et sørpelag med grovkornet snø med et vanninnhold på 8 – 15 % av bulk volum (definert som veldig vått, se tabell 2.1) (Clarke og McClung, 1999). McClung et al. (1994) presenterer to mulige komponenter for hvordan glidning påvirkes av vann:

- i) Snøens vanninnhold bestemmer graden av drukning av små ujevnheter i grensesjiktet.
- ii) Snøens vanninnhold bestemmer skjærviskositet og viskøs tverrkontraksjon.

Førstnevnte punkt, graden av drukning, er antatt til å være den viktigste komponenten. McClung og Clarke (1987) foreslår at selv de minste ujevnheter i bakken vil bidra til et så høyt drag i grensesjiktet at disse må druknes av frittstrømmende vann før glidning kan initieres, som illustrert i figur 2.3. Det er derfor foreslått i *the McClung and Clarke model* at friksjonen mellom snødekket og bakken må bli tilstrekkelig redusert av drukning før glidning kan forekomme, ved at vann presser snødekket ut fra glideflaten.



Figur 2.3 - Illustrasjon av drukning. Vann samles bak ujevnheter på grunn av delvis separasjon mellom snødekket og bakken der normaltrykket på snødekket er lavest. Dette bidrar til lavere friksjon, i tillegg til at snøen kryper lettere over ujevnheter på grunn av redusert viskositet ved høyt vanninnhold (etter McClung og Clarke (1987)).

Modellen sier at den nedoverrettede siden av ujevnheter i terrenget vil påføre et lavere normaltrykk på snødekket enn oppsiden. Hvis det oppstår tilstrekkelig trykkforskjeller, som kan være tilfelle i bratte helninger eller ved glatte flater, kan snødekket bli delvis separert fra bakken og vann vil infiltrere disse områdene. Når vann er tilstede langs grensesjiktet, kan derfor deler av bakkens ujevnheter bli druknet, og draget til snødekket i de druknede områdene vil bli neglisjerbart (McClung og Clarke, 1987).

Egenskapene til sørpelaget over glidesjiktet er også antatt til å være av betydning for glidning, men ikke til å bidra like mye som drukning. Reduksjon av sørpelagets viskositet over glidesjiktet vil føre til at snøen kryper lettere over ujevnheter. I tillegg vil sørpelagets høyde være av betydning hvis ovenforliggende snø er stiv. Hvis høyden til bakkens ujevnheter er høyere enn sørpelaget, kan et ovenforliggende stivt lag bidra til å motstå glidning (Clarke og McClung, 1999).

Siden vanninnholdet er avgjørende både for drukning av ujevnheter og for snøens viskositet, som begge vil minske friksjonen og øke glidehastigheten, har McClung et al. (1994) forsøkt å presentere forholdet mellom skjærspenning σ_b , glidehastighet U_0 , snøviskositet og geometri slik:

$$\sigma_b = \frac{\mu U_0}{2(1 - \nu)D^*}$$

D^* er en parameter for geometrien og grad av drukning, kalt stagnasjonsdybde. μ og ν er parametere for viskositeten av snøen over bakken (henholdsvis skjærviskositet og viskøs tverrkontraksjon). Fra formelen kan man se at glidehastigheten U_0 vil øke dersom skjærviskositeten μ minker eller at stagnasjonsdybden D^* øker (McClung og Clarke, 1987).

McClung og Clarke (1987) påpeker at en eventuell økning i poretrykk vil forsvinne raskt på grunn av snødekkets generelle høye porøsitet og permeabilitet. Stimberis og Rubin (2011) foreslår derimot at økt vanntrykk etter ekstremt regnvær kan separere snødekket og bakken, og dermed være med på å kontrollere glidning.

2.4.3 Vanntilførsel og sesongvariasjon

Clarke og McClung (1999) peker på tre ulike årsaker for vanntilførsel til glidesjiktet:

- i) Perkolasjon av vann fra regn eller snøsmelting gjennom snødekket.
- ii) Snøsmelting i bunn av snødekket på grunn av varme lagret i bakken.
- iii) Snøsmelting ved områder med høy energi, som for eksempel fjell i dagen utsatt for solinnstråling.

Punkt i) er antatt til å være hovedårsaken til glidning under varme betingelser (lufttemperatur > 0 °C) og ii) og iii) ved kalde betingelser (lufttemperatur < 0 °C).

Siden vanntilførselen kan være avhengig av været, vil glideaktiviteten variere gjennom sesongen. Tendensen er høyere glideaktivitet tidlig og seint i vintersesongen. Snøsmelting i bunn av snødekket (ii) er antatt til å være årsaken til de fleste kalde hendelser tidlig på sesongen. Dette er skyldes antagelig varmelagring i bakken fra sommersesongen kombinert med et tynt snødekke med lav tetthet som er typisk på denne tiden av året. Snøsmelting ved områder med høy energi (iii) er antatt til å være årsaken til kalde hendelser ellers på året. Høy glideaktivitet kan også forekomme midtvinters på grunn av regn og snøsmelting ved mildvær (Clarke og McClung, 1999).

2.4.4 Karakteristikk av glidebevegelsen

Prosessen fra snødekket ligger i ro til et glideskred er utløst, kan kort oppsummeres slik (Stimberis og Rubin, 2011):

- i) Initiering av glidning av mindre områder med glideflater.
- ii) Størrelsen på glideflatene øker ved at friksjonen rundt ujevnheter endres.
- iii) Plutselig endring fra glidning på enkelte glideflater i bevegelse til full utløsning.

Når et snødekke først er satt i bevegelse av glidning, karakteriseres bevegelsen som rykkvis med perioder av både ujevn og konstant hastighet, forstyrret av perioder med stillstand. Hastigheten kan variere fra mm til cm per dag (der Gand og Zupančič, 1966). Det er også observert at glidehastigheten kan være forskjellig til samme tid i ulike deler av snødekket i et og samme heng (Clarke og McClung, 1999). Siste punkt i oppsummeringen er omdiskutert. Bartelt et al. (2012a) har i ettertid foreslått at full utløsning er et resultat av skjærbrudd i snødekkets *stauchwall*. Dette er omtalt nærmere i avsnitt 2.6 og 2.7.

2.5 Topografiske forutsetninger for glidning

Spesielle terrengegenskaper er et viktig premiss for glidningsdeformasjon. Glidning og glideskred forekommer ofte på samme sted hver vintersesong. Terrenget er følgelig et viktig premiss. Typisk vil startsonene til glideskred være godt kjent for glideproblematikk fra årlige hendelser (Peitzsch et al., 2013).

2.5.1 Helning og topografi

Det er tidligere pekt på at i typisk alpint terreng må helningen være brattere enn 15 grader for at glidning skal kunne forekomme (der Gand og Zupančič, 1966). Det er også observert at intensiteten av glidebevegelsen vil øke med helning opp til 40 grader, mens den minker etter passerte 40 grader (Newesely et al., 2000). I tillegg vil glidedistansen øke med økende helning (Leitinger et al., 2008). Det har også blitt observert at helningen sjelden er brattere enn 61 grader i terreng med bart fjell med små klipper og avsatter (Peitzsch et al., 2013).

Som for andre typer flaskred, er startsonen for glideskred og glidning observert å forekomme hyppigst i konvekse formasjoner. Forklaringen til dette ligger i at snødekket i konvekse formasjoner vil utsettes for strekkspenninger, mens snødekket i konkave formasjoner vil gi støtte og høyere stabiliteten til snødekket (der Gand og Zupančič, 1966).

2.5.2 Glideflate

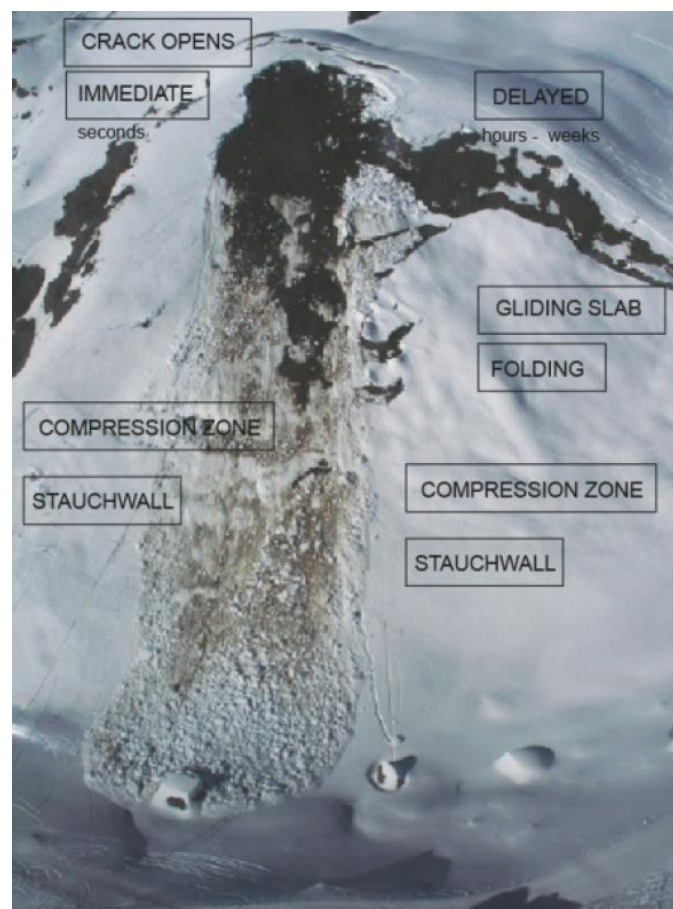
Bakkens ruhet og vegetasjon vil avgjøre hvor godt snødekket forankres mot bakken. Normalt består underlaget til glideskred av sva (Stimberis og Rubin, 2011) eller gresskledd bakke (der Gand og Zupančič, 1966). Det er også kjent at falne bambustrær (Endo, 1984), islag og breis kan være gunstige glideflater (McClung og Schaerer, 2006). Tettheten mellom forankringselementer, som større trær, spiller også en vesentlig rolle, og det er observert at glidningsaktiviteten er høyere i terreng der trærne har en avstand mer enn 20 meter (Leitinger et al., 2008).

Bakken har to egenskaper som er viktig for glidning: enkel friksjon mellom snødekket og bakken, og bakkens forankring til snødekket gjennom f.eks. vegetasjon eller blokkstein (der Gand og Zupančič, 1966). Vegetasjon og blokker/kanter gir god støtte til snødekket og motvirker glidning. Enkelte deler av snødekket i et glideområdet kan ha så høy friksjon til bakken at det ikke er utsatt for glidedeformasjon. Om et slikt område befinner seg under en glidesone og gir støtte til snødekket, kalles det for en *stauchwall* (Bartelt et al., 2012b). Betydningen av en *stauchwall* for glideskred er nærmere forklart i avsnitt 2.7.

2.6 Glideskred

2.6.1 Inndeling av startsonen til glideskred

Bartelt et al. (2012b) deler inn glideskredområde inn i tre overlappende soner: glidesone, kompresjonssone og *stauchwall*, slik som illustrert i figur 2.4 og figur 2.5. Glidesonen er området der snødekket settes i bevegelse av glidning. *Stauchwall* er definert som området som ikke glir nedenfor glidesonen og kompresjonssonen. Områder hvor det har vært en *stauchwall* kan ofte observeres etter skred der det fortsatt henger snø fast i bakken. Kompresjonssonen kan være en del av både glidesonen og *stauchwallen*. Her vil snødekket utsettes for trykk- og skjærspenninger på grunn av belastningen fra det glidende snødekket. Snødekket i kompresjonssonen vil gjennomgå betydelig deformasjon, som vist på figur 2.4, slik at hele snødekket kan foldes (Bartelt et al., 2012a; Bartelt et al., 2012b).



Figur 2.4 - Soneinndeling etter umiddelbart glideskred til venstre, soneinndeling før et eventuelt forsinket glideskred til høyre (Bartelt et al., 2012b).



Figur 2.5 - Deformasjon i kompresjonssonen på Stavbrekka på grunn av glidning (foto: Tore Humstad, SVV, 11. april 2014).

2.6.2 Sprekkdannelse og forsinkede glideskred

I forbindelse med glidning kan det oppstå sprekkdannelse i snødekket, også kalt glidesprekker, slik som det kommer tydelig frem av figur 2.6. Glidesprekker er et resultat av at spenningsforholdene i snødekket endres under glidning. Når deler av snødekket deformeres vil noen områder måtte oppta last mens andre områder vil bli utsatt for strekkspenninger. Ved tilstrekkelig rask deformasjonsendringer, kan strekkspenningen overgå strekkstyrken til snødekket og strekkbrudd kan induiseres. Denne typen strekkbrudd vil som oftest starte ved bakken og propagere normalt oppover, og bli synlig som en såkalt glidesprekk (McClung og Schaerer, 2006).

Ved glidesprekkdannelse vil spenningsforholdene umiddelbart endre seg i snødekket. Kraftene som er blitt tatt opp av strekkspenningene vil umiddelbart redistribueres til kompresjonssonen (Bartelt et al., 2012a; Conway og Raymond, 1993; Lackinger, 1987). Siden sprekkdannelse er et tegn på at snødekket ikke er i statisk likevekt, kan sprekkdannelse indikere at et skred er nært forestående (McClung og Schaerer, 2006).

Glideskred omtales ofte enten som forsinkede eller umiddelbare skred. Forsinkede glideskred vil si at snødekket rekker å stabilisere seg etter glidesprekkdannelse. Det vil da være en tidsforsinkelse mellom spenningsutløsningen ved glidesprekkdannelse og glideskredet. Umiddelbare glideskred utløses umiddelbart etter oppsprekking uten forsinkelse (Simenhois og Birkeland, 2010). Det er likevel ikke gitt at et skred vil utløses etter glidesprekkdannelse (Reardon et al., 2006). Feick et al. (2012) registrerte at kun 40 % av glidesprekkene gjennom en vinter i et dalføre i Sveits resulterte til glideskred. Samme undersøkelse viste at 15 % av skredhendelsene ble utløst innen én time etter sprekkdannelse, 40 % innen fem timer og 80-90% innen 12 - 72 timer. Hvorvidt snødekket nedenfor en glidesprekk vil gå som et glideskred, kalve ut i små flak eller smelte bort, er imidlertid vanskelig å forutsi (Peitzsch et al., 2013). Glidesprekker er følgelig ingen god indikator på glideskred i nærmeste fremtid, men forteller at glidningsdeformasjon har vært tilstede.

Bartelt et al. (2012a) foreslår at hendelsesforløpet etter oppsprekking er avhengig av friksjonene i glidesjiktet og styrken til *stauchwallen*. I tilfellet ved forsinkede glideskred må andre deler av snødekket oppta strekkspenningene som forsvinner i øvre del under sprekkdannelse. Bartelt et al. (2012a) mener det er usannsynlig at glidesjiktet kan oppta disse spenningene, og at spenningene dermed blir overført til en *stauchwall*. Ved glideskred som går umiddelbart etter sprekkdannelse, vil en *stauchwall* ikke klare å tilpasse seg de nye spenningsforholdene, og dermed gå i brudd. Det er foreslått at forsinkede glideskred utløses idet den mekaniske styrken i *stauchwallen* blir overgått eller tilstrekkelig svekket av deformasjon. Det er også påpekt av folding og oppløfting av snødekket i kompresjonssonen tett på *stauchwallen* også kan spille en avgjørende rolle (Bartelt et al., 2012a; Bartelt et al., 2012b).



Figur 2.6 - Glidesprekk i startsonen på Stavbrekka (dronefoto: Halgeir Dahle, SVV, 17. april 2015).

2.6.3 Temperaturregimer

Utløsning av glideskred kan forekomme i både kalde og varme snødekker. Glideskred omtales derfor ofte som enten en kald eller en varm hendelse, avhengig av om lufttemperaturen er over eller under 0 °C. De aller fleste glideskred betegnes som varme hendelser (Clarke og McClung, 1999) og forekommer oftest i, eller i overgangen mot, et isotermt snødekke (Peitzsch et al., 2013). Det likevel observert glideskred når snødekket er tørt og kaldt (< 0°C) og med lufttemperaturer helt ned til – 11 °C (Clarke og McClung, 1999). Som regel vil kalde hendelser forekomme tidlig på vintersesongen ved første snøfall, men kan også forekomme senere i sesongen (Peitzsch et al., 2012).

2.7 Sammenheng mellom glideskred og utløsende årsaker

2.7.1 Hastighet og akselerasjon til glidningsdeformasjonen

Glideskred er observert til å bli utløst ved mange forskjellige glidehastigheter. Det foreligger derfor ingen kjente grenseverdier av glidehastigheter som beskriver når et glideskred vil bli utløst. Hvilken glidehastighet et glideskred vil bli utløst, er antatt til å variere med snødekkets egenskaper og underlagets karakter, og har vist seg å være lik for vintre med samme karakter. I tillegg er det antatt at et snødekke kan ha ulike glidehastigheter lateralt i snødekket på samme tid, noe som gjør det vanskelig å finne en entydig sammenheng mellom glidehastighet og glideskred (Clarke og McClung, 1999; Stemberis og Rubin, 2011).

Det er foreslått at glideskred kan ha en tydeligere sammenheng til glidningens akselerasjonen enn glidehastigheten. Clarke og McClung (1999) foreslår at korrelasjonen mellom skredutløsning og glidningens akselerasjon skyldes at snødekket ikke klarer å tilpasse seg de raske endringene i friksjonsbetingelsene langs glidesjiktet. Bartelt et al. (2012a) foreslår derimot at det er lite sannsynlig at områder med lav friksjon i glidesonen klarer å holde igjen for glideskred ved økende spenninger, og at det derfor er *stauchwallens* styrke som er avgjørende for skredtidspunktet.

2.7.2 Vanntilførsel fra snøsmelting

Glideskred forårsaket av snøsmelting under varme betingelser (lufttemperatur > 0 °C) er trolig den vanligste årsaken til glideskred (Dreier et al., 2013). Under varme hendelser antas det at vann hovedsakelig tilføres glidesjiktet fra toppen av snødekket, der kortbølgestråling fra sola og lufttemperatur vil bidra mest til snøsmelting (Clarke og McClung, 1999).

Undersøkelser viser en klar sammenheng mellom økt lufttemperatur (ved lufttemperatur over 0 °C) og høyere glidehastighet (Clarke og McClung, 1999; Dreier et al., 2013). Siden smeltevannet må perkolere gjennom hele snødekket før det når glidesjiktet, vil det være en forsinkelse til glidehastigheten endrer seg etter en endring i lufttemperaturen. I tillegg spiller grunnforholdene en vesentlig rolle for hvordan vannet fordeles lateralt i glidesjiktet. Det er antatt at forsinkelsen mellom økt lufttemperatur og økt glidning vil være på mellom 12 – 24 timer. Økt lufttemperatur er værparameteren som viser den tydeligste korrelasjonen til glidning (Clarke og McClung, 1999; Dreier et al., 2013).

Glideskred som går ved første snøfall har en klar årsakssammenheng. Sett bort i fra glideskred tidlig på sesongen peker Dreier et al. (2013) på innkommende kortbølgestråling fra solen, i tillegg til temperaturendringer og pålasting av nedbør, som en mulig årsak til glideskred under kalde betingelser (lufttemperatur < 0 °C). Høy innkommende kortbølgestråling forekommer på klare dager og kan varme opp bart fjell gitt at lufttemperaturen ikke er for lav. Oppvarmet områder med bart fjell kan igjen smelte nærliggende snø og tilføre vann til glidesjiktet. I tilfellene der oppvarmet fjell bidrar til smeltevann må snødekket være tynt eller oppsprukket (Clarke og McClung, 1999) og ha en gunstig orientering i forhold til solen (Dreier et al., 2013). Denne korrelasjonen mellom kortbølget solinnstråling og glidning er funnet i undersøkelser gjort i Chamonix, Frankrike, og ikke nødvendigvis gyldig i nordlige breddegrader.

2.7.3 Vanntilførsel fra nedbør

Clarke og McClung (1999) viser til en tydelig korrelasjon mellom regnvær og glidning. En typisk forsinkelse fra regnvær til skredutløsning vil være på 12 – 48 timer. Dette er omtrent den samme forsinkelsen som det er mellom strømningshastighet av vann i grensesjiktet og regnvær (Clarke og McClung, 1999). Forsinkelsen har trolig samme årsak som ved snøsmelting, som nevnt i avsnitt 2.7.2. Simenhois og Birkeland (2010) konkluderer derimot med at det ikke er mulig å forutse glideskred ut fra en enkelt værhendelse, da flere typer værhendelser og med ulik intensitet utløser glideskred.

Det er også antatt at nedbør kan bidra til økt glidehastighet ved at spenningene i snødekket vil øke som følge av ekstra pålasting (Dreier et al., 2013; Stimeris og Rubin, 2011). Dreier et al. (2013) viser også til en sammenheng mellom snøfall og glideskred under kalde betingelser, og det er antatt at sammenhengen skyldes økt belastning av snødekket. Det er foreslått at tilleggsbelastningen nedbør vil bidra med kan få områder som gir mye støtte i et glideskredområde til å kollapse i skjærbrudd (Bartelt et al., 2012b). Selv om glideskred i dette tilfellet er antatt utløst av ekstra last, er vann i glidesjiktet en betingelse (Dreier et al., 2013).

2.7.4 Endring av egenskaper i *stauchwall*

Det er tidligere pekt på at den mekaniske styrken i *stauchwallen* kan være avgjørende for et glideskreds utløsningstidspunkt (Bartelt et al., 2012a). Det råder derimot usikkerhet til hva som kan forårsake brudd i *stauchwallen*. Bartelt et al. (2012a) foreslår at det er lengden og materialegenskapene til *stauchwallen* som er bestemmende for om det glidende snødekket holdes på plass. Av materialegenskaper er det antatt at viskositeten er den mest avgjørende for *stauchwallens* styrke, en egenskap i snøen som økes ved høyere tetthet og minkes ved økende temperaturer. *Stauchwallen* vil med andre ord stabiliseres ved tetthetsøkning og destabiliseres ved temperaturøkning. Samspillet mellom disse er derimot mindre utforsket.

Lufttemperatur og nedbør kan derfor ikke bare være viktig som pådriver for glidningsdeformasjon, men også en pådriver til å endre styrken til *stauchwallen*. Bartelt et al. (2012a) foreslår også at høyden til *stauchwallen* er invariant, men utelukker ikke at folding av snødekket slik at det løftes opp over *stauchwallen* kan ha en medvirkende årsak til skredutløsning.

2.8 Varsling av glideskred

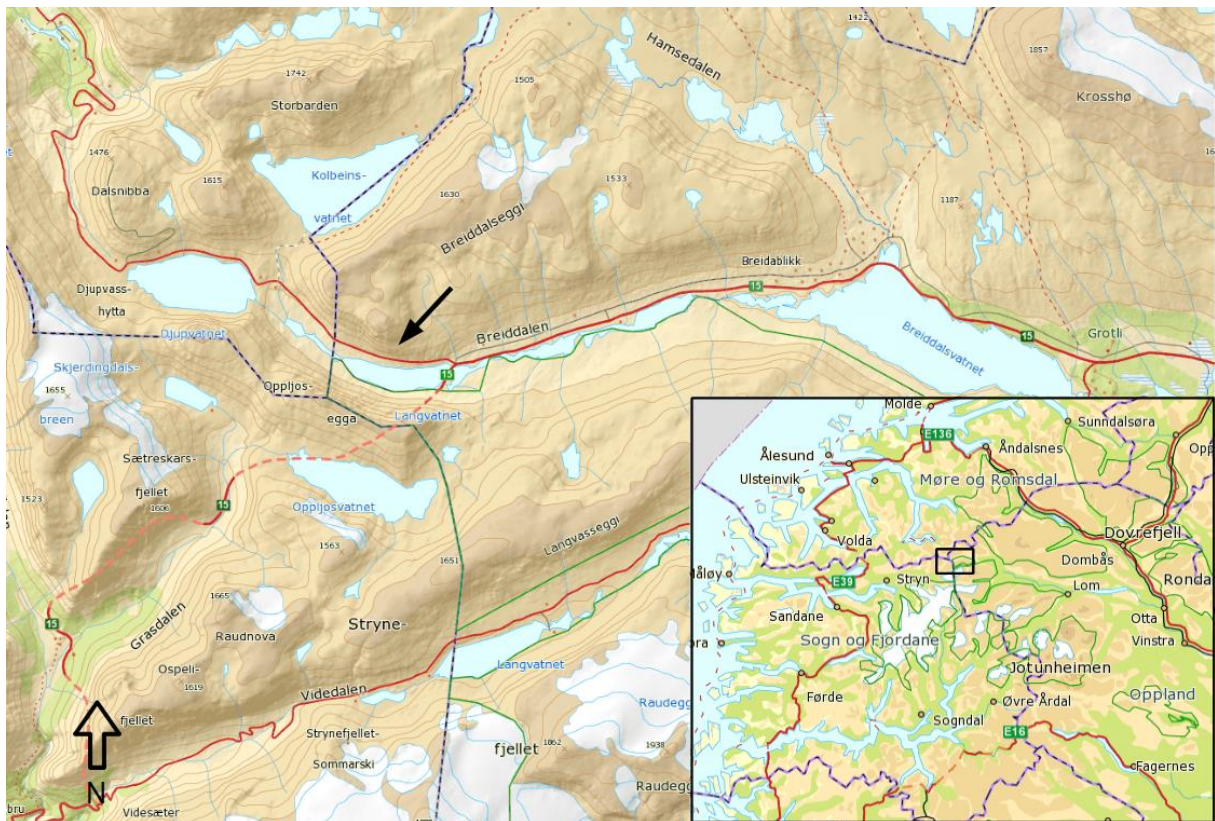
Overvåking og varsling av snøskredfare er en utbredt metode for å sikre bebyggelse og infrastruktur mot snøskred. Sannsynligheten for skredaktivitet kan normalt predikeres utfra snødekkets egenskaper og forventet vær. Generell skredfare kan derfor ofte antas noen dager frem i tid. Glideskred har derimot vist seg å være vanskelig å forutsi, til tross for at glideskred ofte opptrer i samme skredbane og tidsperiode hvert år (Mitterer og Schweizer, 2012b; Simenhois og Birkeland, 2010).

Det er gjort forsøk med å predikere glideskred ut fra vanndannelse under ulike værforhold, glidehastighet i snødekket og sprekkdannelse, men med begrenset resultat (Simenhois og Birkeland, 2010). De vanligste årsakene til glideskred, regn og snøsmelting ved overflaten, kan varsles med en akseptabel sannsynlighet, men forståelsen for hvordan vannet vil trenge gjennom snødekket er begrenset. Dette gjør det vanskelig å bestemme tidsforsinkelsen mellom værhendelser og glideskred. Spesielt har det vært utfordrende å forutse kalde hendelser som viser mindre tydelig korrelasjon til været enn varme hendelser. Det er heller ikke funnet noen entydige grenseverdier av glidehastighet, glideakselerasjon eller sprekkdannelse som kan forutsi sannsynligheten for glideskred i nær fremtid (Clarke og McClung, 1999). Bartelt et al. (2012b) foreslår at egenskapene til *stauchwallen* spiller den mest avgjørende rollen for utløsning av glideskred, henholdsvis lengden og viskositeten, og at det derfor er endringen i *stauchwallens* egenskaper som funksjon av temperatur som er kritisk å forstå for å kunne varsle glideskred.

3 Studieområdet Stavbrekka

Stavbrekka er en fjellside over Fv. 63 i Skjåk kommune i Oppland fylke. Normalt utløses det et glideskred om sen vinteren eller våren, og raser over Fv. 63. Fv. 63 er vinterstengt, men forbinder Riksvei 15 (Rv. 15) i Skjåk med Geiranger sommerstid. Fv. 63 byr på storslått fjellandskap og er en viktig nasjonal turistveg. Veien er derfor en viktig innfartsåre for bilturister og har betydning for turistnæringa i Geiranger og regionen rundt. Det er derfor ønskelig å åpne veien så tidlig som mulig (Hustad, 2005; vegvesen.no, 2008).

Fv. 63 forbi Stavbrekkfonna ligger på omtrent 950 moh. Veien ligger inneklemt mellom Langvatnet i sør og den bratte fjellsiden i nord. Selve startsonen er i svapartiet som strekker seg mellom 1200 og 1300 moh. Fjellsiden mellom veien og utløsningsområdet er så bratt, at når fonna først er utløst vil den treffe veien (Hustad, 2005).



Figur 3.1 - Kart over studieområdet. Pilen indikerer startsonen til glideskredene på Stavbrekka (kartgrunnlag: Kartverket).



Figur 3.2 - Pilen indikerer startsonen til glideskredene på Stavbrekka. Fv. 63 ligger mellom Stavbrekka i bakgrunnen og Langvatnet i forgrunnen. Bildet er tatt mot nordøst fra Rv. 15 (foto: Martin Venås, 23. oktober 2014).

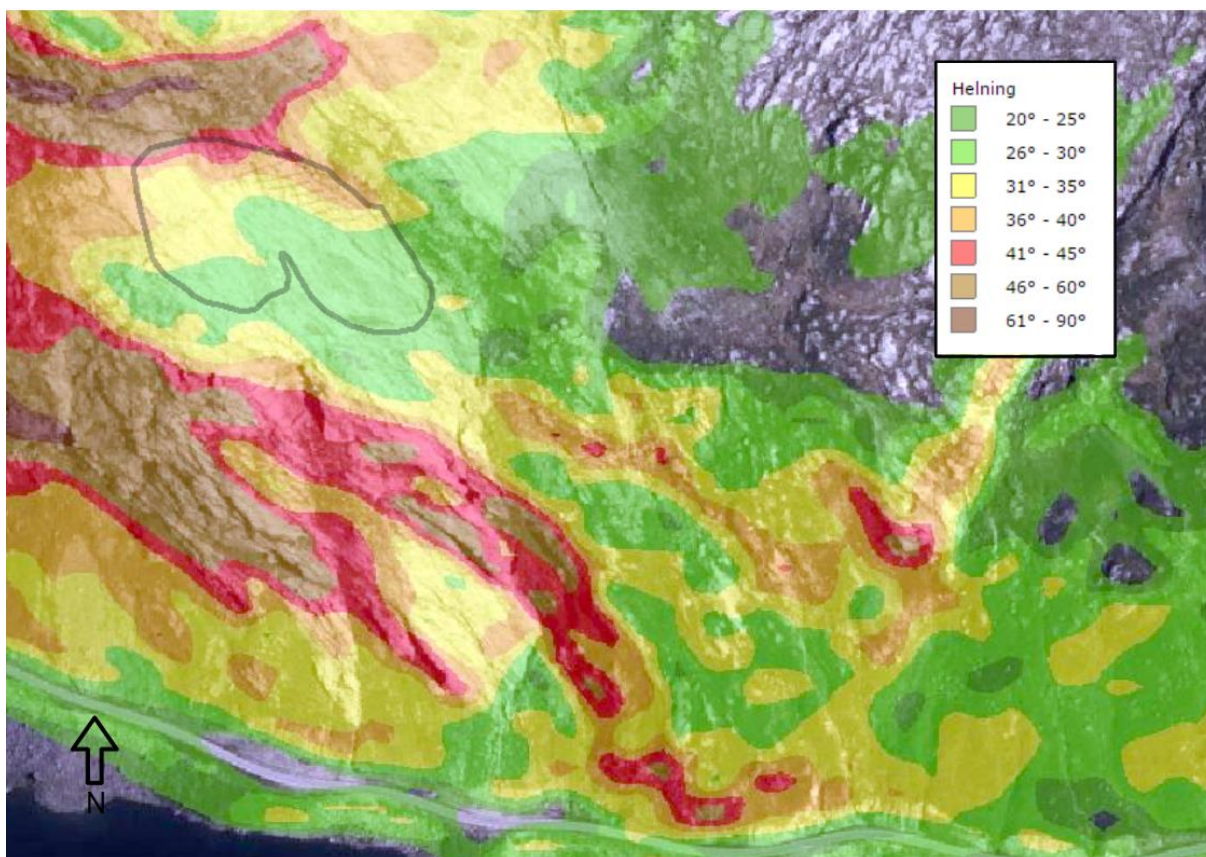
3.1 Topografien ved Stavbrekka

Startsonen på Stavbrekka ligger i en sørvendt fjellsiden av Stavbrekknovi. Fjellsiden tilhører dalsiden som blir regnet som "østsiden" av Breidalen. Breidalen er går omtrent sør-øst – nord-vest i landskapet og ligger øst for vannskillet. Berggrunnen består hovedsakelig av gneis og ingen eller kun en tynn moreneoverdekning (NGU, 2015). Underlaget til startsonen er sva med enkelte steiner og blokker (se figur 3.3).

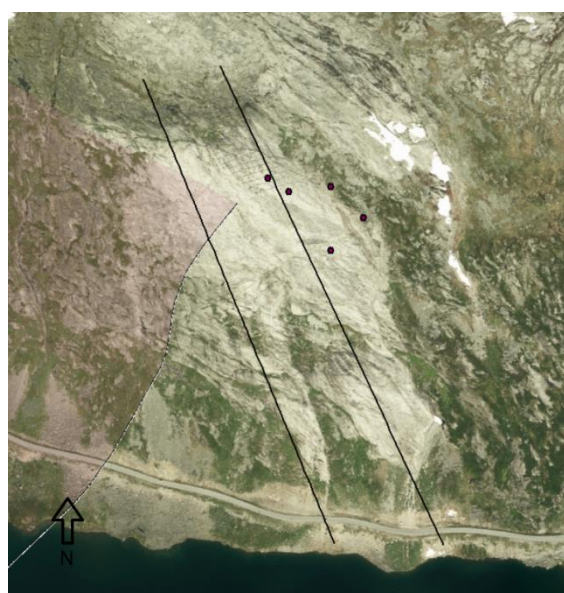
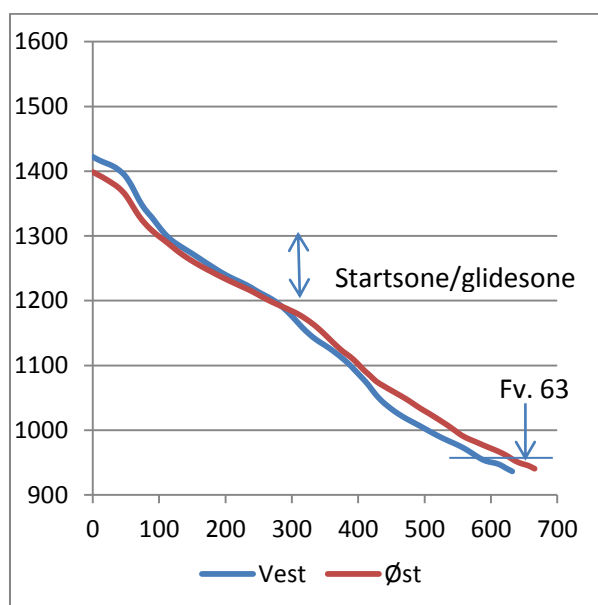
Startsonen til glideskredene på Stavbrekka ligger omtrent mellom 1200 og 1300 moh. Startsonen er utpreget konkav med slakest helning nederst og brattest helning i toppen. I følge NGI sitt helningskart ligger brattheten mellom omtrent 26° og 35° i størsteparten av startsonen, men det er antagelig over 35° helt i toppen av startsonen (se figur 3.4). Fra høydeprofilen i figur 3.5 kommer det frem at lavest helning er omtrent 25° på 1220 moh. i begge profilene. Østflanken har også en lav helning mellom 1180 og 1200 moh., ned mot 24°, men det er usikkert om startsonen går så langt ned. Fjellsiden er sørvendt. Startsonen er brattest i toppen og over 40° fra 1290 moh. Det er usikkert eksakt hvor glidesonen starter.



Figur 3.3 - Underlaget i startsonen på Stavbrekka består av sva med enkelte steiner og blokker. Bildet er tatt mot vest fra utenfor startsonen (foto: Martin Venås, 23. oktober 2014).



Figur 3.4 - Kart over Stavbrekka med fargekodete helning. Svart polygon indikerer omtrent ytterkant av glidesonen, målt med bakkebasert radarinterferometri den 17. mars 2015 (se avsnitt 4.6) (kartgrunnlag: kartverket, NGI).



Figur 3.5 - T.v.: Høydeprofil av Stavbrekka. Høyden til startsone på Stavbrekka og plassering av Fv. 63 er merket av med pil. T.h.: plassering østre og vestre høydeprofil i svæet.

3.2 Vær og klima ved Stavbrekka

Klimaet ved Stavbrekka kan kort oppsummeres som høgfjellsklima. Dette innebærer lange vintre med mye vind og nedbør i form av snø. Stavbrekka ligger kun 3 km sør-øst for vannskillet. Dette gjør at området ligger i en overgangssone fra østlandsklima til vestlandsklima. Været kan med andre ord variere mye i øst-vest retning. Normalnedbøren for værstasjonene i området, både på øst- og vestsiden for Stavbrekka, viser minst nedbør i april og mai. Lite nedbør på våren indikerer tilhørighet til klimaet på Vestlandet. Normal månedsmiddeltemperatur på 1000 moh. ligger under 0 °C for mars og april. Dette vil si at både mars og april er klassifisert som vintermåned. Anslått dato for når middeltemperaturen passerer 0 °C for 1000 moh. er rundt 1. mai (Hustad, 2005; Mamen, 2004). Våren kommer antagelig noe senere til startsonen som ligger på 1200 – 1300 moh.

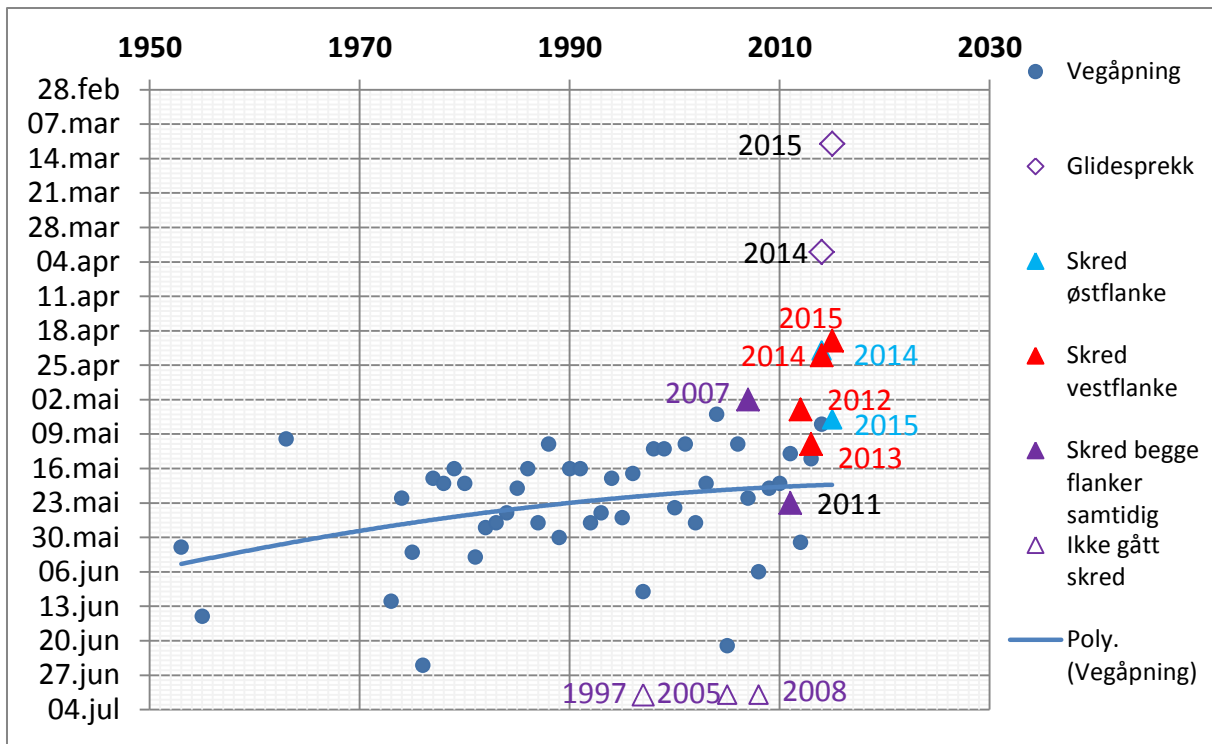
Vindforholdene vil i stor grad være påvirket av dalførets retning og det er antatt at nordvestlige og sørvestlige vindretninger dominerer. Nedbøren vil hovedsakelig komme med bygevær når lavtrykk kommer innover Vestlandet fra nordvest. Slike lavtrykk kan typisk skape snøvær og vinterlige forhold langt ut i mai og så sent som i juni (Mamen, 2004). Startsonen ligger i en sør-sørøstvendt side og er dermed utsatt for solinnstråling gjennom dagen. Normalverdier for temperatur og nedbør er presentert nærmere i avsnitt 5.2.

3.3 Skredforløp og skredhistorikk

Snødekket i startsonen løsner normalt som et eller flere skred på senvinteren eller våren. Snøskredene ved Stavbrekka antas til å være glideskred på grunn av den tydelige glidningsdeformasjonen i startsonen. Når snøen løsner fra Stavbrekka involverer det normalt store og tunge snømasser og er derfor regnet som livstruende (Hustad, 2005).

Fv. 63 ligger som kjent i utløpsområdet til skredet (se figur 3.8). Veien er vinterstengt og åpningsdatoen om våren varierer fra år til år på grunn av skredet. Faren for snøskred har utsatt åpningen til så sent som 25. juni.

Som det kommer frem av figur 3.6 kan man grovt dele opp startsonene i en vestflanke og en østflanke. Det er kjent at flankene kan utløses hver for seg, samtidig eller ikke i det hele tatt. Både østre og vestre flanke kan løses ut først. Typisk raser det meste av fonna ut, men ofte blir det liggende litt snømasser i nedre del av startsonen. Normalt åpner ikke veien før Stavbrekkfonna har gått, derfor kan åpningsdatoene i figur 3.6 gi en grov pekepinn på skreddatoene. Tendensen i åpningsdatoene er tidligere åpning i nyere tid, noe som blant annet kan skyldes mer effektiv snørydding med moderne snøryddeutstyr. Likevel viser også de siste årene stor variasjon i åpningtidspunkt (Hustad, 2005).



Figur 3.6 - Kjente skred- og åpningsdatoer på Stavbrekka (Humstad, 2015).



Figur 3.7 - Startsonen på Stavbrekka er godt synlig på grunn av oppsprekking og folding i snødekket. Bildet er tatt mot nord fra drone (foto: Halgeir Dahle, SVV, 17. april 2015).



Figur 3.8 - Utløpsområde går over veien og ned til Langvatnet. Bildet er tatt mot nord-vest fra Rv. 15 (foto: Tore Humstad, SVV, 5. mai 2015).

3.4 Utførte forsøk og alternative sikringstiltak

SVV har tidligere gjort forsøk på sikringstiltak ved å både fremskynde og holde igjen for glideskred. Det mest omfattende sikringstiltaket var i 2005/2006 og 2008/2009, da SVV forsøkte i samarbeid med SINTEF å forankre snødekket til bakken med en spesialutviklet støtteforbygging kalt snøanker. Under dette prosjektet kjente man ikke til andre metoder med samme formål. Ankerene var utformet som et kvadrat og festet til ovenforliggende fjellbolt, se figur 3.9. Ankrene ble dimensjonert til å tåle en statiske laster beregnet for antatt snømengde og tetthet på Stavbrekka. Ankrene viste tydelige tegn på hard medfart etter flere vintersesonger. I ettertid av prosjektet ble det konkludert med at ankrene var tilstrekkelig dimensjonert for de statiske lastene gjennom vinteren, men at dynamiske laster ikke var tatt med i beregningen. Det ble antatt at store dynamiske laster fra snøskred og glidningsdeformasjon utenfor det stabiliserte snødekket var skyld i løsriving og skadete anker. Prosjektet ble derfor avsluttet. Det ble videre konkludert med at ankrene kunne ha utspilt sin rolle hvis ankrene hadde blitt forsterket i tillegg til å dekke hele glidesonen (Nilssen, 2013; Norem, 2008).

Etter at glideskred på Stavbrekka 2005 lot vente seg, og Fv. 63 ikke ble åpnet fordi det fortsatt lå snø i startsonen, ble det den 13. juni forsøkt å slippe 50 000 liter vann i startsonen fra helikopter. Senere samme år den 16. juni forsøkte forsvaret å sprengte bort fonna med 600 kilo dynamitt (se figur 3.10) (Hustad, 2005; Olsen, 2005). Fra avsnitt 3.3 kommer det frem at det aldri gikk skred dette året og at veien ble åpnet den 21. juni.

Det er også forsøkt å fremskynde nedsmeltingen av snøen i startsonen ved å påføre thomasfosfat til overflaten. Bakgrunnen er at svart farge på overflaten vil absorbere mer energi, og smelte snødekket hurtigere. Dette er en kjent teknikk for å frigjøre veier for snø hurtigere om våren. Det er ikke kjent at thomasfosfat har fremskyndet utløsning av glideskred (Norem, 2014).

Ingen av forsøkene har gitt en løsning som gir tidligere åpningsdato. Andre sikringstiltak som har vært vurdert er en 2,4 km lang tunnel gjennom Stavbrekknovi eller 390 m langt overbygg/rørtunnel forbi Stavbrekka (Hustad, 2005).



Figur 3.9 - Snøankerforsøk i glidesonen på Stavbrekka (foto: SVV, 25. juni 2013).

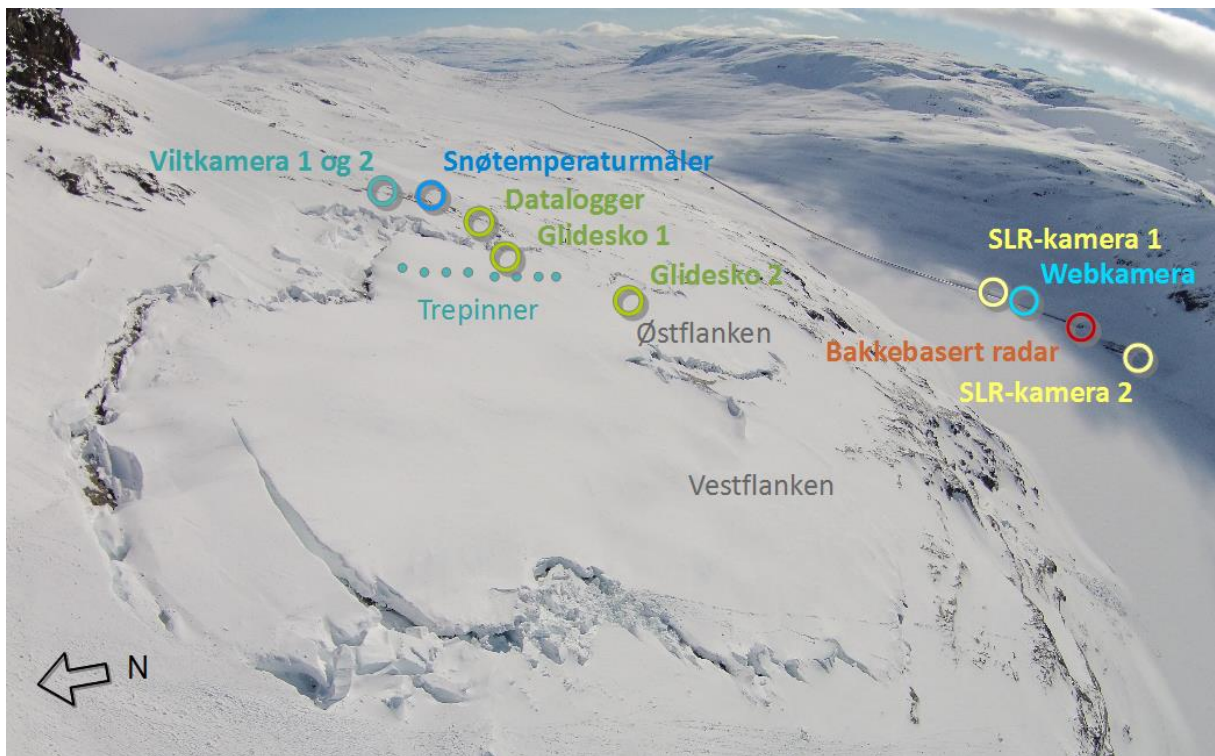


Figur 3.10 - Telemark bataljonen forsøkte å sprengte ut Stavbrekkfonna med 600 kilo dynamitt, uten hell (Olsen, 2005) (foto: Terje Randen, 16. juni 2005).

4 Utførte undersøkelser og målinger

De tre vintrene 2012/2013, 2013/2014 og 2014/2015 har flere instrumenter overvåket startsonen på Stavbrekka. Instrumentene har hovedsakelig hatt to formål: måle glidningsdeformasjon i snødekket og måle temperaturforhold i snødekket. Glidningsdeformasjonen er interessant å undersøke siden dette er regnet som årsaken til skreddannelsen. Temperaturen i snødekket er interessant da dette kan fortelle om vannforhold, som er en indirekte faktor for at glidningsdeformasjon oppstår. Det har også blitt benyttet værdata fra nærliggende værstasjoner og interpolerte værdatakart for å lage snømodeller og finne sammenhenger mellom værhendelser og egenskaper ved snødekket.

Værdata, glideskomålinger og fotoanalyser er hovedsakelig utarbeidet av undertegnede. Inndataene til snømodellene er behandlet av undertegnede, men simuleringen i CROCUS/SURFEX er gjort av Dagrun V. Schuler (MET). Analysen av målingene til den bakkebaserte radaren er hovedsakelig gjort av Ingrid Skrede (NVE).



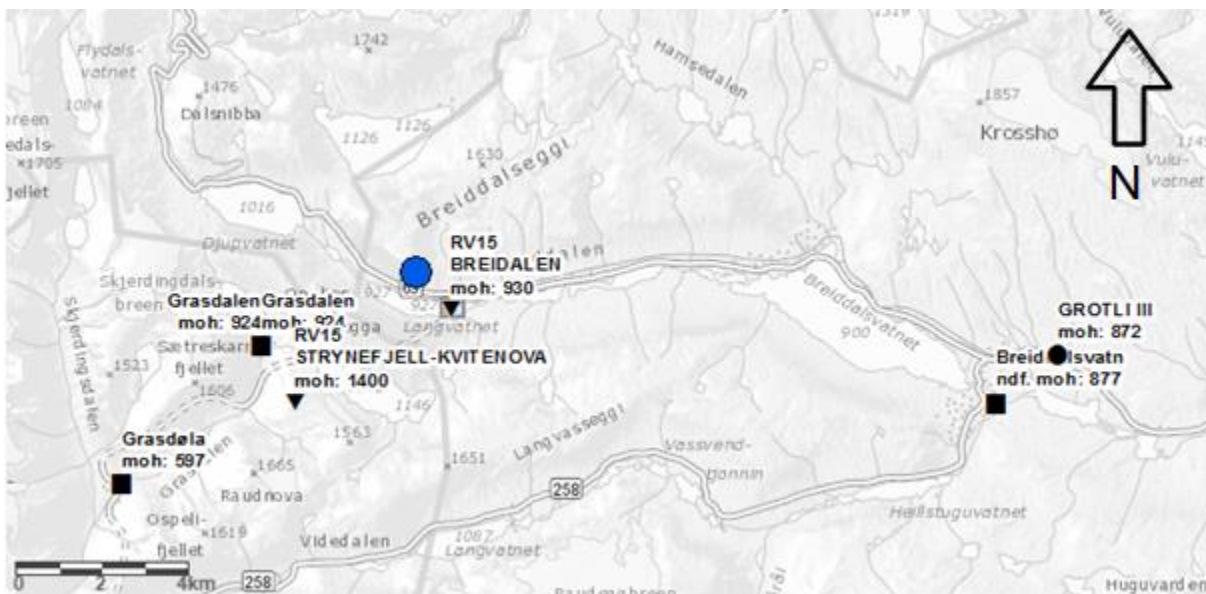
Figur 4.1 - Oversiktsbilde over plasseringen til instrumenter ved startsonen på Stavbrekka og Rv. 15 (fotogrunnlag: Halgeir Dahle, SVV, 17. april 2015).

4.1 Innsamling av værdata

Det har blitt benyttet værdata fra nærliggende værstasjoner og METs interpolerte værdatakart (xgeo.no, 2015) i forsøk på å beskrive værforholdene på Stavbrekka gjennom forsøksvintrene. Figur 4.2 viser en oversikt over posisjonene til værstasjonene og tabell 4.1 viser en oversikt over avstander til Stavbrekka. I tillegg har NGI vært behjelpelig med strålingsverdier fra deres stasjon på Fonnbu.

Siden flere av værstasjonene har hatt ufullstendige dataserier har det blitt benyttet verdier både fra Breidalen (SVV), Strynefjell-Kvitenova (SVV) og Grotli III (MET). Temperatur og nedbør er lastet ned i tidsserier fra xgeo.no. Normalverdiene er beregnet fra målingene i tidsrommet 1961 - 1990. Vindrosene er lastet ned fra eklima.no. I tidsrom hvor det finnes lufttemperaturmålinger fra SM4-instrument ved startsonen er disse benyttet, se avsnitt 4.4 for nærmere beskrivelse av SM4-instrumentet.

Grotli III er det eneste værstasjonen med nedbørsmålinger i området. Det er gjort et forsøk på beskrive nedbøren målt på Grotli i form av regn eller snø. Det er da brukt en terskelverdi 0,5 °C og antatt temperatur ved startsonen for å bestemme fasen (Dyrrdal, 2010; Saloranta, 2012; Vikhamar-Schuler et al., 2011). Nedbør er derfor fremstilt som mengden målt på Grotli med fase antatt for Stavbrekka.



Figur 4.2 - Kartutsnitt fra xgeo.no hvor posisjonene til værstasjonene for historiske værdata er hentet. Blå sirkel viser posisjonen til snøtemperaturmåleren som ligger rett ved startsonen på Stavbrekka. Fonnbu er plassert like ved Grasdalen stasjon.

Tabell 4.1 – Avstand i luftlinje fra startsonen på Stavbrekka til værstasjoner

Stasjon	Avstand
Breidalen (SVV)	1.2 km
Strynefjell-Kvitenova (SVV)	4.0 km
Grotli III (MET)	15.1 km
Fonnbu (NGI)	3.8 km

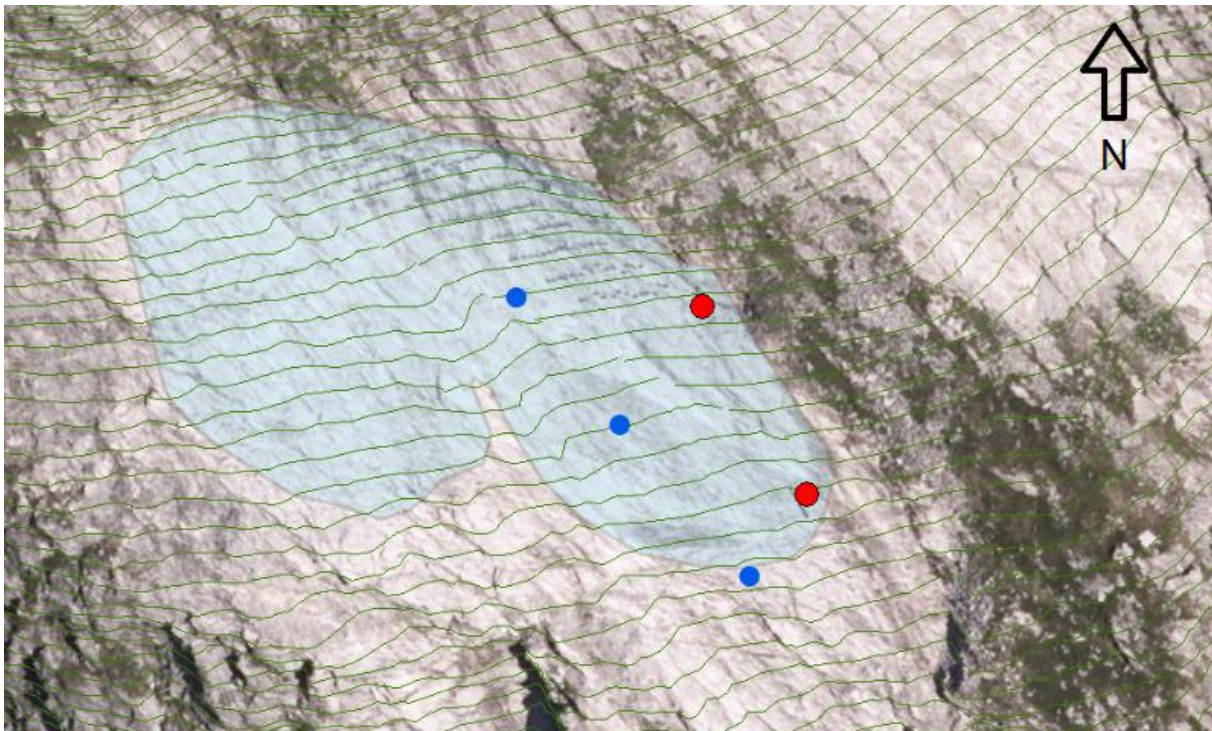
4.2 Deformasjonsmålinger i grensesjiktet

Vintersesongen 2013/2014 og 2014/2015 ble det forsøkt å måle glidningsdeformasjon i startsonen på Stabrekka med glidesko. Glidesko ble introdusert av der Gand og Zupančič (1966) for å måle glidningsdeformasjon. Disse har i ettertid blitt utviklet videre og brukt på mange lokaliteter med glideskredproblematikk (Höller, 2013).

Glidningsdeformasjonen måles ved at et glidesko med posisjonssensor og dataloggeutstyr ble satt ut før første snøfall. Produsentinformasjon og teknisk data er beskrevet nærmere i vedlegg a. Glideskoen plasseres i glidesonen og vil følge snødekkets bevegelser gjennom vintersesongen. Glideskoen er festet til en posisjonssensor med vaier. Ved glidning strekkes vaieren ut og potentiometeret induserer et signal som representerer snødekkets bevegelser. Signalet blir så sendt til en datalogger via kabler.

På Stabrekka ble det satt opp tre glidesko høsten 2013 og to glidesko høsten 2014 (se figur 4.4 og figur 4.5). Ankerene og posisjonssensorene ble begge årene plassert i forskjellige høyder i østre del av glidesonene (se oversikten i figur 4.1). Det ble tatt høyde for at ankerene skulle ha en jevn bane uten hindringer nedover siden. Dataloggeren ble satt utenfor glidesonen for å unngå belastninger fra det glidende snødekket (se figur 4.7). Alle posisjonssensorene lå beskyttet i værbestandige og støtsikre stålkasser. Dataene ble overført via mobilnettet og lagret sentralt av utstyrsleverandøren hvert femte minutt. Dataene ble presentert i sanntid på monitoring.no og deformasjonene kunne følges gjennom vinteren.

Vinteren 2013/2014 ble det erfart at instrumentene i glidesonene ble utsatt for store krefter. Utstyret og plasseringen vinteren 2014/2015 ble derfor utbedret. Stålkassene ble plassert bak trinn i fjellet og kablene plassert bak naturlige ujevnheter eller frest ned i fjellet (se figur 4.5 og figur 4.6).



Figur 4.3 - Posisjon for glidesko forsøksvintrene 2013/2014 (blå) og 2014/2015 (rød). Blått skravert område viser glidesonen den 17. april 2015 målt med bakkebasert radarinterferometri, se avsnitt 5.6.



Figur 4.4 - En av glideskoene satt opp på Stavbrekka før vintersesongen 2013/2014 (foto: Cautus Geo, 15. oktober 2013)



Figur 4.5 - Glidesko satt opp på Stavbrekka før vintersesongen 2014/2015. Glideskoene er festet til en posisjonssensor som ligger beskyttet i stålkassen (foto: Martin Venås, 23. oktober 2014).



Figur 4.6 - Plassering av kabel bak formasjoner (t.v.) og frest ned og dekt til med mørtel (t.h.) (foto: Tore Humstad, SVV, 23. oktober 2014).



Figur 4.7 - Solcellepanel og vindturbin som driver datalogger som er plassert i aluminiumskasse. Utstyret er plassert like utenfor glidesonen til startsonen på Stavbrekka for å unngå påkjenning fra snødekket (foto: Tore Humstad, SVV, 15. oktober 2013).

4.3 Fotoanalyser av snøoverflaten

4.3.1 Innledende om fotoanalyser

Utviklingen av snødekket kan undersøkes ved å analysere bildeserie av hendelsesforløpet. Flere forsøk har påvist suksess ved bruk av fotoanalyser til å identifisere glideaktivitet. Blant annet har van Herwijnen og Simenhois (2012) utviklet en metode basert på å analysere bildeserier av glidesprekkens utvikling. Det er vanskelig å måle hastigheten nøyaktig gjennom fotoanalyser, men det kan likevel gi en relativ beskrivelse av bevegelsene i snødekket.

van Herwijnen og Simenhois (2012) sin metode er brukt for å undersøke glideaktiviteten på Stavbrekka vinteren 2013/2014 og 2014/2015. Metoden går ut på å identifisere bildepunkter som representerer glidesprekken i en bildeserie. Ved å summere sprekkens bildepunkter i hvert bilde i en bildeserie, vil sprekkens utvikling representeres av endringen i antall bildepunkter (van Herwijnen et al., 2013; van Herwijnen og Simenhois, 2012). I tillegg til å overvåke glidesprekken er det forsøkt å spore posisjonen til utplasserte referansepunkt gjennom bildeserier. Det er ikke kjent at denne metoden er forsøkt i glideskredsammenheng tidligere.

Det er noen forutsetninger for at fotoanalyser skal kunne fungere godt. Resultatene kan bli helt eller delvis begrenset av dårlig sikt. Referansepunkt kan også være vanskelig å identifisere hvis kontrasten i bildet er dårlig, som ved snøfall som dekker referansepunkt. Metodene er derimot vesentlig rimeligere en alternative måter å registrere glideaktivitet (van Herwijnen et al., 2013; van Herwijnen og Simenhois, 2012).

4.3.2 Sporing av referansepunkter i snødekket

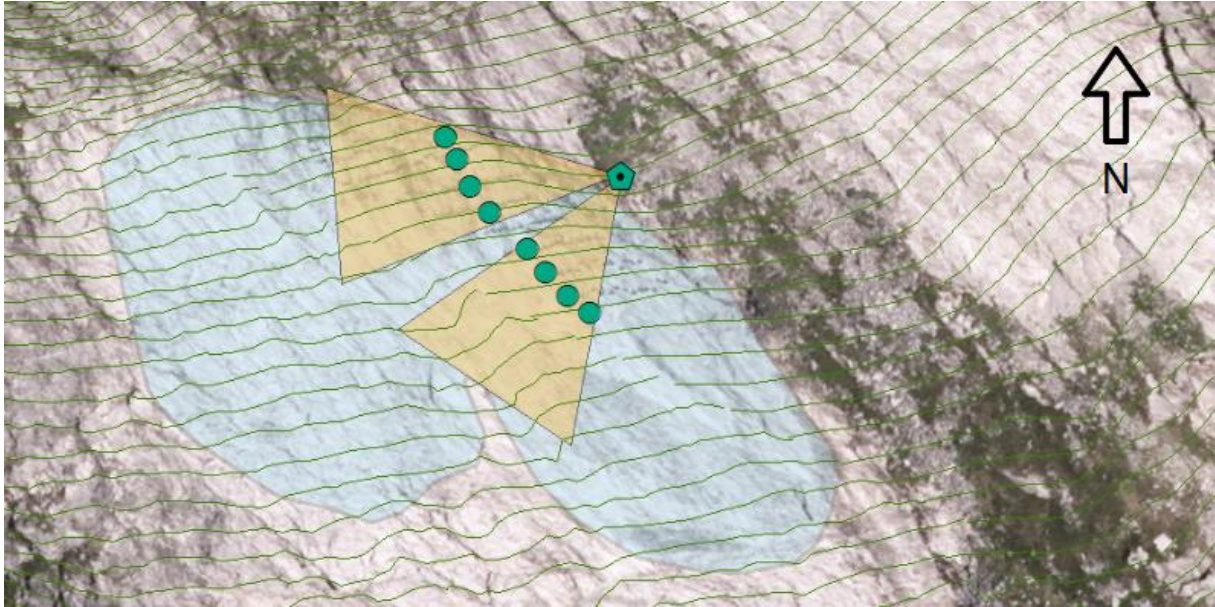
Den 24. mars 2015 ble det satt opp to viltkamera (Uovision UM 535W) på siden av startsonen på Stavbrekka for å kunne overvåke snødekkets utvikling (se figur 4.1 for plassering). Samtidig ble det satt ut 8 pinner nedover siden som fungerte som referansepunkt. Bildeseriene ble i ettertid analysert med den hensikt å beskrive forflytningen til snødekkets overflate.

De to viltkameraene ble montert etter at glidesprekken var utviklet. Kameraene ble plassert på østsiden av fonna ved siden av glidesprekken (se figur 4.9). Kameraene ble forankret i fjell hvor det var bart. Kamera 1 ble vinklet mot glidesprekken (se figur 4.10). Kamera 2 ble vinklet på skrått nedover fjellsiden for å kunne følge utviklingen til en større del av flaket. Kameraene tok bilde hvert 10. minutt og lagret bildene internt. Bildene ble i tillegg sendt via mobilnettet som MMS kl. 12.00 hver dag. MMS-bildene hadde lavere oppløsning enn bildene lagret internt. Det var derfor kun bildene fra minnekortet som ble brukt til videre analyser.

Samtidig som kameraene ble montert opp ble de satt ut åtte trepinner i snødekket nedenfor glidesprekken. Pinnene hadde til hensikt å fungere som referansepunkt ved bevegelse i snøen. Lengden på pinnene var på 100 cm der omtrent 15 cm var synlig i overflaten. Pinnene ble satt såpass dypt for å unngå at de smelte frem. Pinne 6-8 ble satt ut i synsfeltet til viltkamera 1 med en avstand på 6-9 meter (se figur 4.9). Pinne 1-4 ble satt ut i synsfeltet til viltkamera 2 med tilsvarende avstander.



Figur 4.8 - Oppsettet til de to viltkameraene ved glidesonen. Bildet er tatt mot sør med Rv. 15 i bakgrunnen (foto: Tore Humstad, SVV, 24. mars 2015).



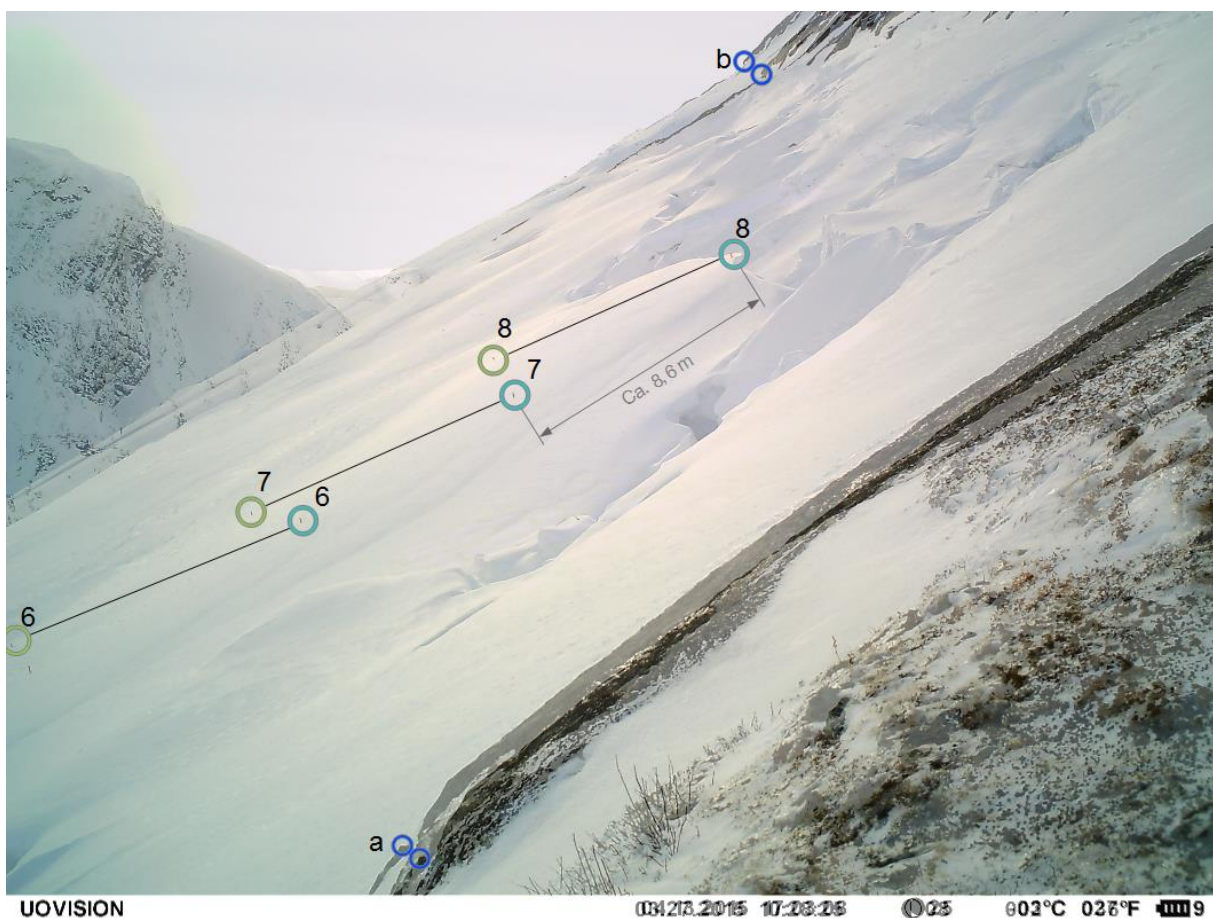
Figur 4.9 - Kart over glidesonen og plassering av viltkameraer og pinner. Grønne sirkler marker pinne 1 – 8. Pinne 1 er nederst og pinne 8 øverst. Oransje skraverte områder viser vinkelen til kamera 1 og 2. Blått skravert område indikerer glidesonen i startsonen på Stavbrekka. Blått skravert område viser glidesonen den 17. april 2015 målt med bakkebasert radarinterferometri, se avsnitt 5.6.



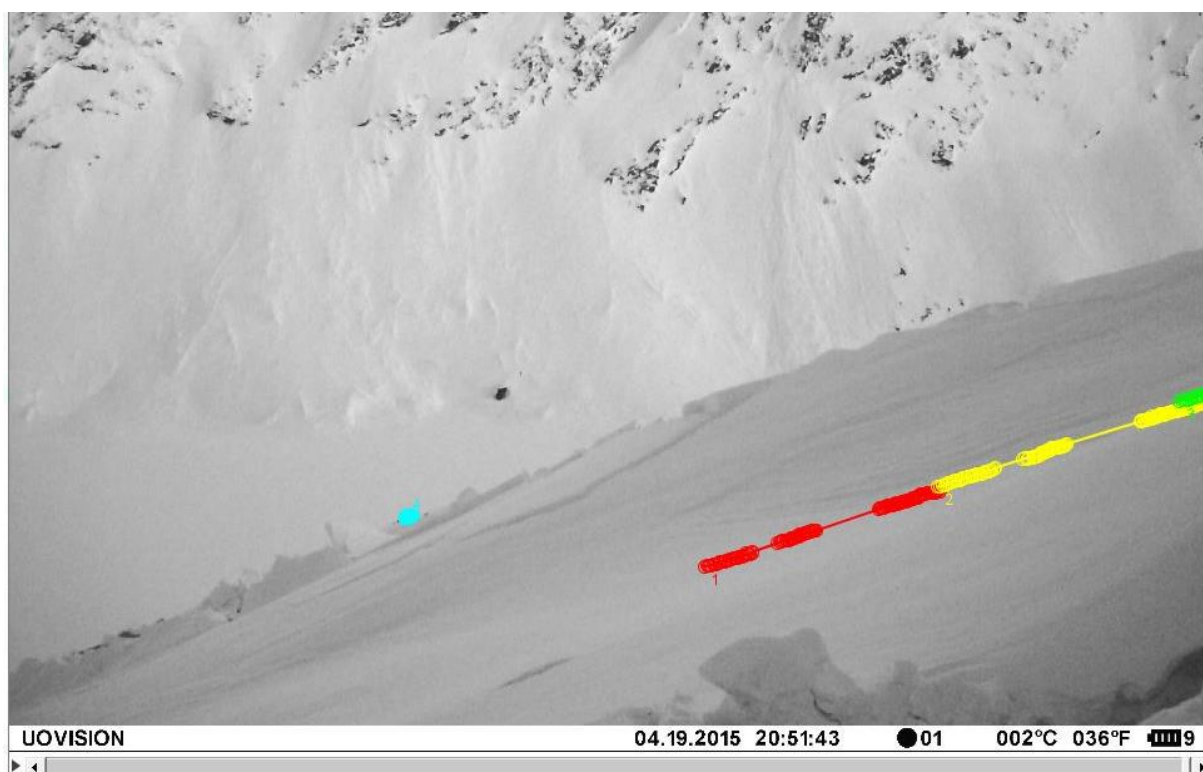
Figur 4.10 - Bilde fra viltkamera 1 under utplassering av trepinner. Høyden til personen i bildet er 175 cm, dette gir omtrent 1,52 cm i virkeligheten per bildepunkt i personsens posisjon. Ulike avstander fra pinner til kameraet gjør det vanskelig å beregne faktiske avstander i bildet. Avstand og bevegelse er derfor beskrevet i bildepunkter.

Etter endt vintersesong ble bildene fra minnekortet brukt til videre analyser for å identifisere glidning. For videre analyser var det kun bildene med synlige pinner som kunne brukes, derfor ble overeksponerte bilder og bilder med dårlig sikt sortert ut. Til tross for nattmodus med infrarød blits måtte også nattbilder sorteres ut på grunn av dårlig lysforhold. For å unngå å måtte behandle for store datamengder, ble det plukket ut bilder i gitte tidsintervaller for videre analyser. I perioder med høy deformasjon ble tidsintervallet satt til 20. minutter, deretter 60. minutter og 12. timer i perioder med lavere deformasjon. I perioden 25. mars til 16. april er analysene gjort med bildene fra viltkamera 1, mens i perioden 16. april til 6. mai med viltkamera 2.

Videre ble programvaren ImageJ (Schneider et al., 2012) med programtillegget MTrackJ (Meijering et al., 2012) brukt til å identifisere pinnenes posisjoner i et koordinatsystem av bildepunkter (se figur 4.12). Ved å kjenne til pinnenes posisjon i bildet kunne forflytningen til hver pinne tallfestes ved å beregne avstand fra en referanseposisjon i antall bildepunkter (se figur 4.11).



Figur 4.11 - Her er to transparente bilder lagt over hverandre, henholdsvis fra 12. april og 24. mars 2015. Sirklene marker forflytning av pinner og faste punkter foran og bak i bildet. Posisjonen til pinne 6, 7 og 8 måles i hvert bilde slik at forflytningen kan beregnes i antall bildepunkt. Posisjonene til faste punkt a og b fastsette for å identifisere bevegelser i kameraet. Bildene er tatt mot vest.



Figur 4.12 - Posisjonene til trepinnene kunne spores ved hjelp av ImageJ med programtillegget MTrackJ. Trepinne i hvert bilde måtte identifiseres manuelt. I tillegg kunne forflytningen til trepinnene fra et referansepunkt beregnes i antall bildepunkter. Posisjonene til pinne 5 er markert som rød, pinne 6 som gul og pinne 7 som grønn. Turkis farge er posisjonene til et fast punkt i fjell synlig for å identifisere bevegelser i kameraet. Bildet er tatt mot sør-vest.

Variierende avstand mellom pinnene og kameraene gjorde det vanskelig å fastslå forflytningen i faktisk avstand. I tillegg vil avstanden fra pinnene til kameraet endres under deformasjoner i snødekket. Bildepunkter har derfor blitt brukt som enhet for glidningsdistanse, og bildepunkter/døgn som enhet på hastighet. Målingen gir dermed kun et relativt mål på bevegelsen. Et grovt estimat på faktisk avstand ble gjort med skaleringsfaktoren 0,0129 meter per bildepunkt. Skaleringsfaktoren ble beregnet fra gjennomsnittlig antall meter per bildepunkt i bildene fra 24. mars hvor avstanden mellom pinnene var kjent. Den 24. mars varierer skaleringen fra 1 meter per bildepunkt mellom pinne 6 og 7 og 2 meter/bildepunkt mellom pinne 1 og 2. Posisjonene til pinnene fra bildene fra 24. mars ble sammenlignet med senere posisjoner for å verifisere at gjennomsnittet var representativt.

Når kameraene er plassert ute i fjellet er det naturlig at posisjonene kan bli påvirket av vær og vind. Bevegelser i kameraet vil endre synsfeltet, som vil påvirke posisjonene til pinnene relativt i bildet. I tillegg kan manuell sporing av objekter ha vært unøyaktig i enkelte bilder. For å få en forståelse av hvor store feil dette kan ha forårsaket har faste punkter blitt sporet gjennom bildeseriene i perioden 1. april 2015 til 6. mai 2015. Enkelte store utslag har blitt kalibrert i resultatene.

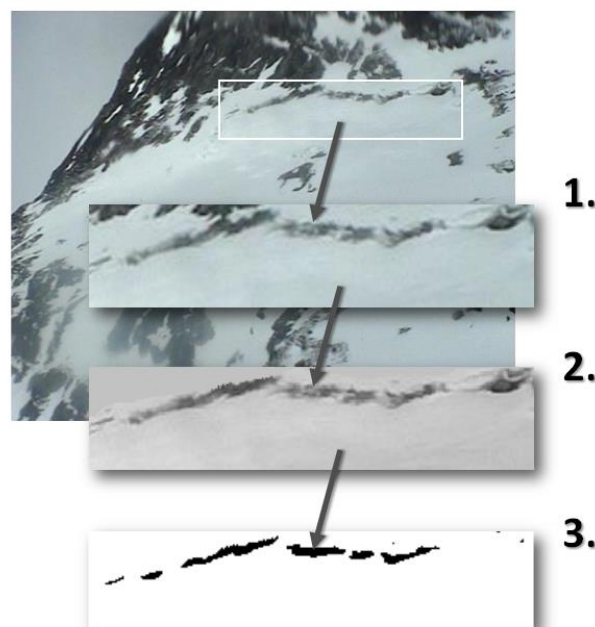
Dataene ble behandlet for grafisk fremstilling i Microsoft Excel.

4.3.3 Tallfesting av bildepunkter som representerer glidesprekk

Vinteren 2014 ble SVV sitt webkamera ved værstasjonen Rv. 15 Breidalen vendt opp mot Stavbrekkfonna for å overvåke snødekket i fjellsiden. Det samme ble gjort vinteren 2015 i tillegg til at det ble satt opp to speilreflekskamera (SLR 1 og SLR 2) vendt mot Stavbrekkfonna med høyere oppløsning enn webkameraet (se figur 4.1 for plassering). I både 2014 og 2015 ble det tatt bilde hvert 10. minutt, men i 2014 ble det bare lagret ett bilde i døgnet frem til 21. april og etter dette hver halvannen time.

Bildesegmentering kan bli brukt til å identifisere objekter basert på informasjon lagret i bildet (Mathworks). Målet med å segmentere bilder av Stavbrekka var å skille alle bildepunktene i glidesprekken fra bildepunktene som hører til snødekket rundt, slik at glidesprekkens størrelse kunne tallfestes i antall bildepunkter. Ved å segmentere en hel bildeserie kunne endringen av glidesprekkens størrelse følges over tid. Bildesegmentering ble brukt til samme formål av van Herwijnen og Simenhois (2012), og deres metode er senere benyttet av blant annet Hendrikx et al. (2012) i et lignende forsøk.

Metoden går ut på å lage et svart-hvitt-bilde der alle svarte bildepunkter representerer glidesprekken og hvite bildepunkter snødekket rundt. I denne analysen er det benyttet bildesegmentering basert på både terskelverdier (eng.: "thresholding") og kantdeteksjon (eng.: "edge based classification"). Først er de aktuelle bildene for analysering manuelt plukket ut. På grunn av dårlig sikt ble bilder fra både kortere og lengre perioder sortert ut. Alle bilder ble deretter omgjort til gråskala intensitetsbilde, beskåret og redigert for støy (se figur 4.13).



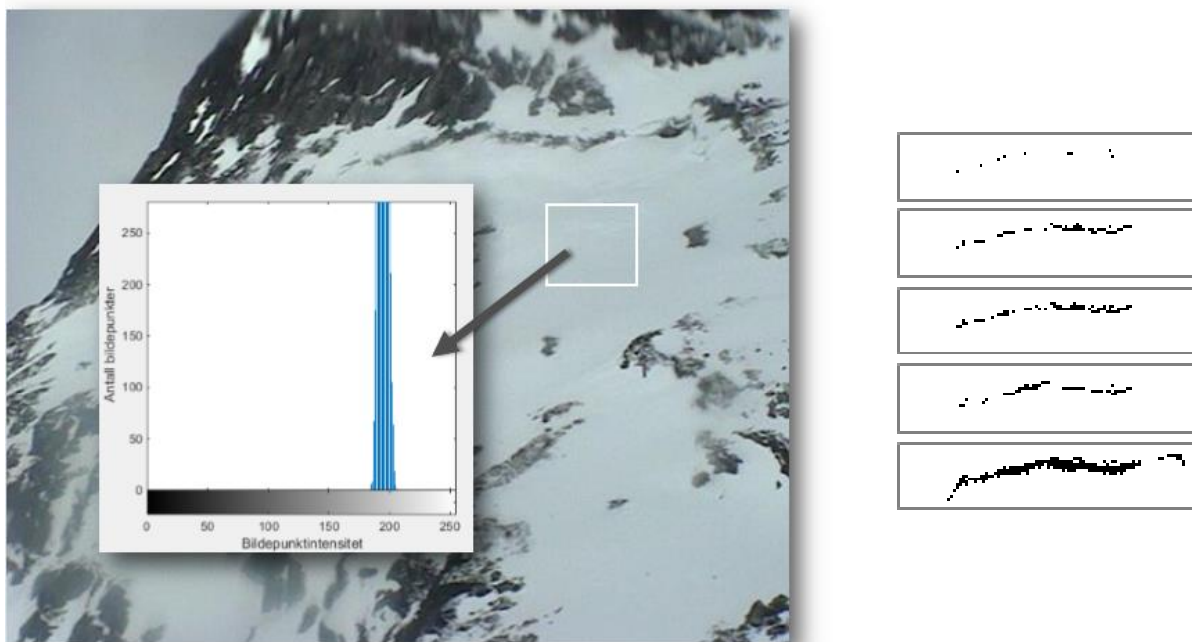
Figur 4.13 - Illustrasjon av bildebehandling i MatLab. Først beskjæres bildene rundt glidesprekken (1.), deretter gjøres bildet om til et gråskala intensitetsbilde og svarte bildepunkter som ikke tilhører glidesprekken fjernes manuelt (2.). Videre blir bildepunkter skilt ut etter intensitet og representert som enten svart eller hvit (3.).

Terskelverdien I_t er bestemmende for om intensiteten til et bildepunkt I skal representeres som svart eller hvitt. Hvis $I < I_t$, tolkes bildepunktet som en del av sprekken og representeres som svart. Hvis $I > I_t$, tolkes bildepunktet som en del av snødekket og representeres som hvitt. Siden belysningen kan variere fra bilde til bilde må også terskelverdien variere fra bilde til bilde (eng.: “additive thresholding”). Terskelverdien bestemmes fra en større mengde bildepunkter i hvert bilde. van Herwijnen og Simenhois (2012) satte terskelverdien

$$I_t = \overline{I_{\text{ref}}} - 2\sigma_{\text{ref}}$$

der $\overline{I_{\text{ref}}}$ er intensiteten til et referanseområdet utenfor glidesprekken og σ_{ref} er standardavviket til bildepunktens intensitetsfordeling (se figur 4.14). Denne metoden ga noe støy utenfor glidesprekken, derfor ble også Otsus metode benyttet til sammenligning. Otsus metode bestemmer en terskelverdi ut fra bildepunktens intensitetsfordeling i hele bildet (Mathworks, 2015). Otsus metode er en innebygget metode i Matlab, som var programvaren som ble benyttet til analysen.

På grunn av nysnø var kontrasten mellom glidesprekk og snødekket i perioder liten. Den lave kontrasten gjorde det vanskelig å benytte seg av overnevnte periode. Øvre og nedre kant i glidesprekken skilte seg likevel tilstrekkelig ut fra resten av snødekket til at det var mulig å forsøke kantdeteksjon. Funksjonene “edge” i Matlab skapte ett svart-hvitt-bilde hvor kontrastoverganger i bildet ble tegnet opp. Kantene indikerte formen på en region, som i dette tilfellet var glidesprekken. Ved å fylle igjen alle bildepunktene innenfor kantene representerer alle svarte bildepunkter glidesprekken.



Figur 4.14 - a) (T.v.) Terskelverdiene kan bestemmes ut fra et intensitetsfordelingen i et referanseområde etter metoden til van Herwijnen og Simenhois (2012). Intensitetsfordelingen i referanseområdet vil variere ved ulike belysninger, følgelig vil også terskelverdien variere for hvert bilde. b) (T.h.) Utvalg av bilder i bildeserien etter behandling med metoden til van Herwijnen og Simenhois (2012). Glidesprekkens størrelse i hvert bilde kan her beskrives med antallet svarte bildepunkter.

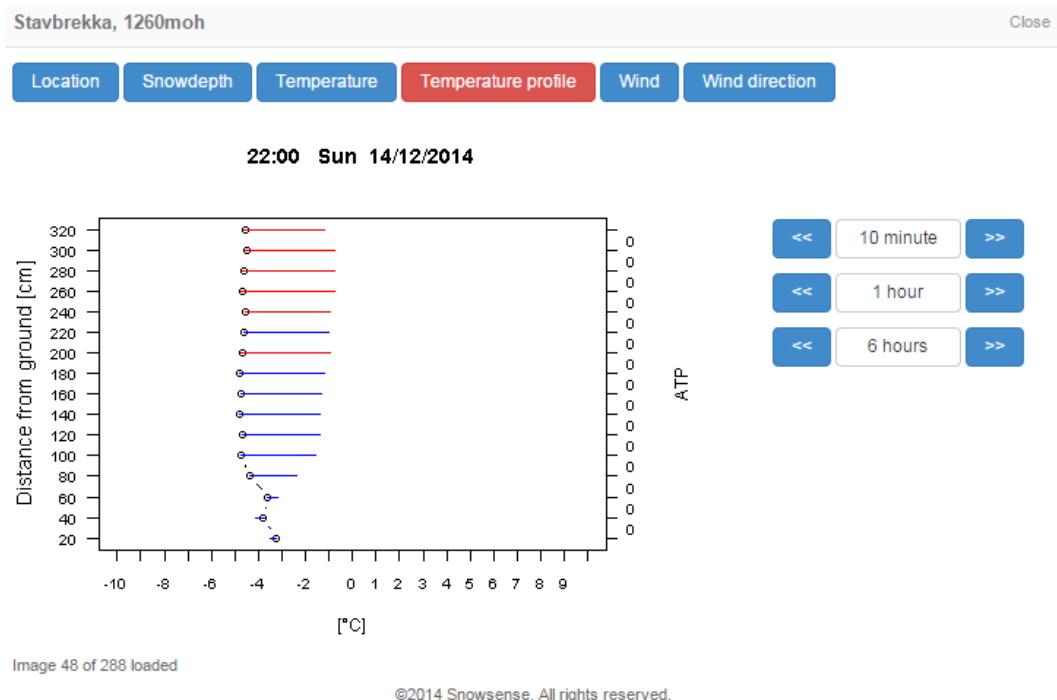
4.4 Måling av temperaturprofil i snødekket

Vintrene 2012/2013, 2013/2014 og 2014/2015 ble det gjort temperaturmålinger i snødekket like ved startsonen på Stavbrekka med SM4-intstrument, se oversiktsbilde i figur 4.1. Leverandør og teknisk informasjon er nærmere beskrevet i vedlegg a. Temperaturforholdene kan gi en indikasjon på snødekkets vanninnhold og vannfordeling. Overflatetemperaturen kan indikere graden av snøsmelting samt snødekkets respons på værhendelser.

Temperaturmålingene ble gjort med et SM4-instrument, se figur 4.16. Leverandør og teknisk informasjon er nærmere beskrevet i vedlegg a. SM4-instrumentet besto av 16 digitale temperaturtermistorer med 20 cm avstand mellom hver. Temperaturer i snødekket ble dermed målt på 20 cm, 40 cm osv. opp til 320 cm over bakken. Masten ble plassert omtrent 40 m øst for glidesonen for å unngå påkjenning fra det glidende snødekket (se figur 4.16). Temperaturen i hver termistor ble logget hvert tiende minutt og lagret i et internt minne før det ble overført trådløst via mobilnettet. Dataene ble kontinuerlig presentert i sanntid på snowsense.is (se figur 4.15) (Ingólfsson og Grímsdóttir, 2008; Ingólfsson et al., 2012).

I ettertid ble dataseriene fra hver enkelt termistor kalibrert med verdier mellom 0,34 og 0,59 °C. Kalibreringsverdiene ble funnet i dataseriene for hver enkelt termistor hvor det var antatt at snødekket har hatt en temperatur på 0 °C. Siden det ble brukt ulike SM4-instrument de tre vintrene, ble dataseriene kalibrert for hvert enkelt år. Dataene ble kalibrert og behandlet for grafisk fremstilling i Matlab (MatLab 2014b). I de grafiske fremstillingene av temperaturprofilen har det blitt brukt en logaritmisk fargeskala slik at endringer nær 0 °C kommer tydeligere frem.

Erfaringer fra forsøket tilsier en nøyaktighet på 0,1 °C til tross for at produsenten av sensorene oppgir en nøyaktighet på +/- 0,5 °C. Bakgrunn for denne verdien er nærmere diskutert i kapittel 6.1. Terskelverdien for hvorvidt temperaturen har blitt tolket som 0 °C og isoterm har dermed blitt satt til 0,1 °C.



Figur 4.15 - Visning av temperaturprofil i sanntid på snowsense.no (POLS engineering, 2014).



Figur 4.16 - SM4 (POLS Engineering) plassert like ved glidesonen på Stavbrekka oktober 2014. Temperaturtermistorer hver 20 cm logger temperaturen i snødekket hvert tiende minutt (foto: Martin Venås, 23. oktober 2014).

4.5 Simulering av snødekkeutvikling

4.5.1 Snømodellering med CROCUS

Det er forsøkt å simulere snødekket på Stavbrekka for de vintrene det ble målt temperaturprofil (avsnitt 4.1), henholdsvis sesongene 2012/2013, 2013/2014 og 2014/2015. Med en snømodell kan det simuleres et snøprofil som beskriver snødekkets lagdeling og egenskaper. Bakgrunnen til å simulere snødekket på Stavbrekka har vært å undersøke hvordan snømodellen kan beskrive temperaturen i snødekket. Temperaturen er tilknyttet tilstedeværelse av vann i snødekket og temperaturen er derfor interessant fordi vann er tett knyttet til glidningsdeformasjon.

Snøskjemaet CROCUS i bakkemodellen SURFEX er benyttet til å simulere snødekket på Stavbrekka. Det finnes flere snømodeller som brukes til snøskredvarsling, som blant annet SNOWPACK, men CROCUS/SURFEX er benyttet siden MET (v/ Dagrun V. Schuler) har vært behjelpelig med å kjøre denne modellen. CROCUS er et en-dimensjonalt fysisk snøskjema utviklet av Météo-France og CEN (Centre d'études de la neige) og brukes i den franske snøskredvarslinga. Modellen simulerer snødekkets utvikling som en funksjon av energi- og massetransport mellom snø, atmosfæren og bakken. Ved å mate modellen med værparametere og/eller værprognoser for et område, simuleres et snøprofil (Vionnet et al., 2012).

4.5.2 Sammenstilling av værparametere til CROCUS/SURFEX

Flere av værstasjonene i nærheten av Stavbrekka ble tatt i bruk for å få tilstrekkelig med værparametere for snømodellen. CROCUS krever timesverdier av temperatur, vindhastighet, vindstyrke, nedbør, kort- og langbølgestråling, spesifikk luftfuktighet og lufttrykk. Behandling og beregning av værparametere ble gjort i Microsoft Excel og Matlab.

Temperaturen ble ekstrapolert for startsonen fra værstasjonene Breidalen og Strynefjell-Kvitenova (figur 4.2). Ved manglende verdier på en av stasjonene ble temperaturen interpolert med høydeskaleringsfaktoren (eng.: lapse rate) $-0,0065 \text{ }^{\circ}\text{C/m}$ fra en av stasjonene (Mohr, 2008). Ved manglende verdier på begge stasjonene over lengre tidsperioder (6 timer) ble temperaturen ekstrapolert fra timesverdier før og etter. Ved manglende observasjoner ved både Kvitenova og Breidalen over lengre tidsperioder (over 6 timer), ble temperaturen interpolert fra MET sin værstasjon Grotli III med samme høydeskaleringsfaktor som tidligere. Vindhastighet og vindretning ble først hentet fra Breidalen, deretter ble verdier fra Kvitenova og så Grotli III benyttet ved hull i tidsseriene.

Nedbørsobservasjoner ble kun hentet fra Grotli III. Nedbørsfasen ble beregnet ut fra en terskelverdi på $0,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (Saloranta, 2012). Nedbør ved temperaturer under $0,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ble regnet som snø mens ved temperaturer over $0,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ antas nedbøren som regn (Dyrrdal, 2010; Saloranta, 2012; Vikhamar-Schuler et al., 2011). Observasjoner av innkommende stråling er målt av NGI på NGIs målestasjon ved Fonnbu. Spesifikk luftfuktighet er beregnet fra døgnverdier av relativ luftfuktighet og lufttrykk målt på Grotli III med en funksjon i Matlab.

4.6 Bakkebasert radarinterferometri

Fjellskredseksjonen i NVE forsøkte i samarbeid med SVV å måle deformasjoner i startsonen på Stavbrekka med bakkebasert radarinterferometri. Forsøket ble utført som en del av NIFS-prosjektet. Radaren ble satt opp langs Rv. 15, omtrent 1,1 km i luftlinje fra startsonen (se plassering i figur 4.1 og figur 4.17). Radaren utførte deformasjonsmålinger mellom formiddagen den 16. april og kvelden den 22. april 2015. Fjellskredseksjonen i NVE har kun gjort en foreløpig analyse av dataene og betraktninger som kommer frem i resultatene er hovedsakelig gjort av Ingrid Skrede (NVE). Foruten å sammenligne resultatene fra radaren med andre resultater, har undertegnede gjort noen få egne betraktninger rundt utbredelsen av deformasjonen i startsonen.

Normalt brukes radarinterferometri til fjernmåling av setninger og deformasjon i terrenghelninger, fjellskred og vulkaner (Holtet, 2015), forsøket på Stavbrekka ble derfor et prøveprosjekt for å se om radaren kunne brukes til å måle deformasjoner i snø (Skrede, 2015). Fra tidligere forskning kjennes det til et lignende forsøk er gjort på et glideskredområde i Sveits (Caduff et al., 2015).

Systemet til den bakkebaserte radaren er et LiSA LAB GBInSAR system (Ground-Based Interferometric Synthetic Aperture Radar). Radaren sender ut elektromagnetiske bølger fra en antenne og mottar de reflekterte signalene fra fjellsiden med en mottaker. Teknikken baser seg på de samme prinsippene som i satellittbasert og luftbåren radarinterferometri. Forskjellen er at i stedet for at radaren flytter seg, slik den ville gjort i en satellitt, så beveger den seg fram og tilbake på en fastmontert skinne (Holtet, 2015). Ved å analysere de reflekterte signalene kan avstander til fjellsiden kalkuleres og omdannes til radarbilder. Ved å sammenligne radarbilder ved ulike tidspunkt som interferogram, kan potensiell deformasjon parallelt med siktelinja til signalet identifiseres. Vinkelen på antenne og siktelinja til radaren var på 18° . Interferogram kan kun vise deformasjoner opptil 4,4 mm imot eller

vekk fra radaren. Perioden på interferogram må derfor justeres etter størrelsen på deformasjonene i fjellsiden. Med innstillingen som ble brukt på Stavbrekka kunne det måles snitthastigheter opptil 4,7 m/døgn i siktelinja. Radaren kan stilles til å måle hastigheter opptil 6 m/døgn, men da med noe lavere oppløsning. I tilfellet på Stavbrekka ville hastigheter over 4,7 m/døgn føre til fasehopp. Ved fasehopp kan ikke den absolutte hastigheten bestemmes eksakt, men det vil være kjent at hastigheten er større enn 4,7 m/døgn (Skrede, 2015).



Figur 4.17 – Den bakkebaserte radaren er plassert på lasteplanet til lastebilen. Lastebilen står langs Rv. 15 omtrent 1,1 km i luftlinje fra startsonen på Stavbrekka (foto: Tore Humstad, SVV, 16. april 2015).

5 Resultater

5.1 Skredforløp

Tidspunkt for skredet på Stavbrekka varierer gjennom forsøksårene, se tabell 5.1 for oversikt over tidspunkt. Skredforløpet i 2014 og 2015, hvor det finnes bildeserier, har fellestrekk ved snødekkets utvikling gjennom vinteren. Begge disse årene er glideskredet forsinket etter glidesprekkdannelse. Vinteren 2013/2014 ble glidesprekken synlig den 2. april i webkameraet (se figur 5.1). På grunn av dårlig sikt har det vært vanskelig å bestemme eksakt når glidesprekken dukket opp i 2015, men ut fra webkamerabildene med sikt er det sannsynlig at sprekken dannes i tidsrommet 9. – 11. mars (se figur 5.2).

Deformasjonsforløpet vinteren 2012/2013 finnes det få kilder på, men det er kjent at både østre og vestre flanke ble utløst samtidig den 11. mai. Ut fra bildene fra webkameraet 2014 kan det fastslås at østre flanke ble utløst i tidsrommet kl. 22.47 den 21. april til kl. 04.46 den 22. april. Vestre flanke må ha blitt utløst i tidsrommet kl. 21.31 - 23.05 den 22. april (se figur 5.3). Fra bildene til SLR-kamera 1 i 2015 vises det at vestre flanke ble utløst 20. april i tidsrommet kl. 05.10 - 05.20. Østre flanke ble utløst 6. mai kl. 12.18 (se figur 5.4).

Tabell 5.1 - Tidspunkt for skred- og glidesprekkdannelse forsøksårene 2013, 2014 og 2015.

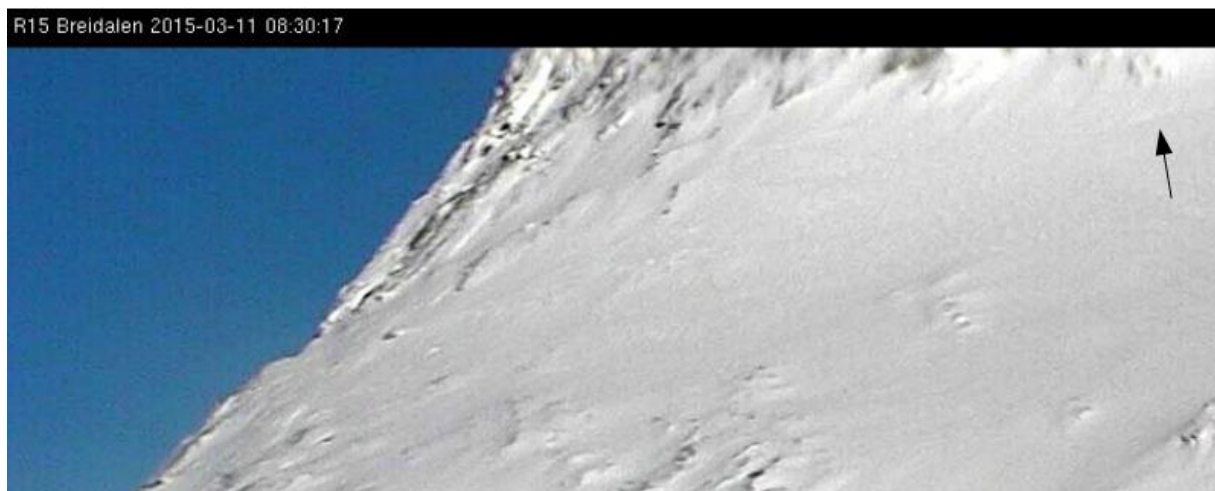
Årstall	Glidesprekk	Vestre flanke	Østre flanke
2013	Ukjent dato	11. mai	11. mai
2014	2. april	22. april, kl. 21.31 - 23.05	21.-22. april, kl. 22.47 - 04.46
2015	9. - 11. mars	20. april, kl. 05.08 – 05.18	6. mai kl. 12.18

Da østre flanke ble utløst i 2015 ble det mest av øvre flaket tømt for snø, bortsett fra noen blokker ved glidesprekken (se figur 5.3). Området foran *stauchwallen* ble også tømt, mens det lå noe snø igjen i midtre delen av flanken. Da vestre flanke ble løst ut hang det noen blokker igjen ved glidesprekken, ellers ble det meste av øvre halvdel av flanken tømt for snø (se figur 5.4). I nedre halvdel hvor fjellsiden er noe slakere ligger det igjen mye snø.

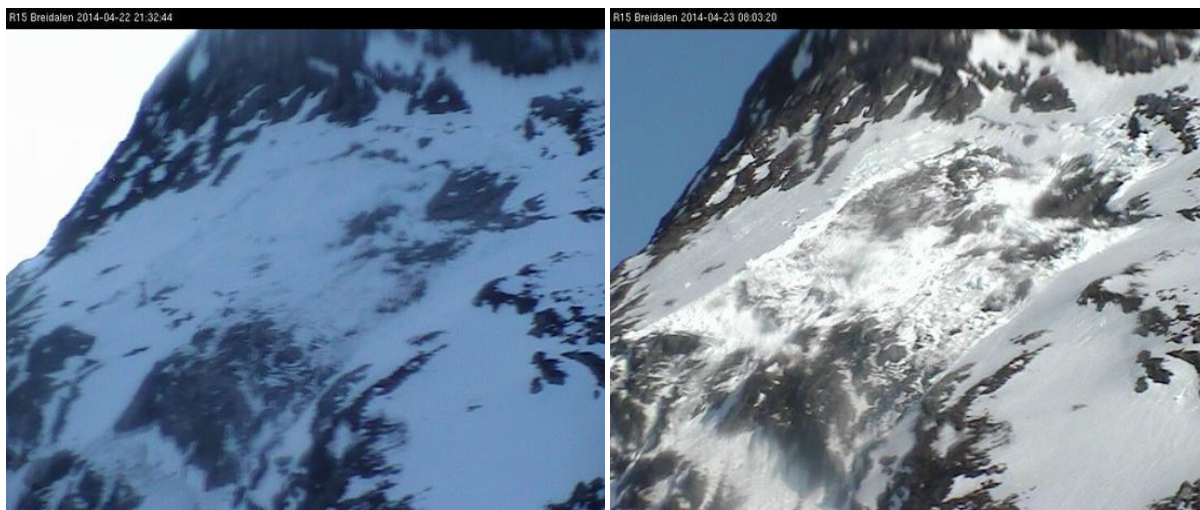
Da vestre flanke ble utløst i 2015 er det en stor del av flanken i øvre del av startsonen som ikke utløses, selv om det er tydelig at denne delen også har gjennomgått stor glidningsdeformasjon tidligere. I den midtre delen av startsonen, før overgangen til det slakere partiet lengre ned er svæet godt synlig etter skredet. I det slakere partiet ligger det igjen mer snø etter skredet. Før østre flanke løses ut er både fronten og glidesprekkens nedre del betydelig lengre ned i siden enn i 2014. Også i 2015 henger det noen blokker igjen ved glidesprekken etter skredet, mens øvre del av startsonene er rensket for snø. I midten av startsonen ligger det igjen mye snø, mens området foran fronten til flaket og der hvor selve fronten lå lå det kun mindre mengder snø igjen (se figur 5.5).



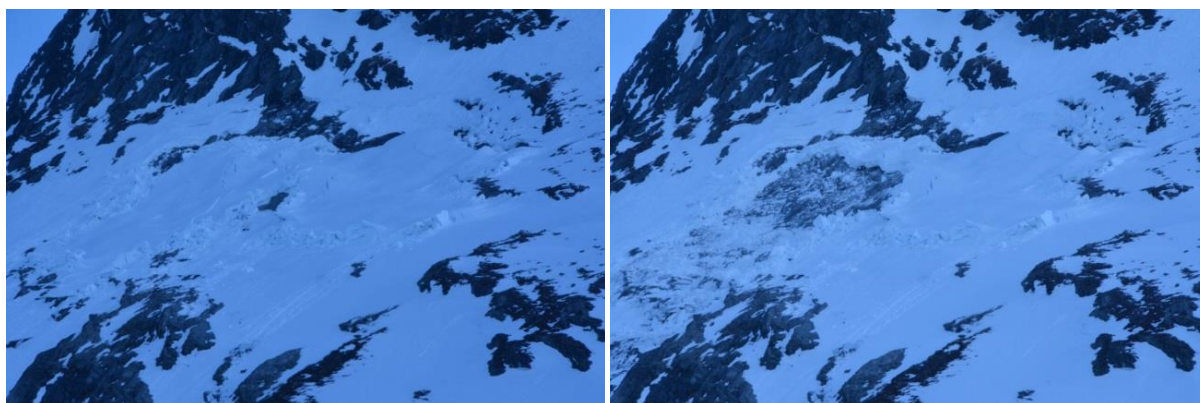
Figur 5.1 - Svart pil indikerer første synlige tegn på glidesprekk i webkamerabilde 2. april 2014. Bildet er tatt mot nordvest.



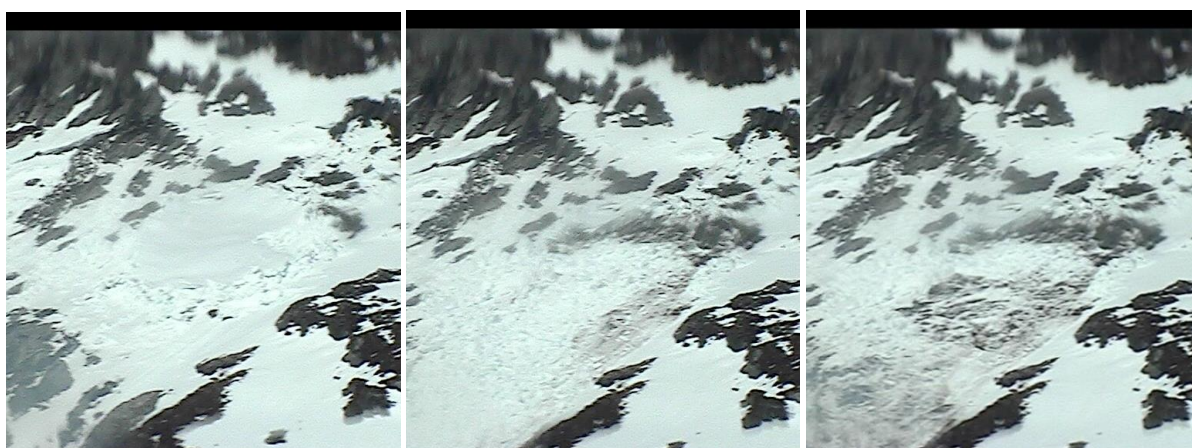
Figur 5.2 - Svart pil indikerer første synlige tegn på glidesprekk i webkamerabilde fra 11. mars 2015. Bildet er tatt mot nordvest.



Figur 5.3 - T.v.: Bildet av Stavbrekka 22. april 2014 kl. 04.46 etter at østre flanke har løst ut. T.h.: Bilde av Stavbrekka kl. 08.03 23. april 2014 etter at vestre flanke løste ut. Bildene er tatt mot nordvest av webkameraet ved Rv. 15.



Figur 5.4 - Vestre flanke utløses morgenen den 22. april. Bildene er tatt av SLR-kamera 1 mot nordvest. Bildet til venstre er tatt kl. 05.10, mens bildet til høyre er tatt kl. 05.20.



Figur 5.5 - T.v.: Bilde fra webkamera ti minutter før østre flanke løses ut. I midten: Bildet fra webkameraet mens østre flanke løses ut kl. 12.18 den 6. mai. T.h.: Bilde fra webkameraet to minutt etter at skredet gikk.

5.2 Værdata

5.2.1 Månedsmiddeltemperatur og -nedbør

Vinteren 2012/2013 forløper kaldere enn normalen med betydelig lavere temperaturer (se tabell 5.2). 2013/2014 er derimot utpreget varmere enn normalen, med middeltemperatur over 0 °C både for desember, februar og april. 2014/2015 forløper noe varmere enn normalen, men middeltemperaturen forblir under 0 °C i vintermånedene.

Månedsnedbør fra målestasjonen Grotli III for 2012/2013 ligger konsekvent under normalnedbørmengde (se tabell 5.3). Månedsnedbøren for 2014/2015 ligger høyt over normalnedbørmengde, bortsett fra i januar og februar. I 2013/2014 varierer det mer, men i vintermånedene desember til april har det kommet betydelig mer nedbør, spesielt i desember og mars.

Sammenlignes METs interpolerte verdier for 1200 moh. ved startsonen på Stavbrekka (xgeo.no, 2015) med verdier fra Grotli, ligger både normalnedbør og månedsnedbør for enkelte år betydelig høyere (se tabell 5.4).

Tabell 5.2 - Månedsmiddeltemperaturer (°C) beregnet for Breidalen i forsøksvintrene og normalperioden (1961 – 1990).

	Desember	Januar	Februar	Mars	April	Mai
Normal (1961-1990)	-2,0	-2,9	-3,3	-3,2	-1,4	4,1
2012/2013	-8,3	-8,0	-6,89	-8,7	-2,6	5,1
2013/2014	1,0	-3,3	0,27	-0,8	0,5	4,3
2014/2015	-1,9	-1,8	-0,81	-1,2	-1,3	2,1

Tabell 5.3 - Månedsnedbør for forsøksårene og normalnedbør (1961-1990), beregnet fra verdier målt ved Grotli.

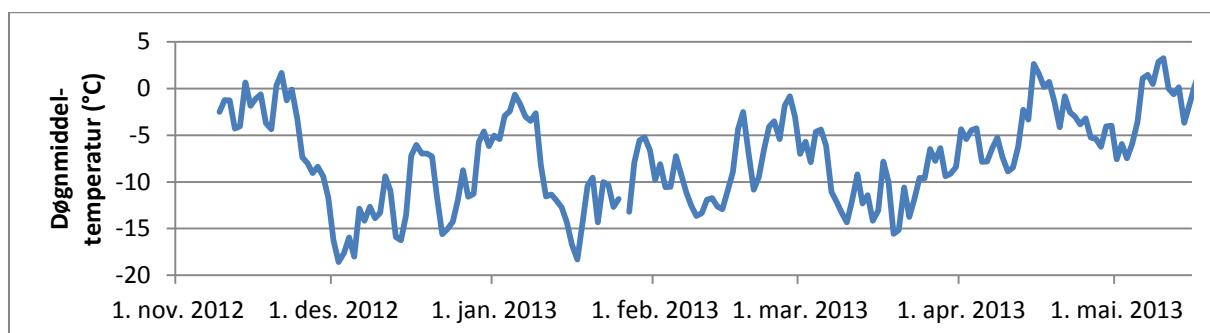
	Desember	Januar	Februar	Mars	April	Mai
Normal (1961-1990)	132	117	117	50	27	21
2012/2013	64	75	51	55	102	140
2013/2014	285	82	93	168	58	47
2014/2015	226	230	141	128	45	226

Tabell 5.4 - Månedsnedbør for forsøksårene og normalnedbør (1961-1990). Beregnet fra METs interpolerte verdier for 1200 moh. ved startsonen på Stavbrekka (xgeo.no, 2015).

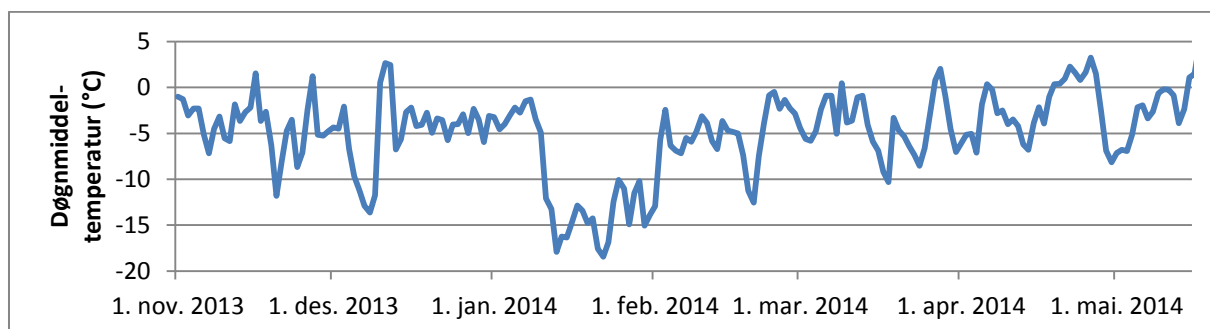
	Desember	Januar	Februar	Mars	April	Mai
Normal (1961-1990)	182	207	185	209	193	180
2012/2013	95	121	92	96	181	183
2013/2014	443	87	133	296	110	66
2014/2015	414	361	192	236	200	98

5.2.2 Lufttemperaturer

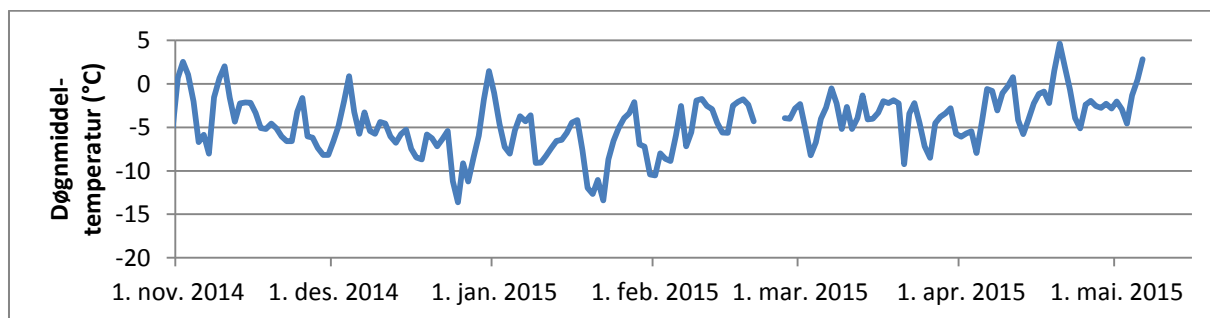
Døgnmiddeltemperaturen i 2012/2013 passerer 0 °C først den 15. april senvinteren 2013 (se figur 5.6). Lufttemperaturen forblir over 0 °C frem til 17. april. Døgnmiddeltemperaturen har passert 0 °C i fire perioder senvinteren 2013/2014, henholdsvis 9. mars, 27. - 28. mars, 6. april og 19. - 27. april (se figur 5.7). Fra 19. april frem til skreddatoene 22. og 23. april er middeltemperaturen stigende, men med nattefrost foruten skrednatten (se figur 5.10). I 2014/2015 utmerker det seg enkelte mildværsperioder gjennom vinteren (se figur 5.8). Døgnmiddeltemperaturen for SM4 instrumentet har passert 0 °C tre ganger på senvinteren, henholdsvis 11. april, 19. - 20. april og 5. - 6. mai. Fra målinger hver time er det mange døgn der temperaturen svinger rundt 0 °C og som kan bidra til perioder med oppvarming av snødekket (se figur 5.11). Tidligere på sesongen, etter at snøen har lagt seg passerer døgnmiddeltemperaturen 0 °C den 4. desember og 30.-31. desember.



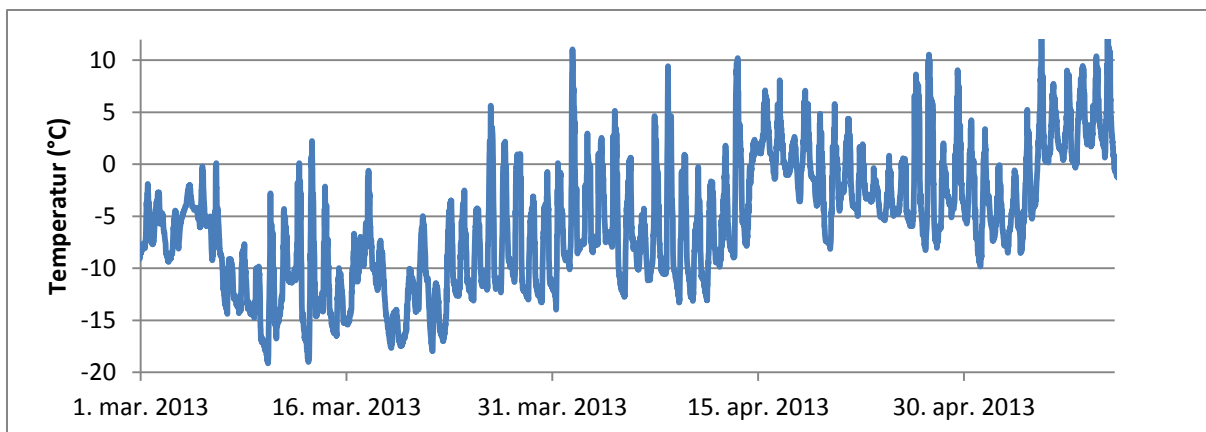
Figur 5.6 - Døgnmiddeltemperatur for vinteren 2012/2013. Temperaturen er målt ved startsonen på Stavbrekka med SM4-instrumentet 320 cm over bakken.



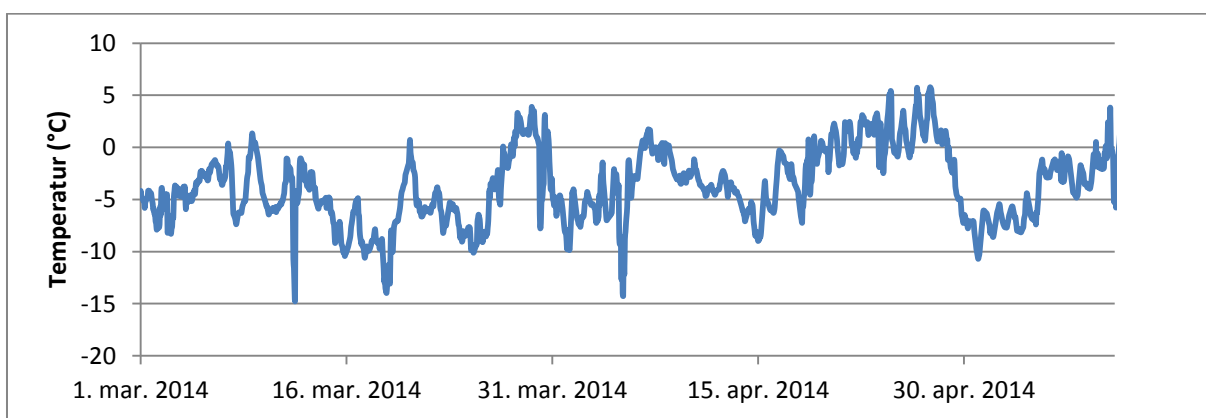
Figur 5.7 - Døgnmiddeltemperatur for vinteren 2013/2014. Temperaturen er målt ved startsonen på Stavbrekka med SM4-instrumentet 320 cm over bakken frem til og med 17. mars, og er beregnet fra værstasjonen Breidalen og Kvitenoa fra 17. mars.



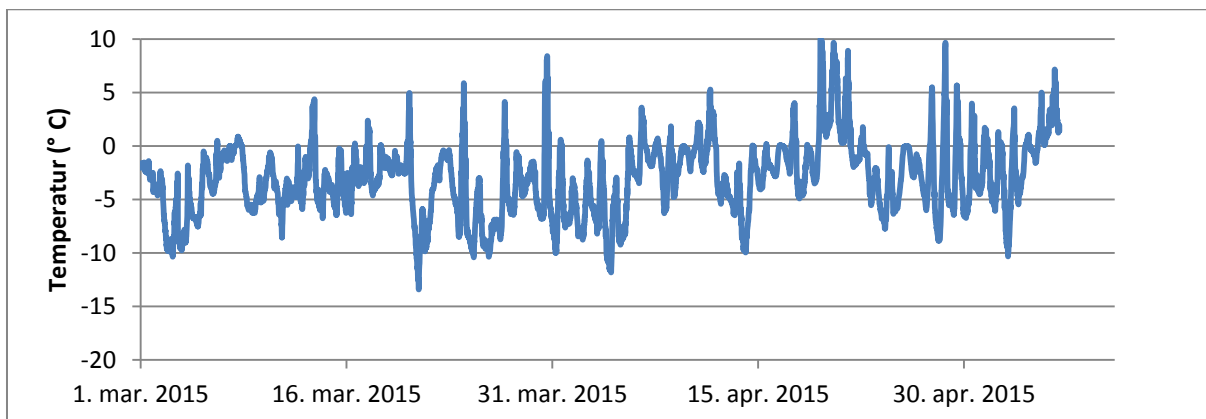
Figur 5.8 - Døgnmiddeltemperatur for vinteren 2014/2015. Temperaturen er målt ved startsonen på Stavbrekka med SM4-instrumentet 320 cm over bakken.



Figur 5.9 - Timesmålinger av temperaturen ved startsonen på Stavbrekka våren 2013. Temperaturen er målt med SM4-instrument 320 cm over bakken.



Figur 5.10 - Timesverdier av temperaturer ved startsonen på Stavbrekka våren 2014. Temperaturen er målt med SM4-instrumentet frem til 17. mars. Fra 17. mars er målingene beregnet fra stasjonene Breidalen og Kvitenoa.



Figur 5.11 - Timesmålinger av temperaturen ved startsonen på Stavbrekka våren 2015. Temperaturen er målt med SM4-instrument 320 cm over bakken.

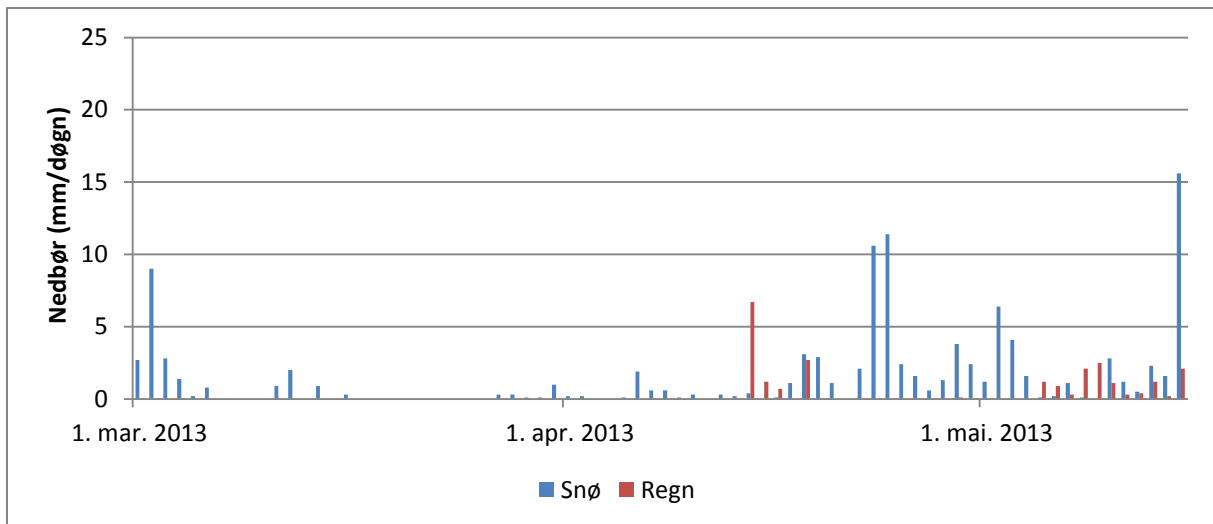
5.2.3 Nedbør

Den 14. april 2013 viser nedbørsmålingen fra Grotli III at det kom 6,7 mm nedbør i løpet døgnet (se figur 5.12). Temperaturen ved startsonen på Stavbrekka denne dagen tilsier at dette kan ha kommet som regn. Nedbørsmengden på Grotli i perioden 6. - 11. mai er på 0,4 - 2,5 mm/døgn som antagelig har kommet som regn. I hele perioden fra 1. mars til 11. mai svinger temperaturen mye mellom natt og dag, der mange dager etter 26. mars opplever plussgrader på dagtid og nattefrost.

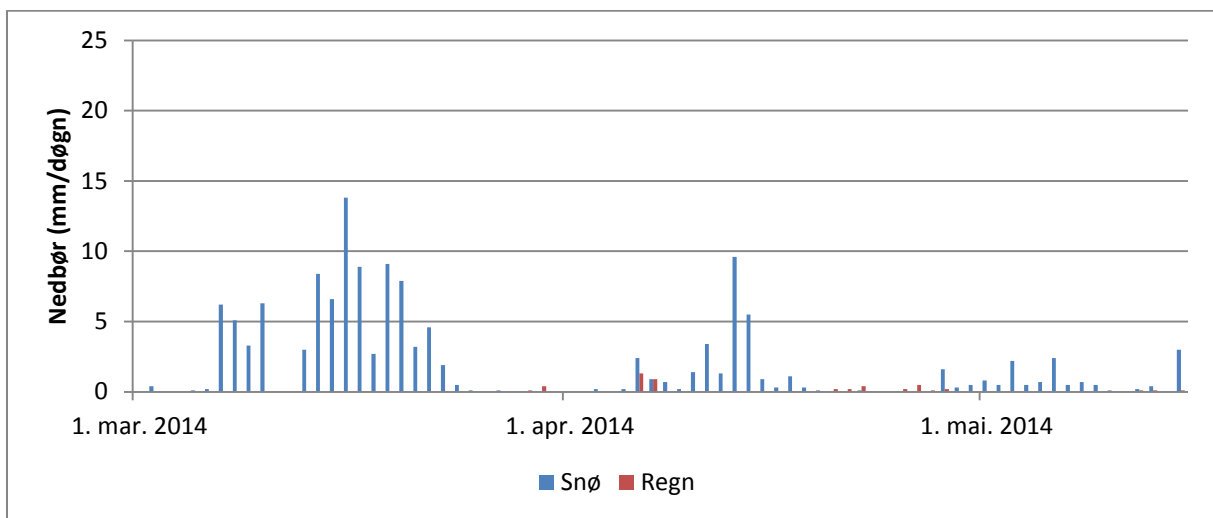
Antatt lufttemperatur ved startsonen på Stavbrekka senvinteren 2014 kan tilsier at nedbøren målt på Grotli den 29. – 30. mars, 6. – 7. april og 20. – 22. april kan ha kommet som regn (se figur 5.13). I midten av mars kom det mest nedbør denne senvinteren, antagelig i form av snø.

Nedbørsmålingen fra Grotli med justert fase (regn/snø) for lufttemperaturen ved Stavbrekka viser at det kan ha kommet noe nedbør i form av regn flere dager i løpet av vinteren 2015 (se figur 5.14). Spesielt utmerker datoene 5. – 10. mars seg med totalt 40 mm, samt 22. mars, 12.-13. april og kvelden den 22. april. Det kan også ha kommet noe nedbør (0,5 – 1 mm) den 18., 19. og 20. april. Fra døggnedbøren interpolert av MET for området ved Stavbrekkfonna (xgeo.no, 2015) kommer det frem andre nedbørsforhold med større mengde nedbør enn det som måles ved Grotli (se tabell 5.4).

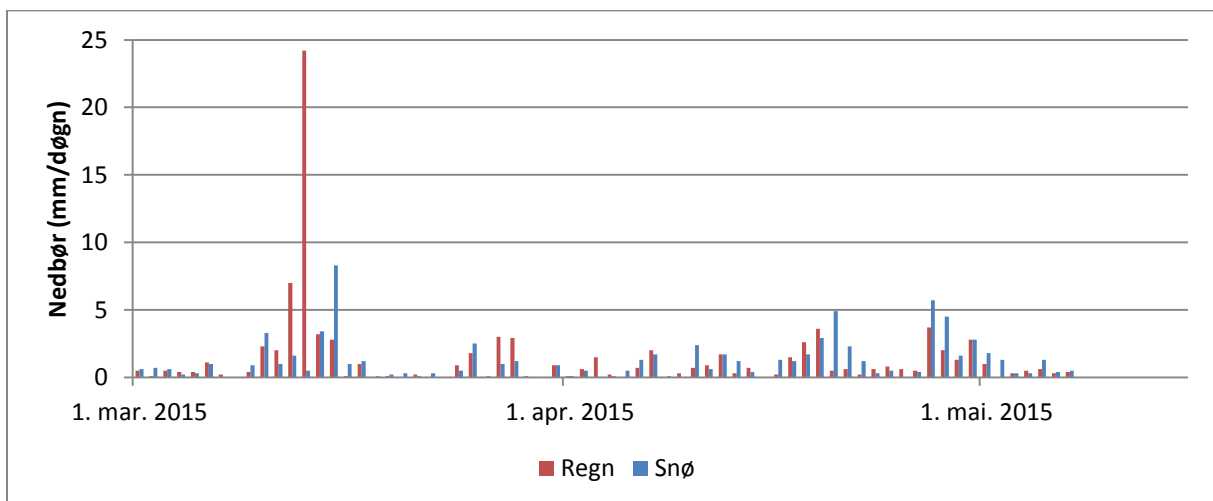
Fra tabell 5.4 fremgår det at døggnedbøren for området ved Stavbrekkfonna interpolert av MET tilsier andre nedbørsforhold med større mengde nedbør enn det som måles ved Grotli.



Figur 5.12 - Timesverdier av nedbørsmengde målt på Grovli sen vinteren 2013. Fasen (snø/regn) er beregnet ut fra temperaturen målt ved Breidalen, korrigert for høyden til startsonen på Stavbrekka.



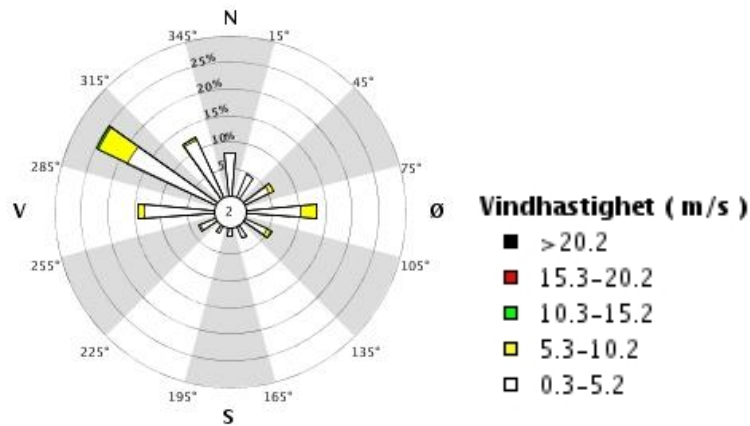
Figur 5.13 - Timesverdier av nedbørsmengde målt på Grovli sen vinteren 2014. Fasen (snø/regn) er beregnet ut fra temperaturen målt ved Breidalen, korrigert for høyden til startsonen på Stavbrekka.



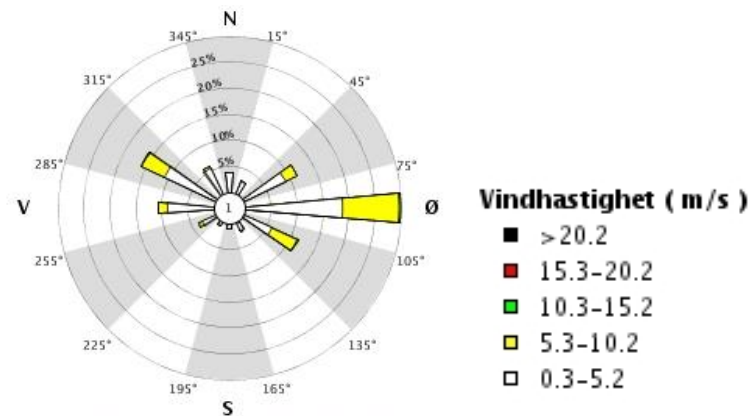
Figur 5.14 - Timesverdier av nedbørsmengde målt på Grovli sen vinteren 2015. Fasen (snø/regn) er beregnet ut fra temperaturen målt ved Breidalen, korrigert for høyden til startsonen på Stavbrekka.

5.2.4 Vindretninger og vindstyrke

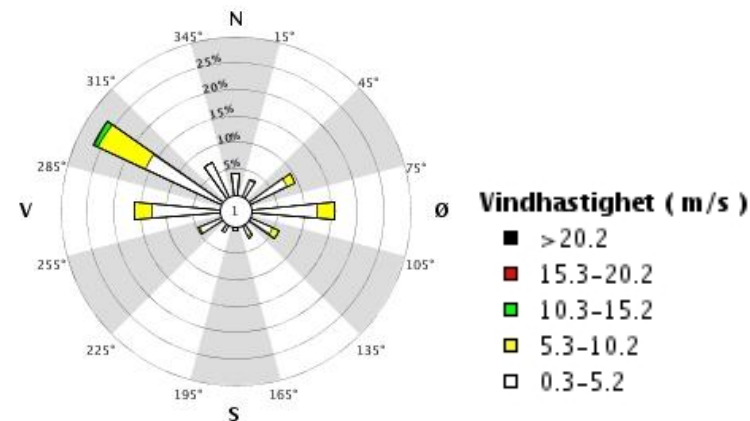
Vinteren 2013 og 2015 var den dominerende vindretningen fra nord-vest, mens for vinteren 2014 var den dominerende vindretningen fra øst (se figur 5.15, figur 5.16 og figur 5.17). Vinteren 2015 markerer seg med sterkeste vind, mens vinteren 2013 markerer seg som den roligste vinteren med hovedvekt av vind fra øst. Hovedvindretningen på Grotli for alle tre forsøksvintrene ligger omtrent parallelt med dalføret nordvest-sørøst. Det finnes ikke målinger fra normalperioden på Grotli.



Figur 5.15 - Vindrose for perioden f.o.m. januar t.o.m. april vinteren 2013 på Grotli. Tallet i midten viser prosentandel med vindstille forhold.



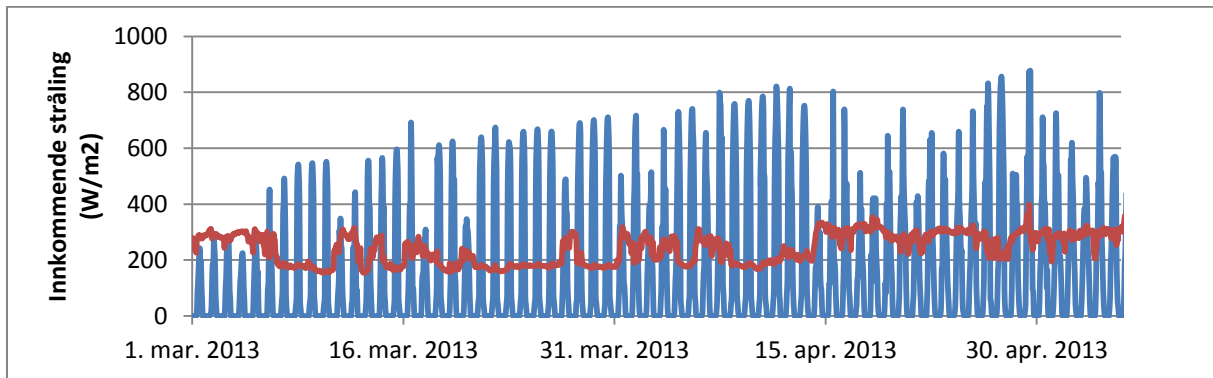
Figur 5.16 - Vindrose perioden f.o.m. januar t.o.m. april vinteren 2014 på Grotli. Tallet i midten viser prosentandel med vindstille forhold.



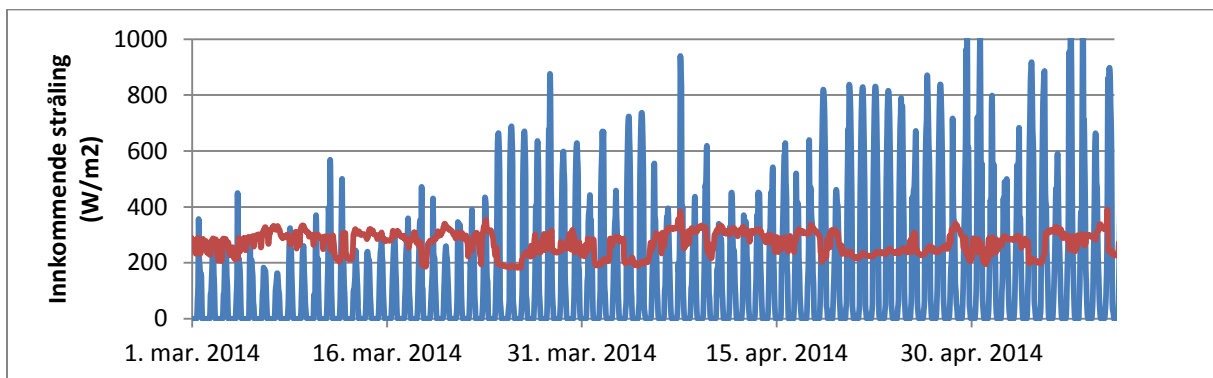
Figur 5.17 - Vindrose for perioden f.o.m. januar t.o.m. april vinteren 2015 på Grotli. Tallet i midten viser prosentandel med vindstille forhold.

5.2.5 Solinnstråling

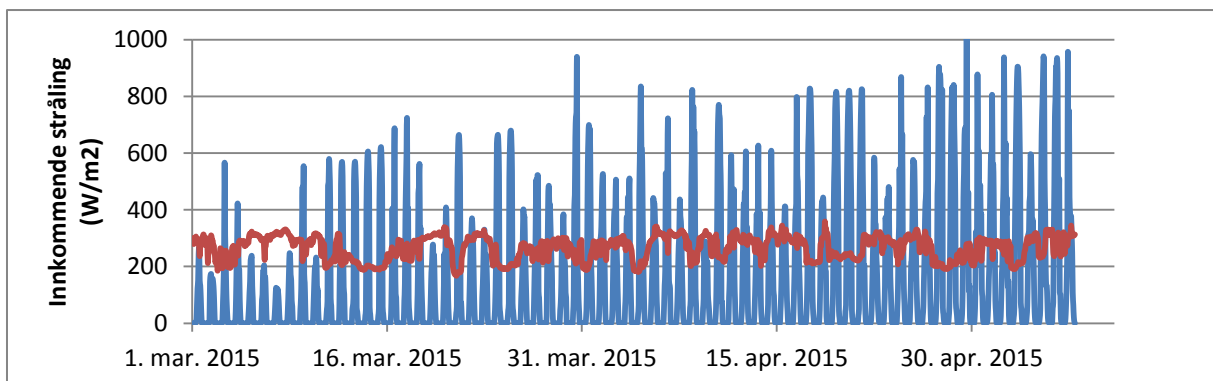
På senvinteren vil solinnstråling få en større betydning for energibalansen i snøoverflaten. Kortbølgestråling fra sola kan varme opp fjell og snø til tross for lave lufttemperaturer, spesielt siden startsonen på Stavbrekka ligger i en sør-ventd side. Innstrålingsverdier fra Fonnbu i april og mai viser at trenden er at kortbølgeinnstråling øker jevnt i løpet av mars, april og mai, slik som forventet på denne tiden av året. Innstrålingen varierer fra dag til dag, og i april er spennet mellom 400 W/m^2 og 1050 W/m^2 .



Figur 5.18 - Innstrålingsverdier senvinter 2013 målt på NGI sin forskningsstasjon Fonnbu. Blå graf viser kortbølgeinnstråling og oransje graf viser langbølgeinnstråling.



Figur 5.19 - Innstrålingsverdier senvinter 2014 målt på NGI sin forskningsstasjon Fonnbu. Blå graf viser kortbølget innstråling og oransje graf viser langbølgeinnstråling.



Figur 5.20 - Innstrålingsverdier senvinter 2015 målt på NGI sin forskningsstasjon Fonnbu. Blå graf viser kortbølget innstråling og oransje graf viser langbølgeinnstråling.

5.3 Glidningsdeformasjonsmålinger

5.3.1 Glideskomålinger vinteren 2013/2014

Vinteren 2013/2014 har glideskoene registrert bevegelse i snødekket fra 15. oktober til 12. april. Dataseriene til de tre glideskoene er blitt brutt på ulike tidspunkt, henholdsvis 31. mars, 10. april og 12. april. Under feltbefaring den 28. april 2014 ble deler av kabelen som koblet posisjonssensoren med dataloggeren funnet i skredmassene (se figur 5.25). Under feltbefaring den 11. april 2014 ble det avdekket skader på solcellepanelet til dataloggeren.

Glidesko 1

Glidesko 1 viser en svak, men kontinuerlig deformasjon fra 15. oktober til 6. desember (se figur 5.21). Fra den 6. desember øker deformasjonshastigheten frem til 23. desember. I denne perioden har deformasjonslengden vært på 107 cm. Fra 23. desember er deformasjonshastigheten forholdsvis jevn, men med en liten hastighetsøkning rundt 6. januar. Deformasjonen flater ut mot en total lengde på 245 cm rundt den 18. januar.

Fra 18. januar til 28. mars er deformasjonen på omtrent 2 cm. Den 28. mars tiltar bevegelsene igjen og øker frem til dataserien slutter den 1. april (se figur 5.24). Dette er kun en dag før glidesprekken blir identifisert i webkameraet den 2. april. Bevegelsen tiltar samtidig med høye lufttemperaturer og døgnmiddeltemperatur over 0 °C. I perioden 28. mars til 1. april er hastigheten pulserende og varierer mellom 0 og 30 cm/døgn. Fra 15. oktober til 1. april har glideskoen tilbakelagt en total lengde på 270 cm.

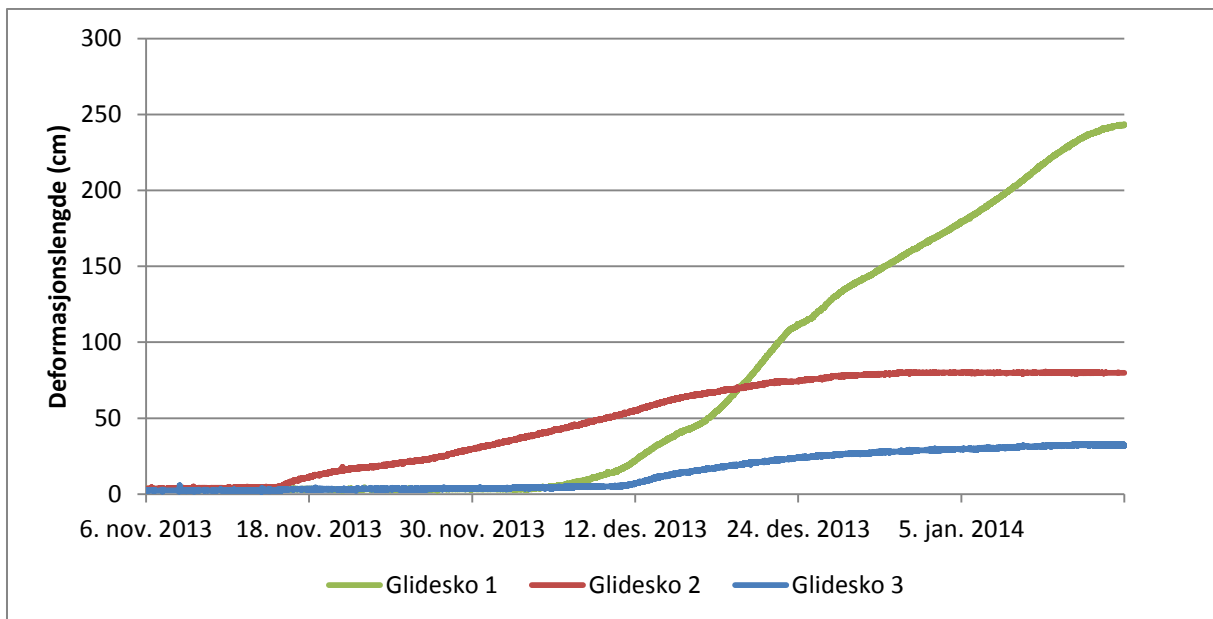
Glidesko 2

Glidesko 2 måler en svak, men kontinuerlig deformasjon fra 15. oktober til 15. november (se figur 5.21). I denne perioden har deformasjonen vært på omtrent 4,5 cm. Den 15. november øker hastigheten over en kort periode og er forholdsvis jevn før den flater ut i slutten av desember. Den 31. desember har den totale deformasjonslengden flatet ut på rundt 80 cm.

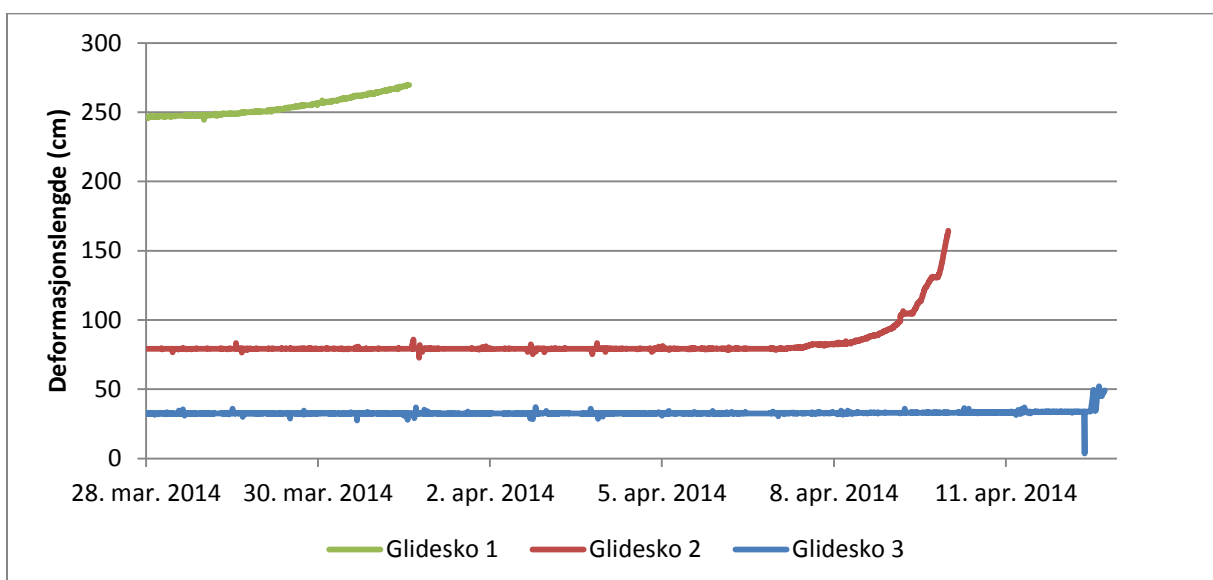
Fra 31. desember til 7. april 2014 viser målingene lite eller ingen deformasjon i snødekket. Kl. 12.00 den 7. april viser signalene endring i glidningshastighet og deformasjonslengde (se figur 5.23). Frem til kl. 00.00 den 8. april har glideskoen beveget seg frem til 82,5 cm med maksimal hastighet på 22,5 cm/døgn. Etter midnatt stopper bevegelsene opp, men tiltar igjen omtrent kl. 12.00 den 8. april og øker sakte frem til kl. 08.00 den 9. april. Heretter akselererer deformasjonen for deretter å avta helt. Deformasjonene varierer på denne måten frem til kl. 05.00 den 10. april. Det kommer tydelig frem av resultatene at snødekket beveger seg rykkvis, og veksler mellom høy deformasjon og stillstand. Det kommer også frem av målingene at hastigheten øker gradvis etter hver periode med stillstand. Perioden med lokal makshastighet i hver puls varierer mellom 100 og 200 minutt. Den totale deformasjonen fra 7. til 10. april er på 82 cm. I denne perioden varierer hastigheten mellom 0 og 225 cm/døgn. Den totale deformasjon vinteren 2013/2014 var på 164,5 cm.

Glidesko 3

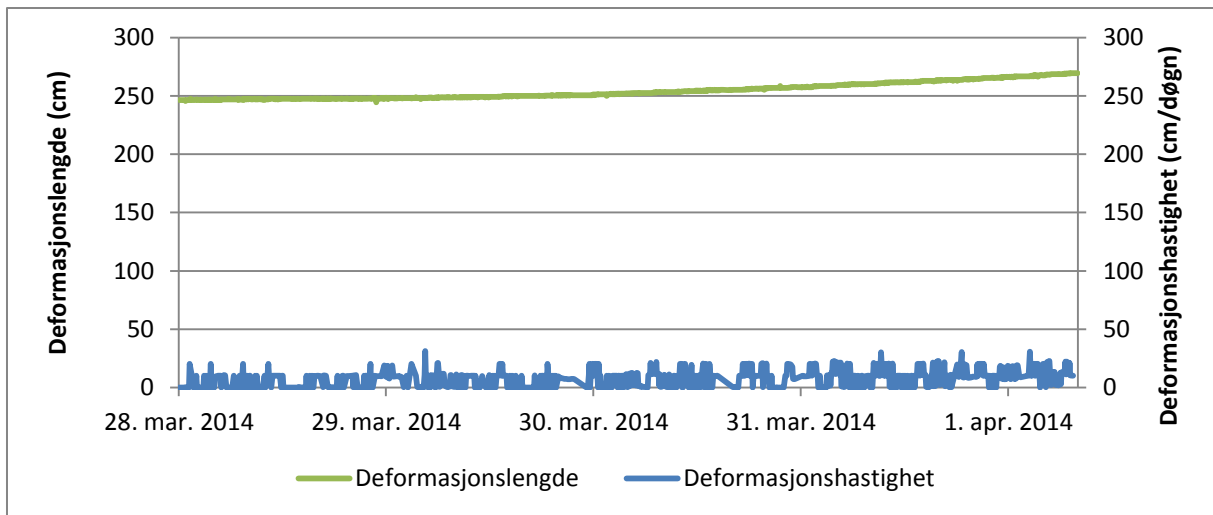
Målingene fra glidesko 3 viser kontinuerlig deformasjonene fra 15. oktober til 12. januar (se figur 5.21). Frem til 10. desember deformeres snødekket jevnt med omtrent 5 cm. Den 15. november har glideskoen en noe raskere bevegelse der den beveger seg fra 2,2 cm til 3 cm. Fra 10. desember øker deformasjonslengden raskt og stabiliserer seg rund 32 cm frem til den 12. januar. Resten av vinteren holder deformasjonslengden seg stabil, foruten et hopp til 0 cm og så til 50 cm like før signalet ble brutt den 12. april (se figur 5.22). Slike hopp virker unaturlig og representerer antagelig ikke glidningsdeformasjonen.



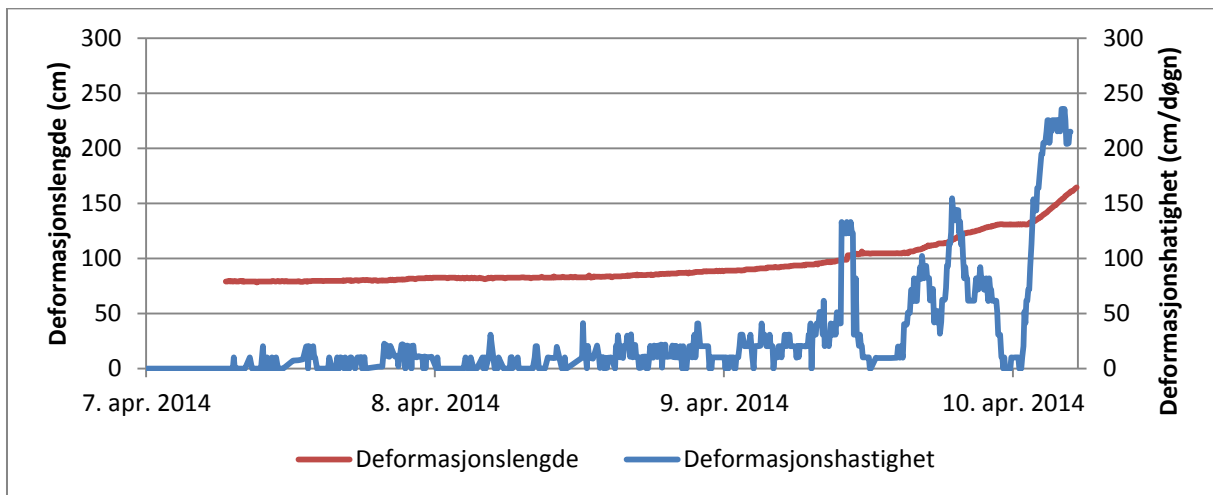
Figur 5.21 - Deformasjon målt med glidesko tidlig i sesongen 2013/2014.



Figur 5.22 - Deformasjon i glidesjiktet målt med glidesko sent i sesongen 2013/2014. I glidesko 1 og 2 akselererer deformasjonen frem til signalet blir brutt. Signaler til glidesko 3 virker unaturlig før det blir brutt.



Figur 5.23 - Deformasjonslengde og –hastighet til gledesko 1 i akselerasjonsperioden før signalene blir brutt i 2014.



Figur 5.24 - Deformasjonslengde og –hastighet til gledesko 2 i akselerasjonsperioden før signalene blir brutt i 2014.



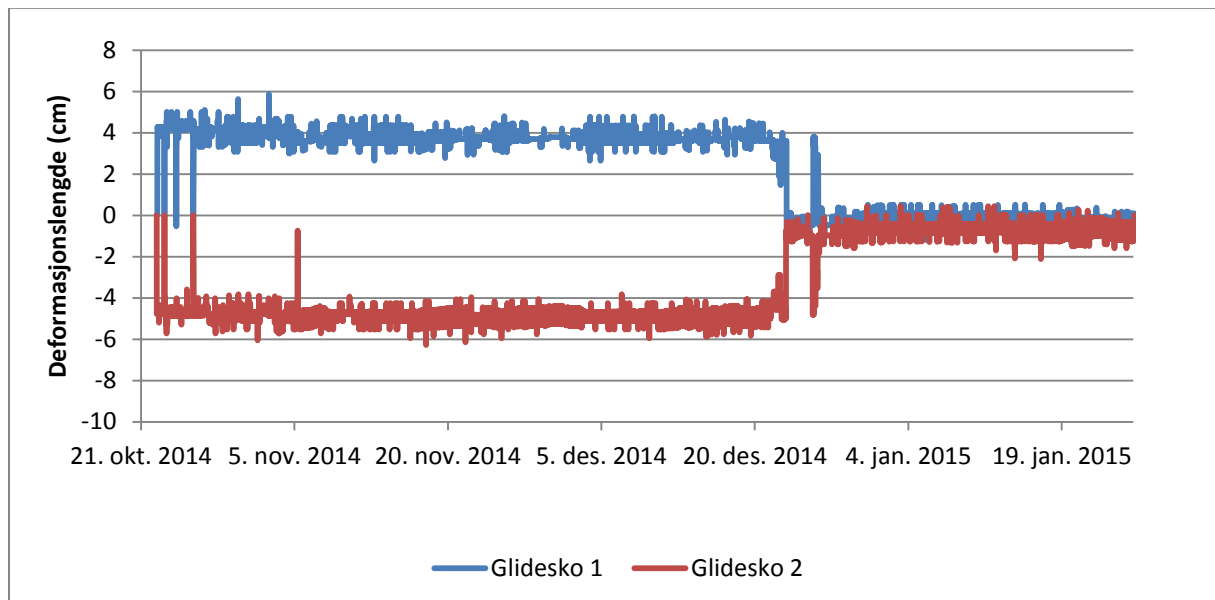
Figur 5.25 - Kabel mellom posisjonssensor og datalogger funnet i skredmassene under befarng 28. april 2014 (foto: Tore Humstad, SVV, 28. april 2014).

5.3.2 Glideskomålinger vinteren 2014/2015

I perioden 1. oktober til 26. januar vinteren 2014/2015 har glidesko 1 og 2 registrert bevegelse i snødekket. Disse målingene er grafisk fremstilt i figur 5.26. Den 26. januar blir dataseriene til glideskoene brutt. I perioden det ble gjort målinger har glidesko 1 en total endring på -0,8 cm, mens glidesko 2 har ingen endring.

Signalene har variert mellom - 5 og 4,8 cm for glidesko 1, og mellom -1,5 cm og 5,5 cm for glidesko 2. Rett etter at målingene har satt i gang den 22. oktober skjer det et synkront skifte i begge glideskoene på henholdsvis 4,3 og -4,8 cm for glidesko 1 og 2. Den 23. desember skjer det et synkront skifte i motsatt retning på henholdsvis -3,2 cm og 2,9 cm for glidesko 1 og 2. Lignende hendelser skjer i begge glideskoene den 26. desember.

Den 26. januar blir signalet fra både glidesko 1 og 2 borte på samme tidspunkt. Signalet fra glidesko 2 kommer tilbake 2. februar, men ligger konstant på 0 cm frem til 25. februar. Feltbefaring den 25. februar 2015 avdekket at solcellepanelet lå på snøen med knekt mast (se figur 5.27). Feltbefaring den 7. mai 2015 viser at kabelen til glidesko 1 har blitt utsatt for store krefter også denne forsøksvinteren.



Figur 5.26 - Deformasjon målt med glidesko 1 og 2 vinteren 2014/2015.



Figur 5.27 - Ødelagt mast med solcellepanel, kommunikasjonsenhet og vindturbin oppdaget under feltbefaring den 25. februar 2015 (foto: Tore Humstad, SVV, 25. februar 2015).

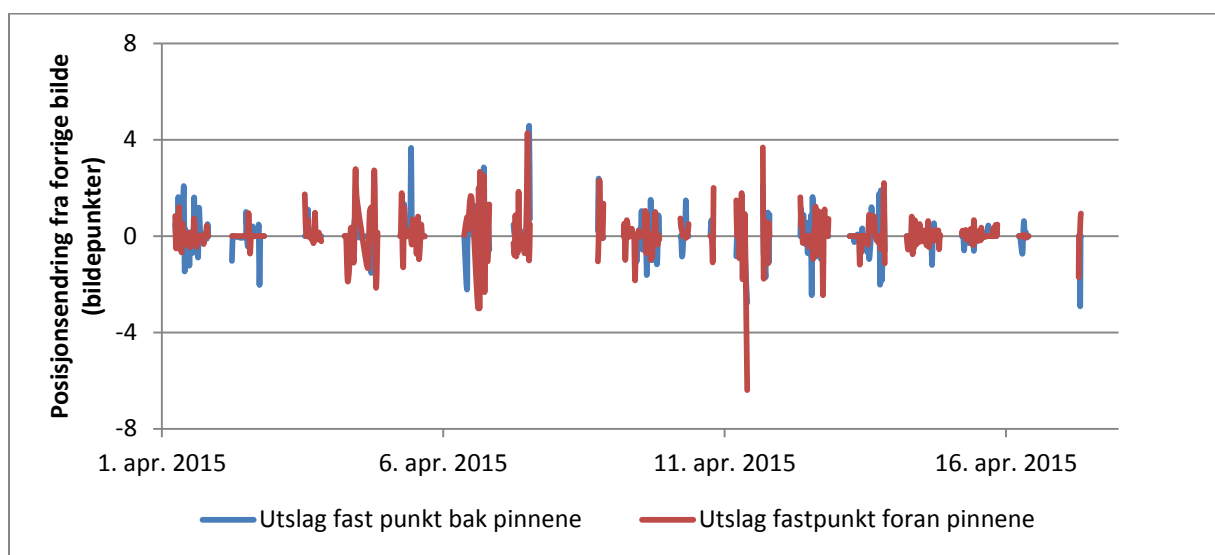


Figur 5.28 - Kabelen til glidesko 1 har blitt utsatt for store krefter også i forsøksåret 2014/2015 (foto: Tore Humstad, SVV, 7. mai 2015).

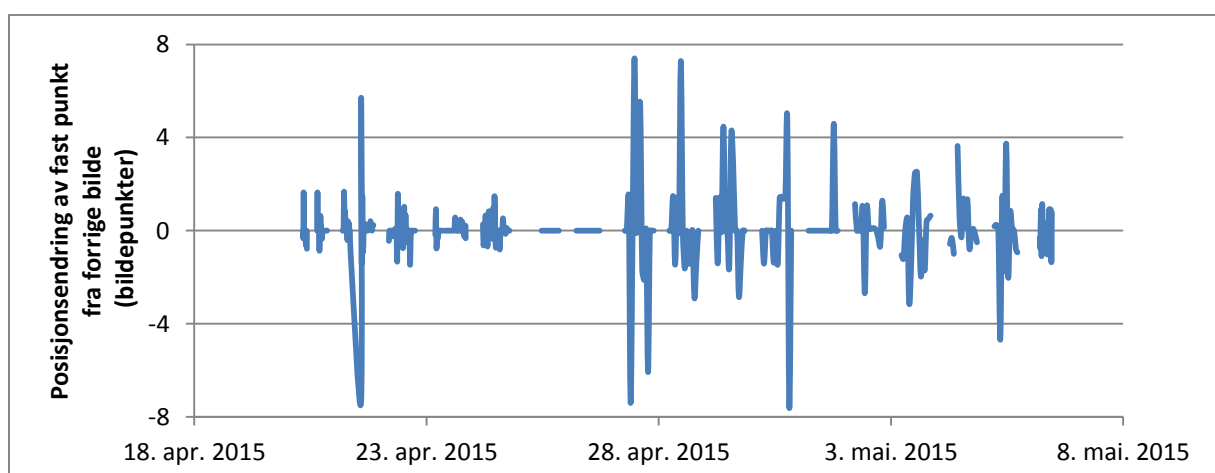
5.3.3 Spring av referansepunkter i snødekket 2014/2015

De faste punktene i viltkamera 1, som ble sporet for å avdekke bevegelser av kameraet, hadde utslag på opptil 6 bildepunkter fra et bilde til et annet. I viltkamera 2 hadde det faste punktet utslag på opptil 7 bildepunkter fra et bilde til et annet (se figur 5.29 og figur 5.30). Dette kan ha gitt utslag på målt hastighet på +/- 288 og +/- 336 bildepunkter/døgn, avhengig av retningen av kameraets bevegelser. I viltkamera 1 kommer ikke alltid utslagene fra de to ulike faste punktene samtidig.

Posisjonsendringene av objektene var både positive og negative. Den totale tilbakelagte avstanden til objektene var henholdsvis på 50 bildepunkter i viltkamera 1 og 119 bildepunkter i viltkamera 2. En betydelig andel av den maksimal posisjonsendringen i viltkamera 2 skjedde 4. mai mellom kl. 08.30 og 09.30, da kameraet endret seg med 50 bildepunkter. Denne har blitt korrigert for i deformasjonsmålingene.



Figur 5.29 - Posisjonsendring av faste punkter fra forrige bilde i viltkamera 1 vinteren 2015.



Figur 5.30 - Posisjonsendring av faste punkter fra forrige bilde i viltkamera 2 vinteren 2015.

I hele perioden hvor det finnes analyser av viltkamerabilder (24. mars – 6. mai) viser snødekket kontinuerlig bevegelser (se figur 5.31 og figur 5.33). Forløpet er relativt parallelt for alle pinnene som er målt, men med en liten variasjon i deformasjonslengden fra pinne til pinne. Siden forløpet er forholdsvis likt for alle pinnene, er det her valgt å presentere resultatene for pinne 7 i viltkamera 1 samt pinne 5, pinne 6 og en synlig snøkant i viltkamera 2. Sammensetningen av disse pinnene dekker bevegelsen i snødekket for hele bildeserieperioden. Presentasjon av bevegelsen til alle pinnene finnes i vedlegg b. Figur 5.35, figur 5.36 og figur 5.37 gir en omtrent oversikt over faktiske deformasjonslengder og deformasjonshastigheter. På grunn av ulik avstand fra pinnene til kameraet vil grafen kunne avvike noe fra virkeligheten.

I perioden 24. mars - 6. mai 2015 er det stor variasjon i snødekkets bevegelser. Perioden er delt inn i 5 faser for nærmere beskrivelse og noen nøkkverdier er presentert i tabell 5.5. Hastighetsvariasjonene over kortere tidsrom (< 30 minutt) er stort sett lavere enn hva som kan være forårsaket av kamerabevegelser (se figur 5.32 og figur 5.34). Videre blir derfor gjennomsnittshastigheten over perioder med sammenhengende målinger brukt til å sammenligne hastighetsendringer.

Fase 1 – tilnærmet lineær deformasjon (24. mars – 10. april)

I perioden 25. mars til 10. april er bevegelsen i snødekket forholdsvis jevn (se figur 5.31). Gjennomsnittshastighet i dette tidsrommet er på 26 bildepunkter/døgn. Gjennomsnittshastigheten ligger noe høyere i perioden 30. mars – 1. april og 6. – 11. april enn 2. til 5. april.

Det grove estimatet på faktiske avstander tilsier en deformasjon på omtrent 5,8 meter i denne perioden og en gjennomsnittshastighet på 0,35 m/døgn (se figur 5.35).

Fase 2 – akselererende deformasjon (11. – 17. april)

Natt til 11. april er det tydelig at snødekket har akselerert. Hastigheten den 11. april er høyere enn dagen før, med en gjennomsnittshastighet på 67 bildepunkter/døgn. Videre stiger hastigheten noe frem til 15. april der gjennomsnittshastigheten er på 165 bildepunkter/døgn. Den 16. og 17. april er det få målinger fra viltkamera 1 på grunn av dårlig sikt, men det kan virke som at hastigheten opprettholdes. Pinne 7 forsvinner ut av viltkamera 1 sitt synsfelt den 17. april.

Det grove estimatet på faktiske avstander tilsier en deformasjon på omtrent 13 meter i denne perioden med en gjennomsnittshastighet på 2,2 m/døgn.

Fase 3 – stor deformasjon, utløsning av vestre flanke (18. – 22. april)

Den 18. og 19. april er hastigheten høyere enn dagen før om man sammenligner pinne 5 med pinne 6 (se figur 5.33). Den 17. april er gjennomsnittshastigheten til pinne 5 på 251 bildepunkter/døgn, mens pinne 6 har en gjennomsnittshastighet på 350 bildepunkter/døgn den 18. april. Hastigheten opprettholdes til morgenen den 19. april.

Ettermiddagen/kvelden den 19. april viser målingene at snødekket beveger seg betydelig raskere enn tidligere på morgenen. Hastigheten har her et snitt på 656 bildepunkter/døgn gjennom kvelden, nesten en dobling fra tidligere på dagen. Eksakt når snødekket akselererer kommer ikke frem av sporingen på grunn av overeksponerte bilder, men en manuell gjennomgang av bildene viser at hastigheten tiltar omtrent kl. 13.00.

Hastigheten til snødekket har roet seg morgenen den 20. april. Gjennomsnittshastighet er her på 321 bildepunkt/døgn. Fra SLR-kameraer kan det bekreftes at vestre flanke gikk som skred mellom 05.10 og 5.20 den 20. april. Avstandsendingen gjennom natten tilsier at gjennomsnittshastigheten har

vært avtagende fra kvelden før. Østre flanke holdt en hastighet rundt 380 bildepunkter/døgn under utløsning av vestre flanke, antatt til å tilsvare omtrent 4,8 m/døgn i faktiske avstander.

Hastigheten tar seg opp på ettermiddagen/kvelden den 20. april. Gjennomsnittshastighet er her på 407 bildepunkter/døgn. Samme forløp skjer den 21. april, med gjennomsnittshastighet på 269 bildepunkter/døgn på morgenen mot 401 bildepunkter/døgn på ettermiddag/kveld.

Hastigheten tar seg betydelig opp den 22. april og har et gjennomsnitt på 619 bildepunkt/døgn. Mellom kl. 10.11 og kl. 11.11 er hastigheten oppe i hele 911 bildepunkt/døgn (se figur 5.34).

Det grove estimatet på faktiske avstander tilsier en deformasjon på omtrent 27 meter i denne perioden. Dette gir en gjennomsnittshastighet på 7,3 m/døgnet for hele perioden.

Fase 4 – stagnasjon (23. april – 5. mai)

I løpet av 23. – 24. april stagnerer deformasjonen i snødekket. Det er likevel fortsatt noe bevegelse i perioden 25. april til 5. mai med et gjennomsnitt på 10 bildepunkt/døgn. Det grove estimatet på faktiske avstander tilsier en deformasjon på omtrent 1,5 meter fra 25. april til 5. mai.

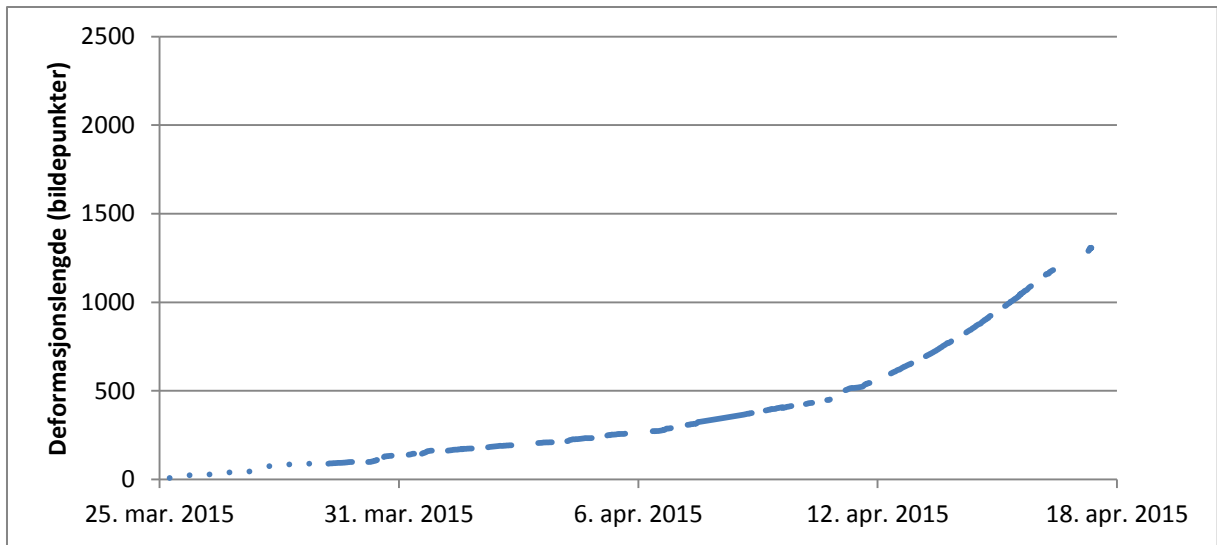
Fase 5 – akselerasjon i forkant av utløsning til østre flanke (6. mai)

Den 6. mai har hastigheten økt betydelig siden dagen før. Gjennomsnittshastigheten denne dagen er på 251 bildepunkter/døgn. Østflanken utløses kl. 12.18 og det meste av snøflanken i forkant av viltkamera 2 forsvinner.

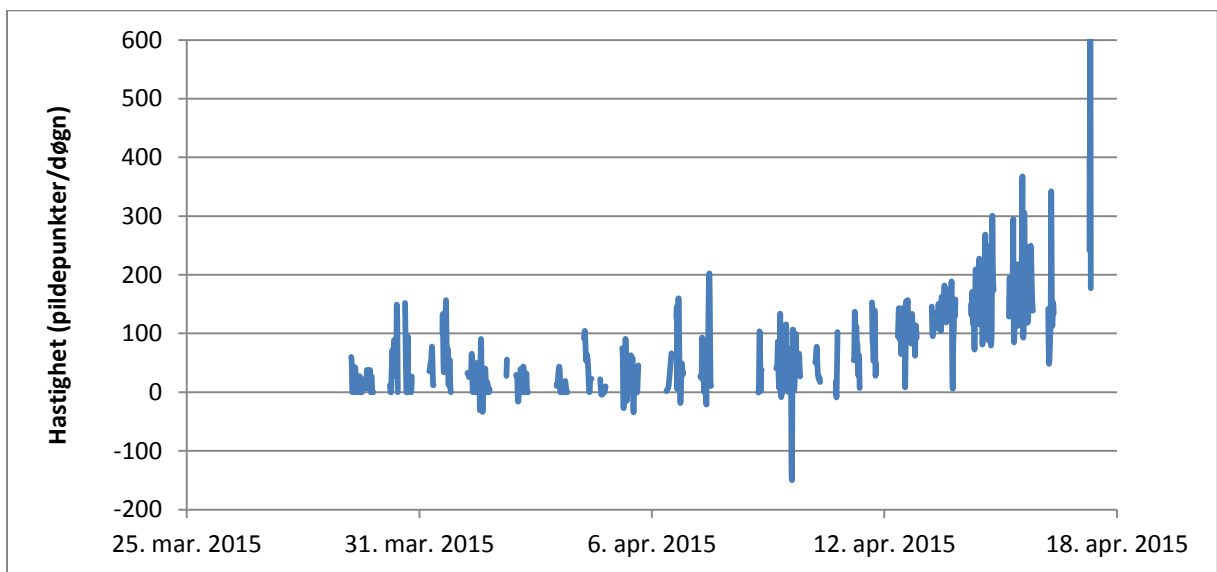
Det grove estimatet på faktiske avstander tilsier en deformasjon på omtrent 1,5 m fra kvelden den 5. mai til skredet utløses. Dette gir en minimums gjennomsnittshastighet i denne perioden på 2,2 m/døgn. Hastigheten kan ha vært høyere siden det ikke er kjent når akselerasjonen tiltrer et tidspunkt mellom kl. 19.27 den 5. mai og kl. 05.34 den 6. mai.

Tabell 5.5 - Nøkkelverdier i fase 1 – 5 som beskrevet ovenfor. Avstandene og hastighetene kan ikke verifiseres nøyaktig, men gir et omtrentlig bilde på bevegelsene.

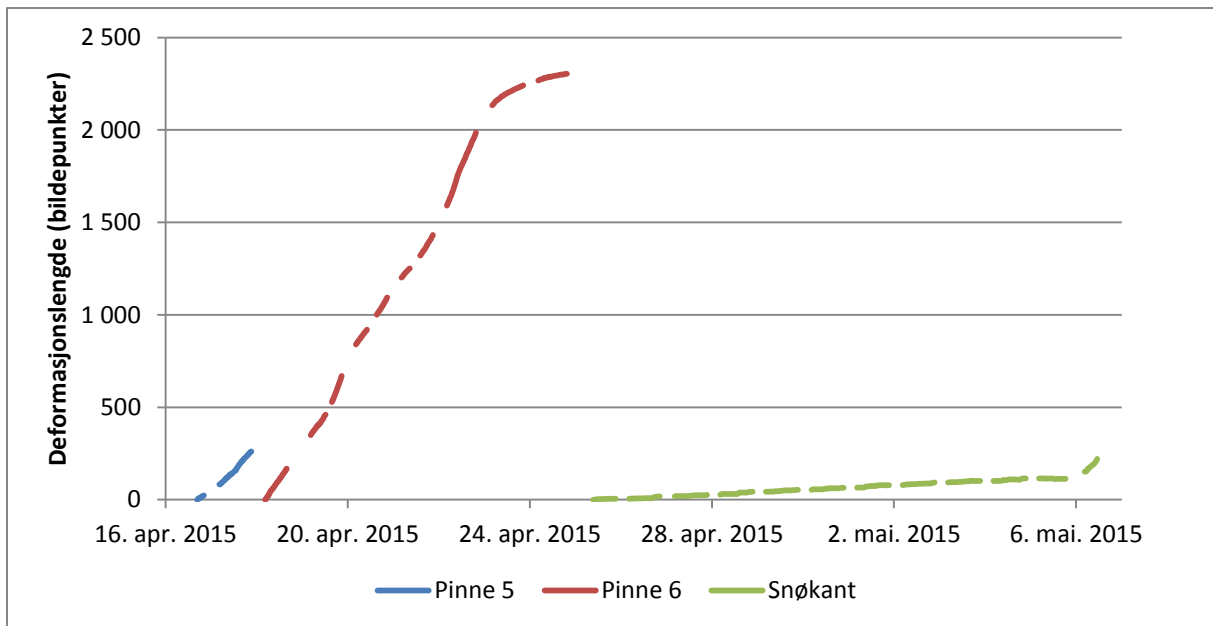
Fase	Tidsrom	Beskrivelse	Antatt tilbakelagt glidelengde i fasen	Gjennomsnittshastighet i perioden
1	24. mars -10. april	Tilnærmet lineær deformasjon	6 m	0,35 m/døgn
2	11. - 17. april	Akselererende deformasjon	13 m	2,2 m/døgn
3	18. - 22. april	Stor deformasjon, utløsning av vestre flanke	27 m	7,3 m/døgn
4	23. april - 5. mai	Stagnasjon	6 m	0,5 m/døgn
5	6. mai	Akselererende glidning i forkant av utløsning av østre flanke	1,5 m	2,2 m/døgn



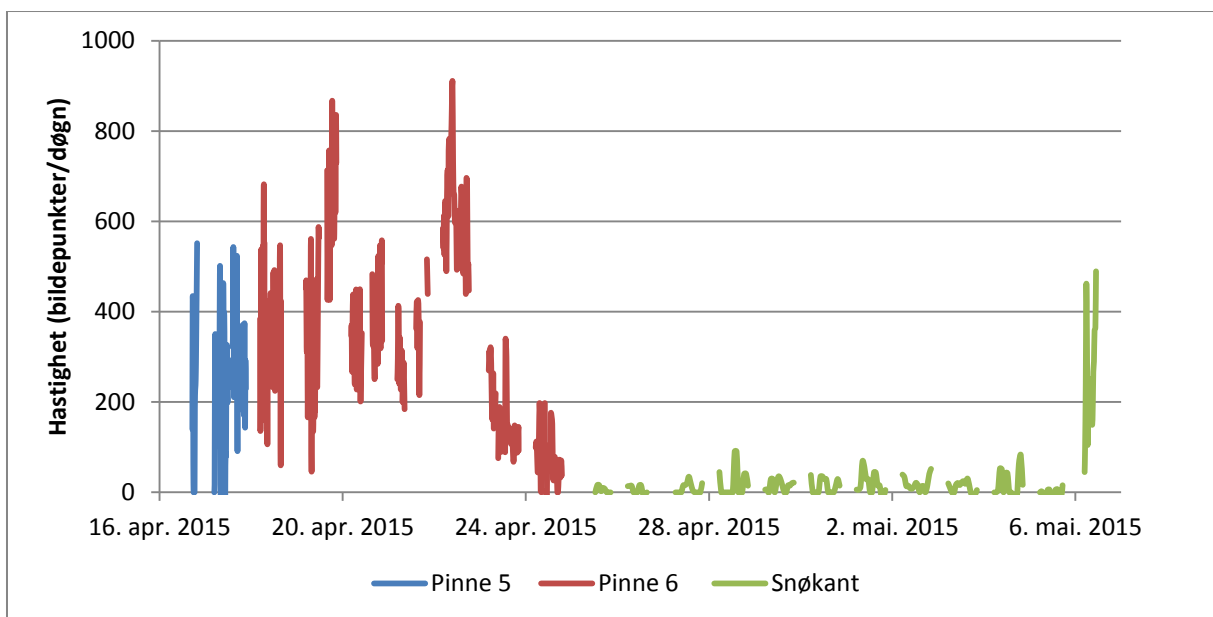
Figur 5.31 - Deformasjonslengde pinne 7 i viltkamera 1 sen vinteren 2015.



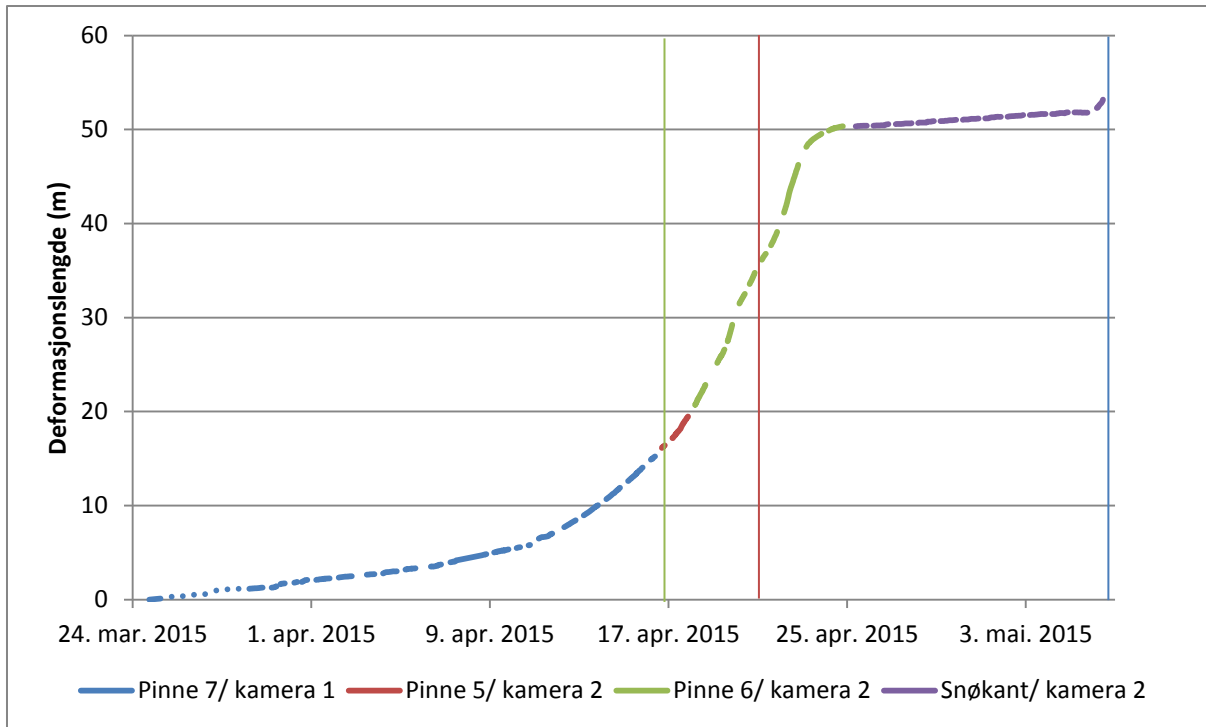
Figur 5.32 - Hastighet for pinne 7 i viltkamera 1. Det er ikke gjort hastighetsberegninger i perioden 25. – 29. mars siden deformasjonslengden bare er sporet to ganger om dagen.



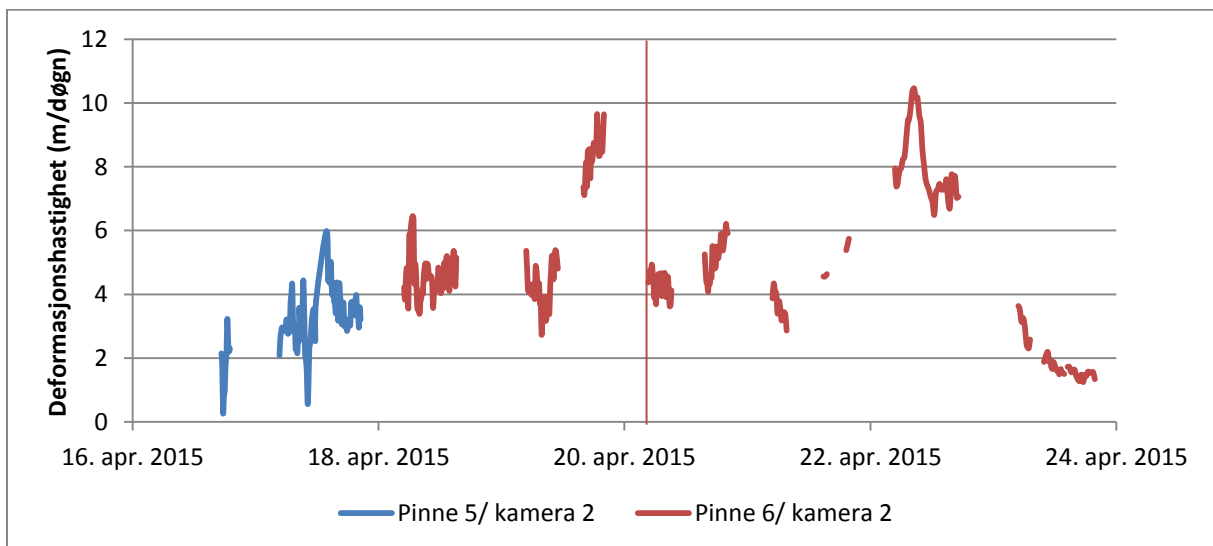
Figur 5.33 - Deformasjonslengde (bildepunkter) i viltkamera 2. Deformasjonslengden er relativ til hvor pinnene kommer inn i kameraets synsfelt. Siden pinnene går inn og ut av synsfeltet til ulike tidspunkt er det her tatt med pinne 5, 6 og en snøkant for å beskrive deformasjonen i hele perioden.



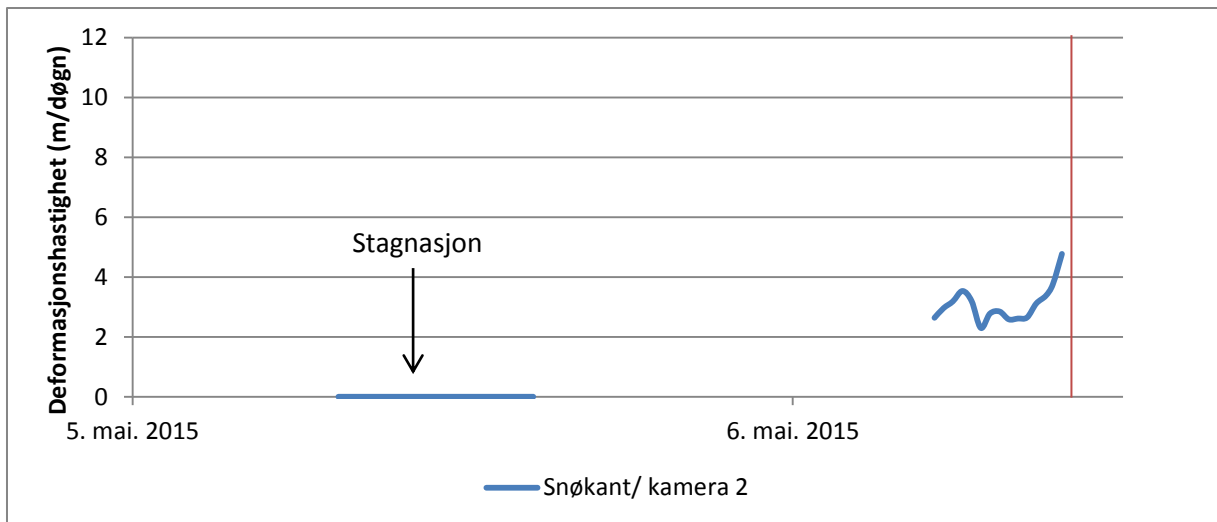
Figur 5.34 - Hastighet (bildepunkter/døgn) i viltkamera 2. Siden pinnene går inn og ut av synsfeltet til ulike tidspunkt er det her tatt med hastigheten for pinne 5, 6 og snøkant for å beskrive forløpet i hele perioden.



Figur 5.35 - Grafen viser et forsøk på å fremstille deformasjonslengdene i faktiske avstander. Det er blitt brukt en skaleringsfaktor på 0,0129 meter/bildepunkt beregnet fra bilder den 24. mars. Avstandene er ikke eksakt siden forholdstallet mellom bildepunkter og faktisk avstand vil variere gjennom bildet. Grå vertikal linje indikerer overgangen i analyser fra viltkamera 1 til viltkamera 2. Rød vertikal linje indikerer tidspunkt for skred i vestre flanke mens blå linje indikerer tidspunkt for skred i østre flanke.



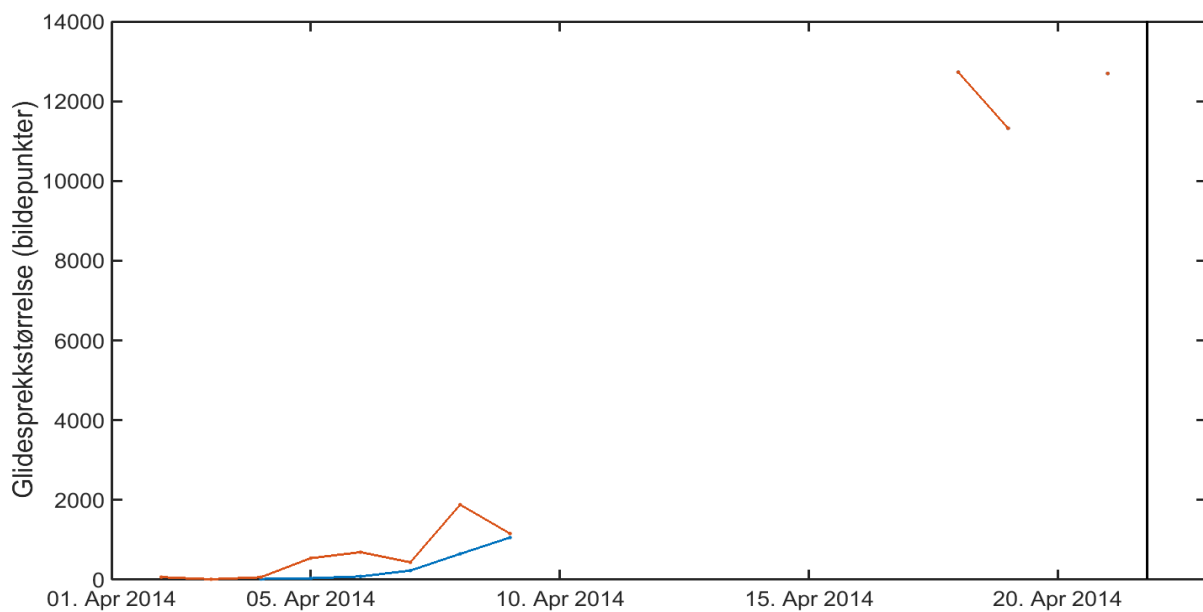
Figur 5.36 - Grafen viser et forsøk på å fremstille deformasjonshastigheter i faktiske hastigheter i perioden med høyest deformasjon. Det er blitt brukt en skaleringsfaktor på 0,0129 meter/bildepunkt beregnet fra bilder den 24. mars. Hastighetene er midlet over 2 timer. Hastigheten er ikke eksakt siden forholdstallet mellom bildepunkter og faktisk avstand vil variere gjennom bildet. Rød vertikal linje indikerer tidspunkt for skred i vestre flanke.



Figur 5.37 - Grafen viser et forsøk på å fremstille deformasjonshastigheter i faktiske hastigheter før østre flanke utløses. Snødekket har fullstendig stagnasjon den 5. mai, og relativt kort akselerasjonsperiode til skredutløsning. Figuren bør sees i sammenheng med figur 5.35. Det er blitt brukt en skaleringsfaktor på 0,0129 meter/bildepunkt beregnet fra bilder den 24. mars. Hastighetene er midlet over 2 timer. Hastigheten er ikke eksakt siden forholdstallet mellom bildepunkter og faktisk avstand vil variere gjennom bildet. Rød vertikal linje indikerer tidspunkt for skred i østre flanke.

5.3.4 Glidesprekkutvikling vinteren 2013/2014

Første tegn på sprekkedannelse i 2014 kan sees på bildet fra 2. april. Sprekkeutviklingen går sakte frem til 7. april (se figur 5.38). Aktiviteten øker i perioden 7. - 9. april. Deteksjon av glideaktiviteten i perioden 9. - 18. april var ikke mulig på grunn av dårlig sikt, men ut fra størrelsen på glidesprekken den 18. april har det tydelig vært høy aktivitet. Fra bildesegmentering i perioden 18.- 22. april er det vanskelig å si noe om aktiviteten siden sprekken er dekket med snø og metoden som er brukt antagelig gir et lite nøyaktig antall bildepunkter som representerer sprekkestørrelsen. Det er uansett tydelig at sprekken har utviklet seg vesentlig i perioden med dårlig sikt. Ved manuell gjennomgang av bildene er det vanskelig å se om glidesprekken utvikler seg i perioden 18.- 21. april, men den 22. er det lett å se at det er bevegelse i snødekket.



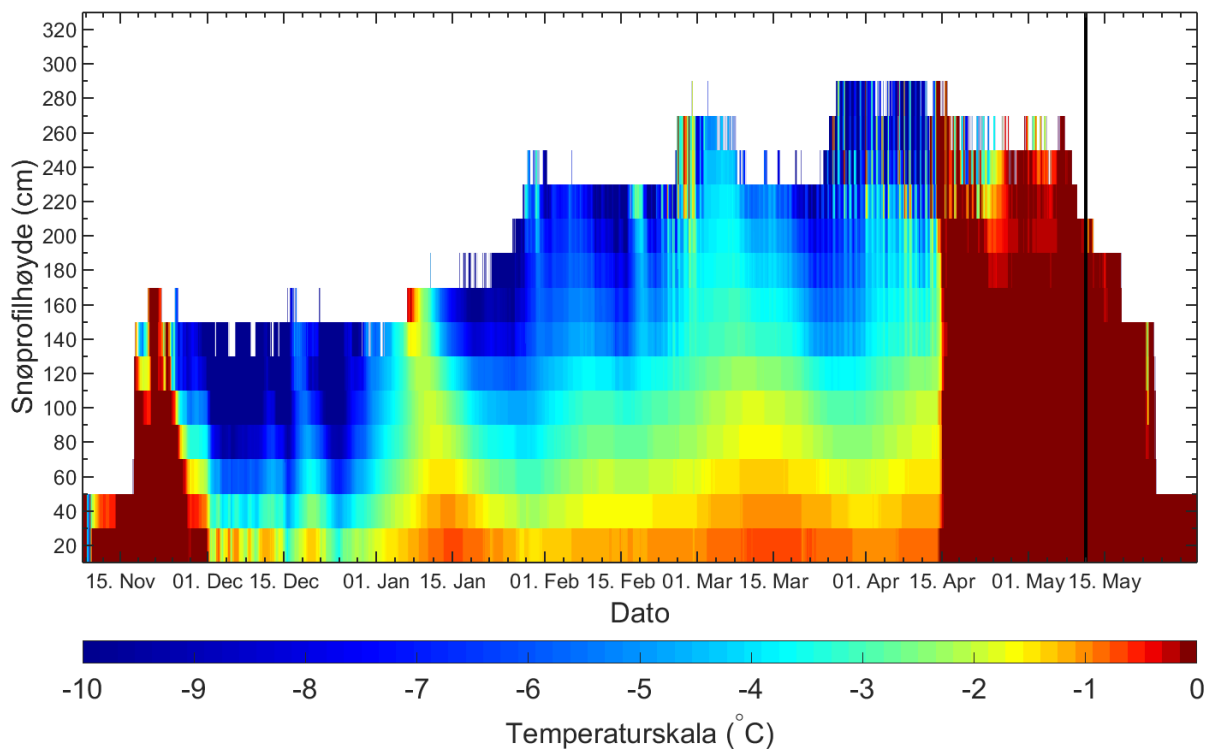
Figur 5.38 - Blå og rød linje viser størrelse på glidesprekken basert på antall mørke bildepunkter, men med to ulike segmenteringsmetoder. Linjen er ikke kontinuerlig siden det mangler bilder fra noen perioder. Svarte strek markerer tidspunkt for glideskredene.

5.4 Temperaturmålinger i snødekket

5.4.1 Temperaturprofil 2012/2013

Snødekket vinteren 2012/2013 er utpreget kaldt fra november til april, der overflaten varmes opp kun noen få dager og over kort tidsperiode. Temperaturprofilen er illustrert i figur 5.39, fargeskalaen er her logaritmisk for å synliggjøre temperaturer rundt 0 °C. Den 14. april gjennomgår snødekket en rask oppvarming til gjennomgående isoterme forhold. Forsinkelse fra toppen varmes opp den 14. april til bunn når 0 °C var omtrent 5 timer. Målinger av lufttemperaturer og nedbør viser både plussgrader og markant nedbør i forkant av denne hendelsen (se kapittel 5.2).

Etter oppvarmingen 14. april svinger temperaturen i den øverste delen av snødekket, mens fra høyde 160 cm og ned forblir snødekket isotermt til både øst- og vestflanken utløses den 11. mai. Toppen av snødekket varmes opp på nytt 6. mai, 4 døgn før skredet 11. mai. I perioden 6. – 11. mai ligger døgnmiddeltemperaturen mellom 0 og 3 °C og nedbørsmengden på Grotli mellom 0,4 – 2,5 mm per døgn.

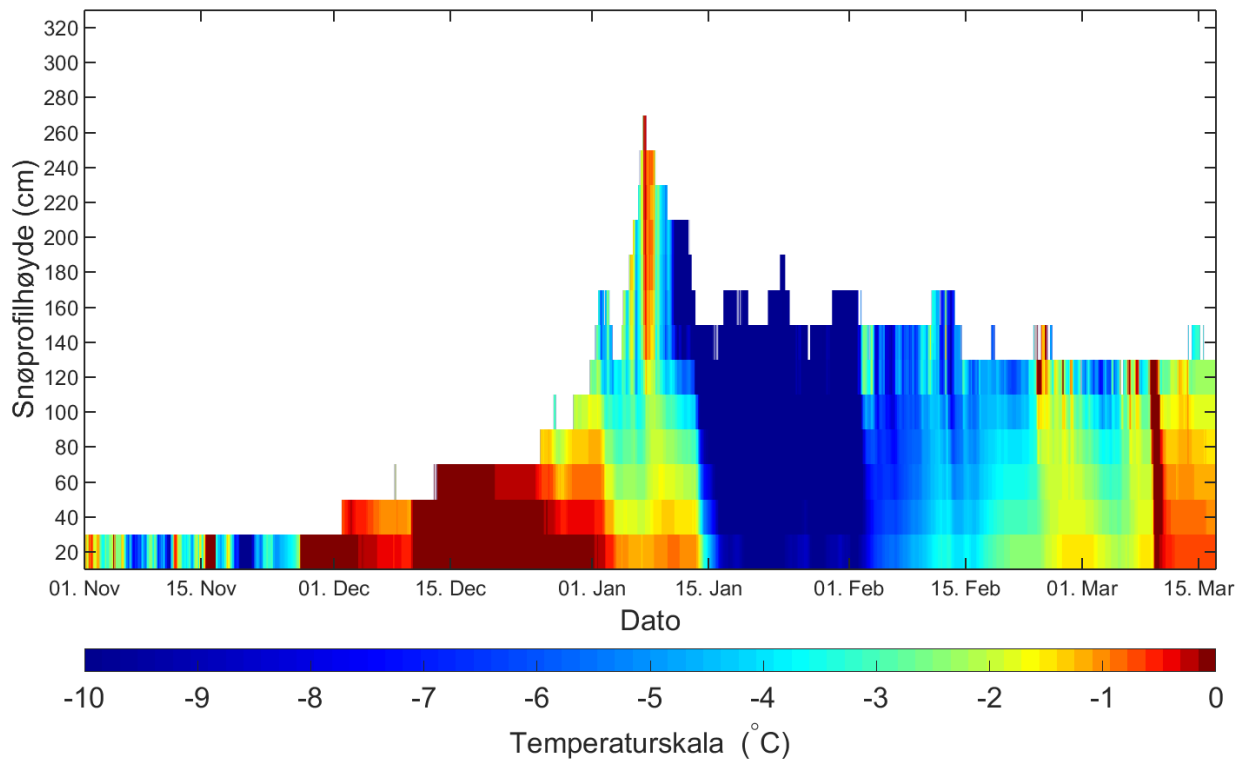


Figur 5.39 - Temperaturprofil i snødekket ved startsonen på Stavbrekka vinteren 2012/2013. Svart strek viser tidspunktet for skredene 11. mai 2013. Merk at fargeskalaen er logaritmisk slik at temperaturer nært 0 °C kommer tydeligere frem. Det kommer tydelig frem av grafen at snødekket har vært tilnærmet isotermt i flere uker før skredutløsning.

5.4.2 Temperaturprofil 2013/2014

Temperaturmålingen for vinteren 2013/2014 finnes kun frem til 17. mars (se figur 5.40). Det er antatt at et tørt flakskred ødela alle sensorene fra 220 cm og ned til bakken. I forsesongen er det to hendelser som utmerker seg: snødekket blir gjennomgående isotermt både den 26. november og 10. desember. Den 26. november er det omtrent 10 timers forsinkelse fra toppen av snødekket varmes opp til bunnen av snødekket når 0°C. Ved tilsvarende hendelse 10. desember er det omtrent 6 timers forsinkelse. Fra den 10. desember holder snøen i bunn seg rundt 0°C helt til 30. desember.

Heretter forblir hele snøpakken kald frem til 23. februar. Mellom 23. februar og 8. mars fuktes snødekket flere ganger i toppen, uten at bunnen varmes opp til mer enn -1°C. Snødekket blir ikke gjennomgående isotermt igjen før 10. mars. Det tar omtrent 15 timer fra toppen varmes opp til 0°C til bunnen gjør det samme. Dette varer ikke mange dagene før snødekket kjøles ned igjen. Det tar kun et døgn fra toppen varmes opp til hele snøpakken kjøles ned igjen.

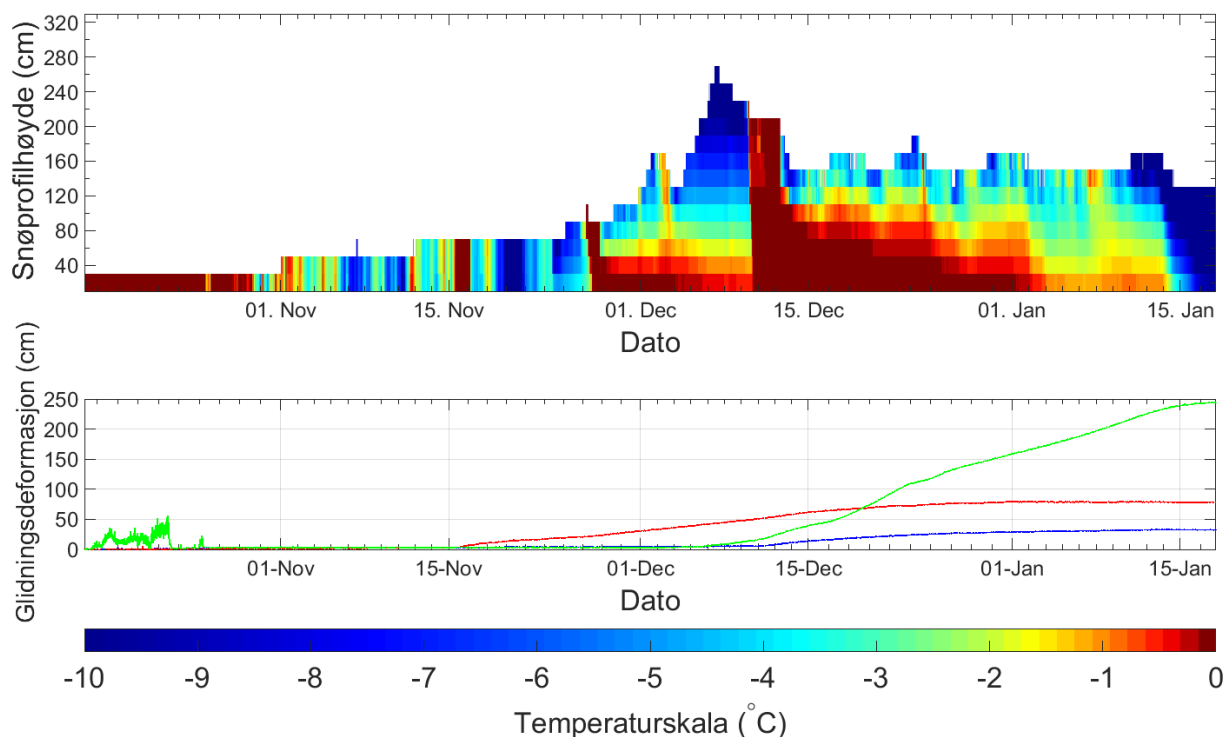


Figur 5.40 - Temperaturprofil i snødekket ved startsonen på Stavbrekka vinteren 2013/2014. Det kommer tydelig frem at snødekket har vært isotermt tidlig på vinteren samt over en kortere periode den 10. mars. Midtvinters har det vært flere oppvarminger av overflaten i snødekket uten at resten av snødekket har nærmet seg 0°C.

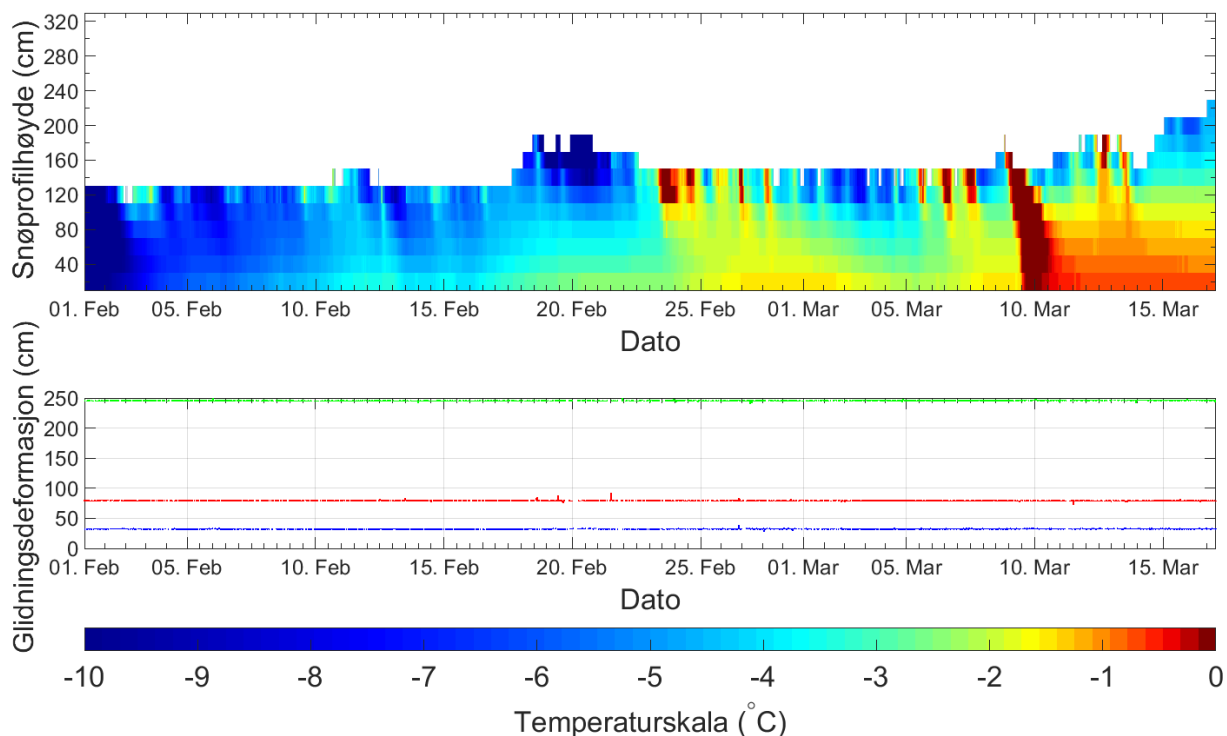
5.4.3 Temperaturprofil sammenlignet med glidning 2013/2014

Tidlig i sesongen registreres det stor deformasjon i snødekket frem til januar 2014 (se figur 5.41 for sammenligning med temperaturprofil). Glidesko 2 viser deformasjoner allerede den 15. november etter at det tynne snødekket er varmet opp til 0 °C. Glidesko 3 viser første tegn på deformasjon den 5. desember. Det kommer frem av temperaturprofilen at snødybden øker rask mellom 4. desember og 7. desember. Glidesko 1 starter sin deformasjon den 11. desember, omtrent 22 timer etter at snødekket varmes opp. Deformasjonen stagnerer etter hvert som temperaturen i snødekket kjøles ned. I enkelte perioder viser glideskoene deformasjon til tross for temperatur kaldere enn 0 °C i bunn av snødekket.

I perioden 17. januar til 17. mars forholder glideskoene seg forholdsvis i ro (se figur 5.42 for sammenligning med temperaturprofil). Utslaget er kun på 1 cm over denne perioden. Det kommer ikke frem noen tydelig reaksjon når snødekket varmes opp i toppen eller blir gjennomgående isotermt den 10. mars. Det finnes ingen temperaturmålinger for sammenligning med deformasjonsmålingene senere enn 17. mars.



Figur 5.41 - Temperaturprofil i snødekket ved startsonen på Stavbrekka vinteren 2013/2014 sammenlignet med glidningsdeformasjon. Glidesko 1 vises som grønn, glidesko 2 som rød og glidesko 3 som blå. Deformasjonsøkning korrelerer med oppvarming av snødekket og økt snødybde. Glidesko 3 skiller seg ut i januar ved å vise betydelig deformasjon til tross for at temperaturen på 20 cm i snødekket ligger rundt -1°C.



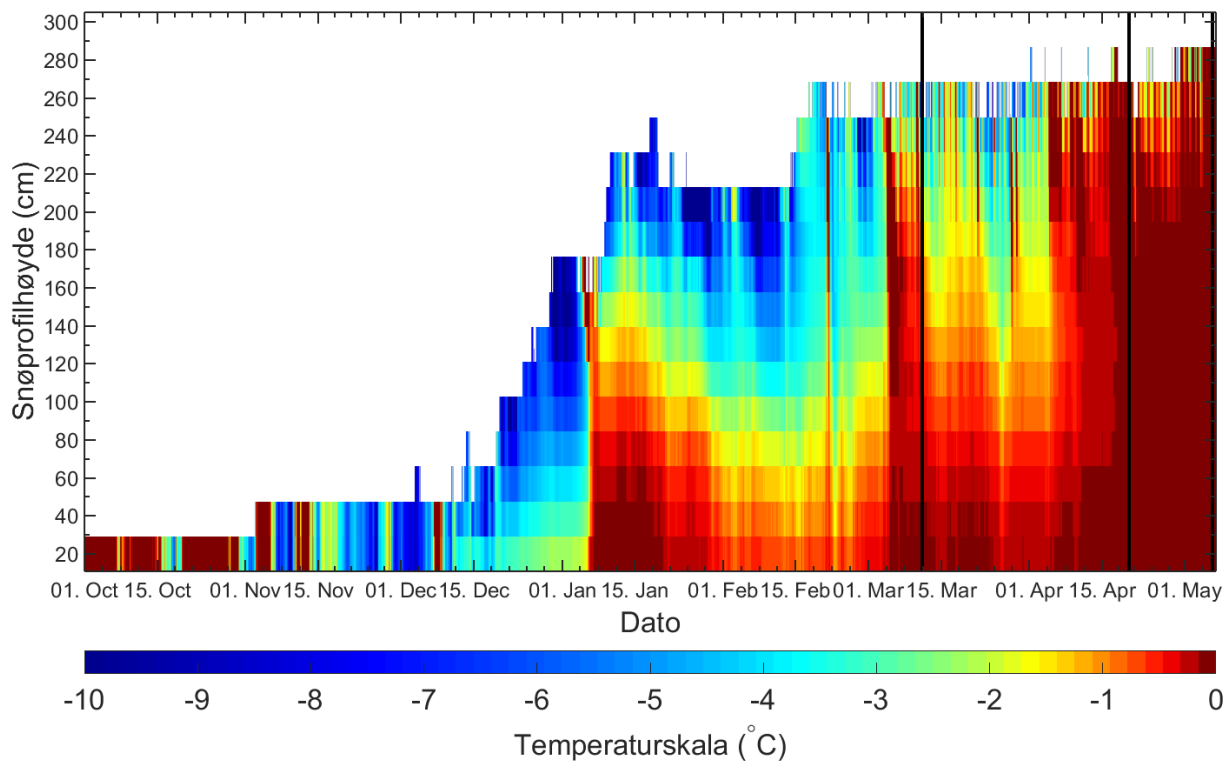
Figur 5.42 - Temperaturprofil i snødekket ved startsonen på Stavbrekka vinteren 2013/2014 sammenlignet med glidningsdeformasjon. Glidesko 1 vises som grønn, glidesko 2 som rød og glidesko 3 som blå. Ingen av målingene viser respons på oppvarmingen den 10. mars.

5.4.4 Temperaturprofil vinteren 2014/2015

I vintersesongen 2014/2015 blir snødekket varmet opp til 0 °C i flere høyder flere ganger gjennom vinteren. Tydeligst ser vi fire perioder med betydelig oppvarming, men med noen mindre hendelser i mellomtiden (se 5.43)

Første oppvarming etter at vinteren har kommet ordentlig i gang er 30. – 31 desember. Etter dette holder bunn av snødekket tilnærmet 0 °C i perioden 1.-11. januar. Selv om topp og bunn av snødekket varmes opp til 0 °C forholder midtre del seg noe kaldere. Senere er det en oppvarming 7. mars med en påfølgende oppvarming av bunn den 8. mars, 17-19 timer senere. Etter den 8. mars holder bunn av snødekket en temperatur nær 0 °C ut sesongen. Den 6. april kommer det en ny oppvarming av snødekket. Etter dette forblir hele snødekket forholdvis varmt ut sesongen.

Selv om bunnlaget er 0 °C flere ganger gjennom vinteren, blir ikke hele snødekket gjennomgående isotermt før den 19. april. Denne situasjonen forblir kun i halvannen dag før øvre del av snødekket kjøles ned. Snødekket fra 180 cm og ned er riktignok isotherm ut sesongen fra 19. april. Temperaturen i øvre del av snødekket svinger i denne perioden mellom 0 og - 2 °C.



Figur 5.43 – Temperaturprofil i snødekket ved startsonen på Stabrekka vinteren 2013/2014. Svarte streker viser tidspunktet for første tegn på glidesprekk 11. mars, skred i vestre flanke 20. april og skred i østre flanke 6. mai. Intervallet mellom målte temperaturer mellom 160 cm og oppover har kortere distanse på grunn av bøyed mast, grafen er derfor mest korrekt for tidsrommet etter at masten ble bøyed (se figur 5.44).



Figur 5.44 - Øverste del SM4-instrumentet har blitt bøyed fra midtre bardunfeste omtrent ved sensoren på 160 cm. Hølningsmåling på masten viste at den var bøyed omtrent 32 grader innover. Dette gir intervall på 17 cm i stedet for 20 cm mellom sensorene fra 160 cm og oppover etter at masten bøyde seg (foto: Martin Venås, 17. mars 2015).

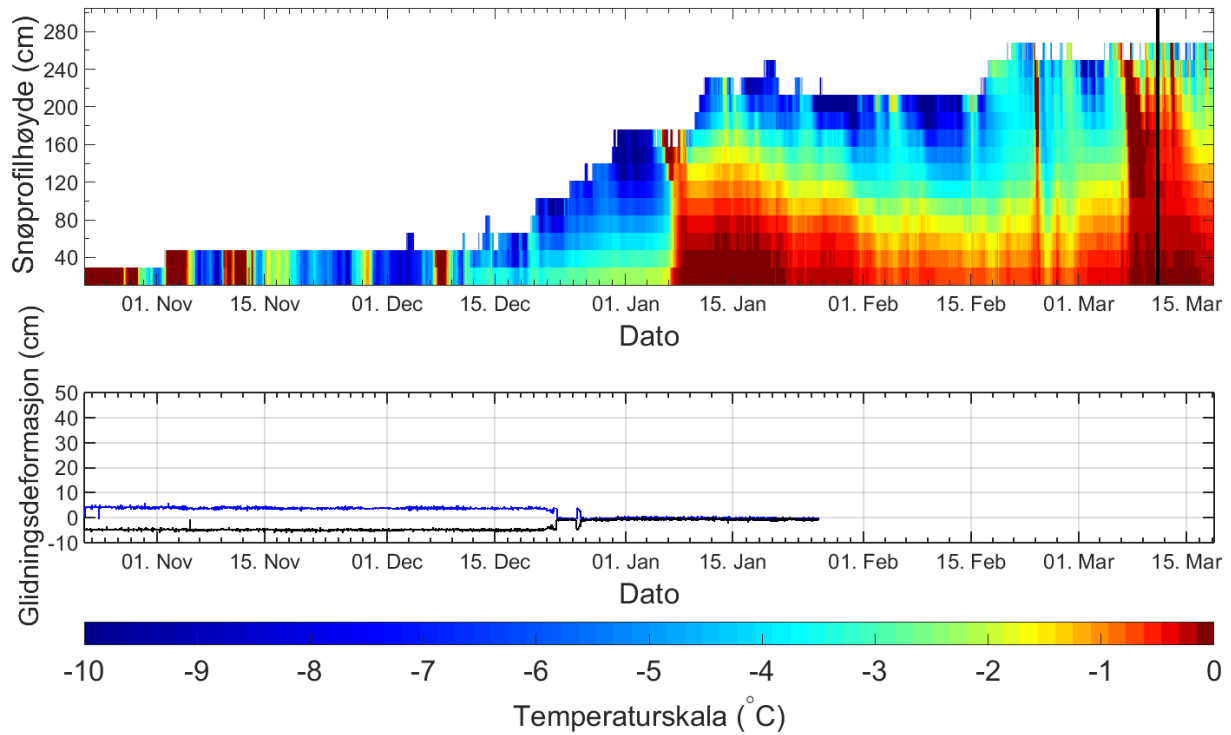
5.4.5 Temperaturprofil sammenlignet med glidning 2014/2015

Tidlig på sesongen finnes det deformasjonsmålinger med glidesko. Glideskoen viser lite eller ingen tegn på glidning i snødekket. På dette tidspunktet er snødekket kaldt (se figur 5.45) uten noen spesielle endringer annet enn pålasting av nysnø den 22. desember.

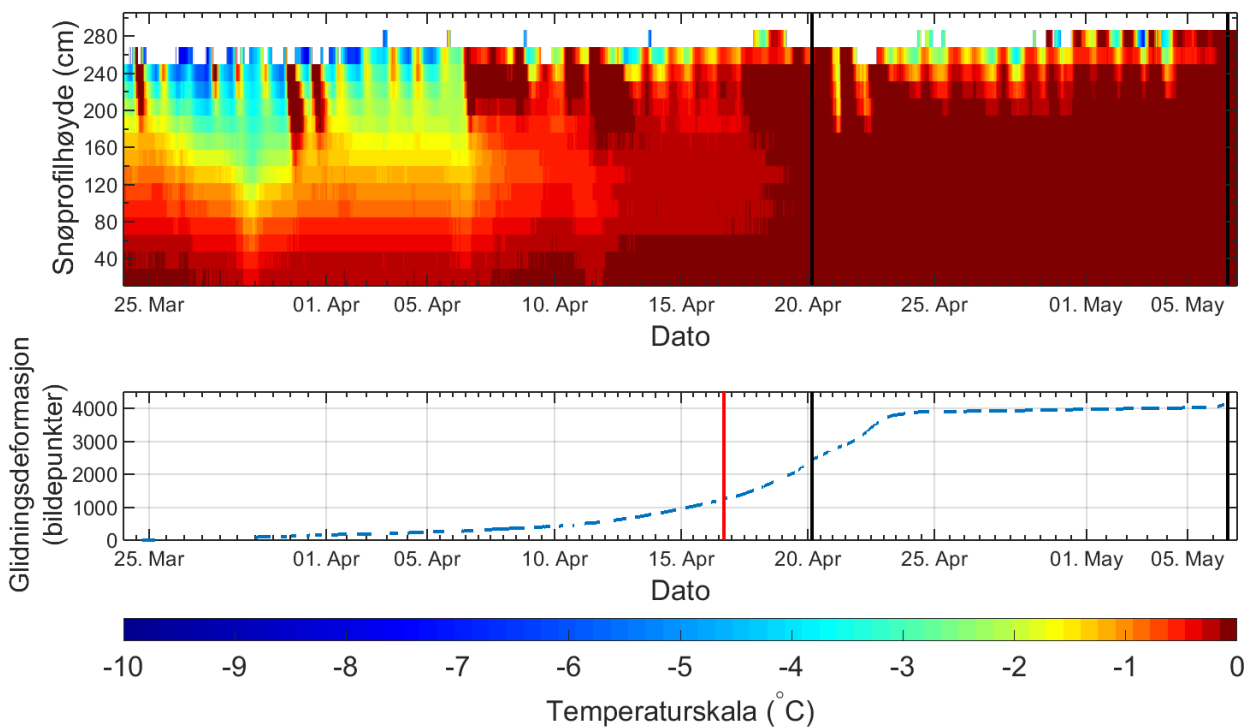
Det finnes ingen deformasjonsmålinger i tidsrommet når glidesprekken oppstår. Derfor er fotoanalyser eneste kilde til informasjon om deformasjonen i snødekket. På grunn av dårlig sikt har det vært vanskelig å bestemme eksakt når glidesprekken dukket opp. Ut fra bilder (se kapittel 5.1) er det sannsynlig at sprekken dannes i tidsrommet 9. – 11. mars. Tiden det tar fra bunn av snødekket når 0 °C den 8. mars til glidesprekken oppstår vil da ligge mellom 21 og 71 timer.

I slutten av mars og starten av april viser målingene fra viltkameraanalysene at det er jevn deformasjon. I denne perioden viser bunn av snødekket en temperatur på omtrent 0,2 °C (se figur 5.46). Snølaget i bunn varmes opp til tilnærmet 0 °C den 6. april etter oppvarming av toppen noen timer tidligere. Målingene viser fortsatt stabil deformasjon, men det er vanskelig å identifisere eller avkrefte mindre bevegelsesendringer. Fra den 11. april, noen timer etter en ny runde med oppvarming av toppen av snødekket, øker deformasjonen jevnt frem til 16. april. Her skjer det på ny en oppvarming av snødekket. Hastigheten forblir relativt jevn frem til 17. april for så å ha økt den 18. april. Fra snødekket blir tilnærmet isotermt den 19. april til vestre flanke utløses går det omtrent 14 timer.

Temperaturforholdene i øverste del av snødekket svinger noe mens glidningsdeformasjonen er som størst. Det kommer to kortere perioder med kaldere snødekke ned til 200 cm over bakken, for så å forbli noe kaldere i en lengre periode fra 22. april. Snødekket fra 180 cm og ned forblir isotermt. Deformasjonshastigheten stagnerer den 23. og 24. april slik at snødekket stopper nesten helt opp. Etter en langvarig periode med små deformasjoner går det skred i østre flanke etter kun 19 timer med fullstendig isotermt snødekket.



Figur 5.45 - Temperaturprofil i snødekket ved startsonen på Stavbrekka vinteren 2014/2015 sammenlignet med glidningsdeformasjon. Glidesko 1 vises som blå mens glidesko 2 som svart. Det kommer tydelig frem at første tegn på glidesprekk kommer 3 døgn etter betydelig oppvarming av snødekket.



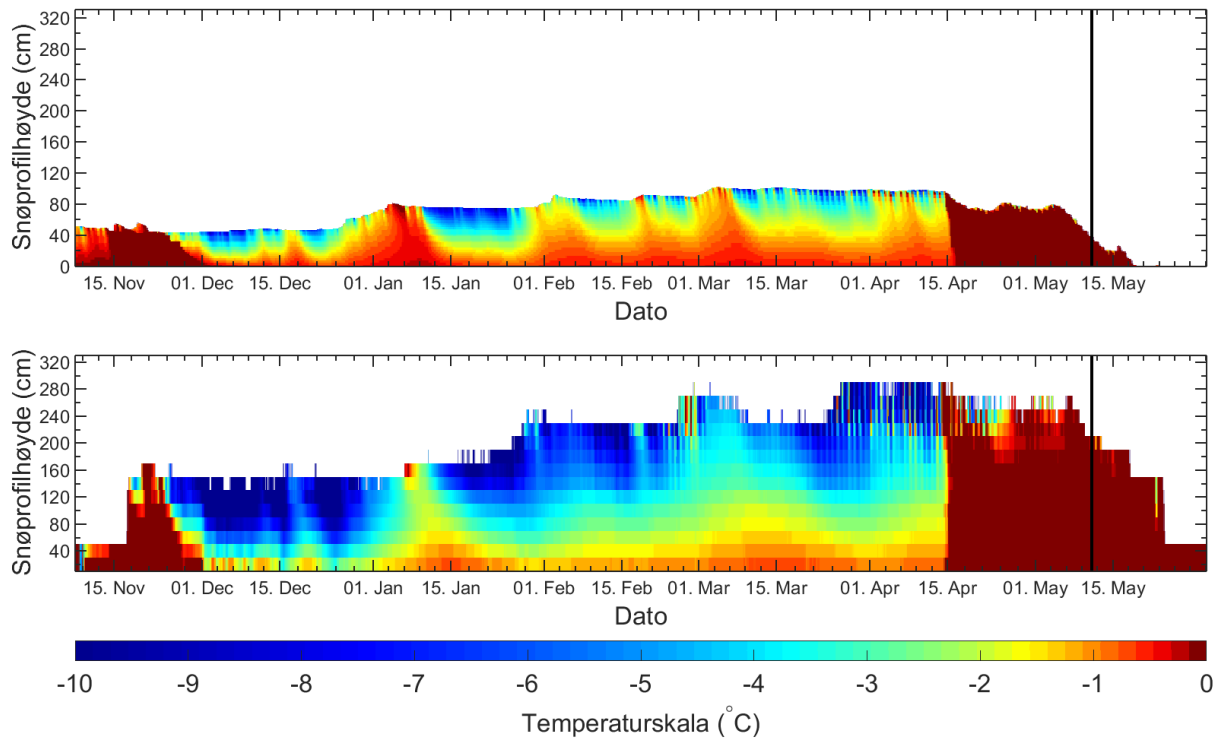
Figur 5.46 - Temperaturprofil i snødekket ved startsonen på Stavbrekka vinteren 2014/2015 sammenlignet med glidningsdeformasjon. Rød strek viser tidspunkt for overgangen fra viltkamera 1 til viltkamera 2 i analysene. Svarte streker viser tidspunktet for skred i vestre flanke (t.v.) og østre flanke (t.h.). Merk at det er gjort kun noen få målinger frem til 28. mars. Grafene viser at deformasjonen tiltar når snødekket varmes opp. Skredhendelse i vestre flanke kommer 14 timer etter at snødekket ble fullstendig isotermt. Skredhendelse i østre flanke kommer 19 timer etter at snødekket ble fullstendig isotermt.

5.5 Simulering av snødekkeutvikling

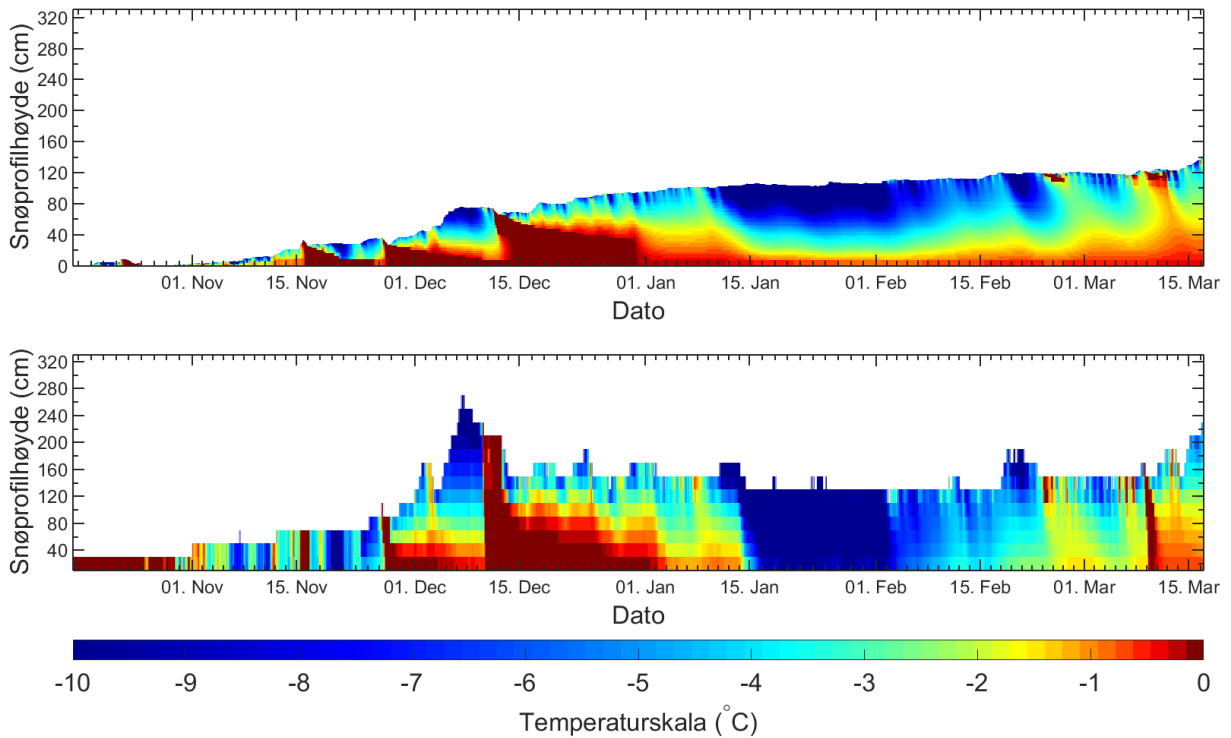
Snømodellen for 2012/2013 modellerer et for lavt snødekke (se figur 5.47). Modellen treffer godt på oppvarmingen av toppen av snødekket gjennom hele vinteren, foruten noen mindre hendelser i slutten av februar. Temperaturfordelingen nedover i snødekket gir et godt bilde av faktiske forhold hvis man ser bort i fra forskjellen i snødekkets mektighet. I figur 5.50 kommer det tydelig frem at den modellert temperaturen 20 cm over bakken er kaldere enn målt temperatur, bortsett fra i den isoterme perioden. Oppvarmingen den 14. april treffer innenfor noen få timer. Tregheten fra toppen varmes opp til hele snødekket er isotermt den 14. april er omtrent 1,5 døgn i snømodellen. Dette er vesentlig tregere enn det målingene fra SM4-instrumentet tilsier, som viser en forsinkelse på 5 timer. Forsinkelsen til modellen kommer tydelig frem i figur 5.50.

Snømodellen for 2013/2014 modellerer også et lavere snødekke enn hva SM4-instrumentet viser (se figur 5.48). Modellen treffer innenfor et døgn på de fleste oppvarmingene gjennom vinteren, mindre hendelser som store. Modellen treffer godt på temperaturfordelingen nedover i snødekket hvis man ser bort ifra snødekkets mektighet. Temperaturprofilen stemmer spesielt godt med SM4-målingen i starten av vinteren. I januar og februar viser modellen konsekvent høyere temperaturer i bunn (se figur 5.51). Oppvarmingen i mars simuleres med noe kaldere temperaturer i snømodellen. Tregheten fra toppen varmes opp til bunnene er tregere en målingene fra SM4-instrumentet. I snømodellen er tregheten på 2-3 døgn mot 6-15 timer målt med SM4-instrumentet.

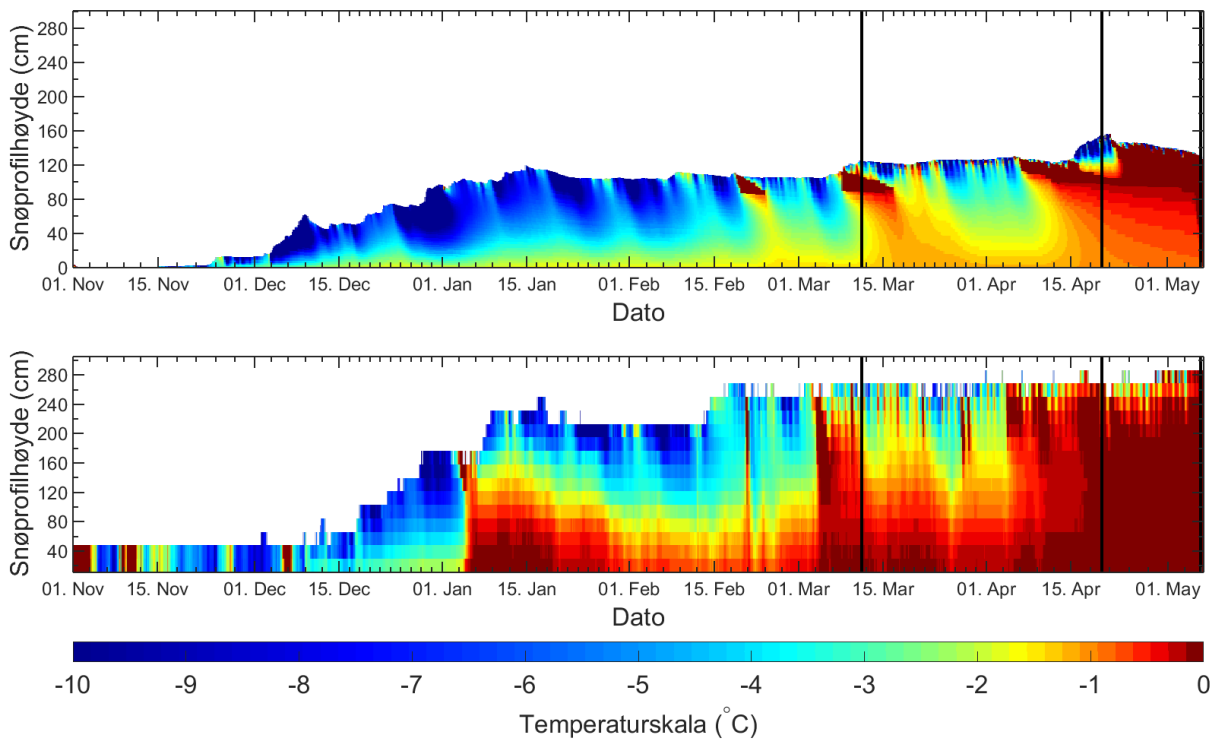
2014/2015 samsvarer oppvarmingen i snømodellen med SM4-instrumentet kun enkelte ganger (se figur 5.49). Presisjonen ligger da innenfor noen timer. Når modellen treffer godt på oppvarmingen modelleres temperaturendringen nedover i snødekket mindre godt. I figur 5.52 kommer det tydelig frem at modellen viser for kalde temperaturer ved 20 cm over bakken, men i denne sammenligningen må det tas høyde for at simulert høyde er lavere en faktisk høyde. I følge modellen varmes aldri bunn av snødekket opp til 0 °C. Der SM4-instrumentet viser en treghet fra oppvarming av toppen til bunn under et døgn, viser modellen en treghet på 6-7 dager, til tross for en vesentlig tynnere modellert snødekke. Mens SM4-instrumentet viser at toppen ofte kjøles ned fort etter oppvarming, kan modellen vise at enkelt lag kan holde seg varmt i lange perioder.



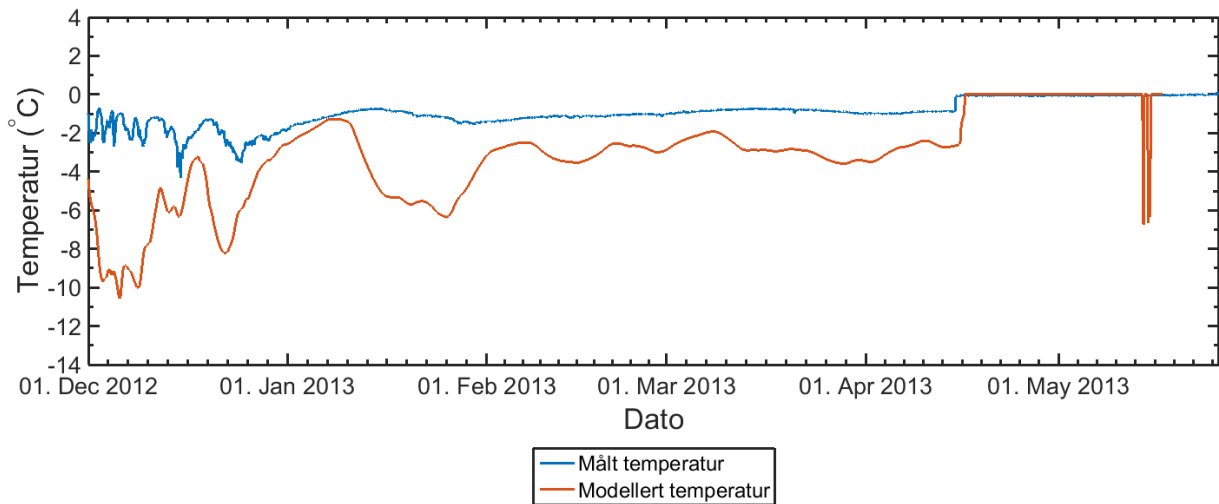
Figur 5.47 - Øverste graf viser modellert temperaturer i snødekket 2012/2013 med CROCUS/SURFEX. Nederste graf viser temperatur i snødekket målt med SM4-instrumentet. Svarte strek indikerer utløsningsdato for begge flankene.



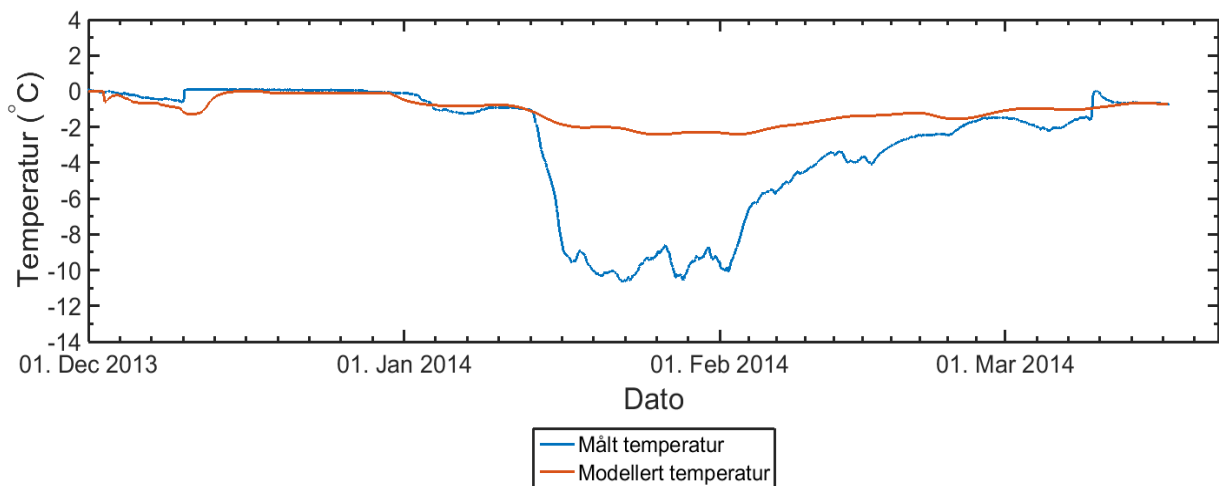
Figur 5.48 - Øverste graf viser modellert temperaturer i snødekket 2013/2014 med CROCUS/SURFEX. Nederste graf viser temperatur i snødekket målt med SM4-instrumentet.



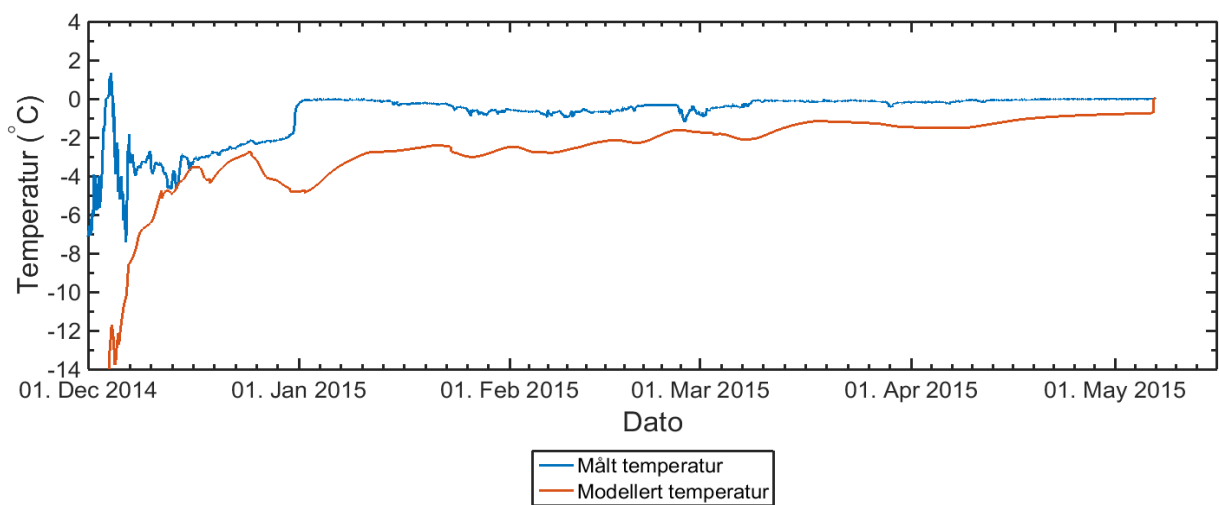
Figur 5.49 - Øverste graf viser modellert temperaturer i snødekket 2014/2015 med CROCUS/SURFEX. Nederste graf viser temperatur i snødekket målt med SM4-instrumentet. Første svarte strek indikerer dato for glidesprekk, 2. svarte strek indikerer tidspunkt for utløsning av vestre flanke, 3. svarte strek indikerer utløsning av østre flanke.



Figur 5.50 - Sammenligning av modellert og målt snøtemperatur 20 cm over bakken vinteren 2012/2013. Det må tas høyde for at inndataen har varierende kvalitet og at snødekket er modellert for tynt.



Figur 5.51 - Sammenligning av modellert og målt snøtemperatur 20 cm over bakken vinteren 2013/2014. Det må tas høyde for at inndataen har varierende kvalitet og at snødekket er modellert for tynt.



Figur 5.52 - Sammenligning av modellert og målt snøtemperatur 20 cm over bakken vinteren 2014/2015. Det må tas høyde for at inndataen har varierende kvalitet og at snødekket er modellert for tynt.

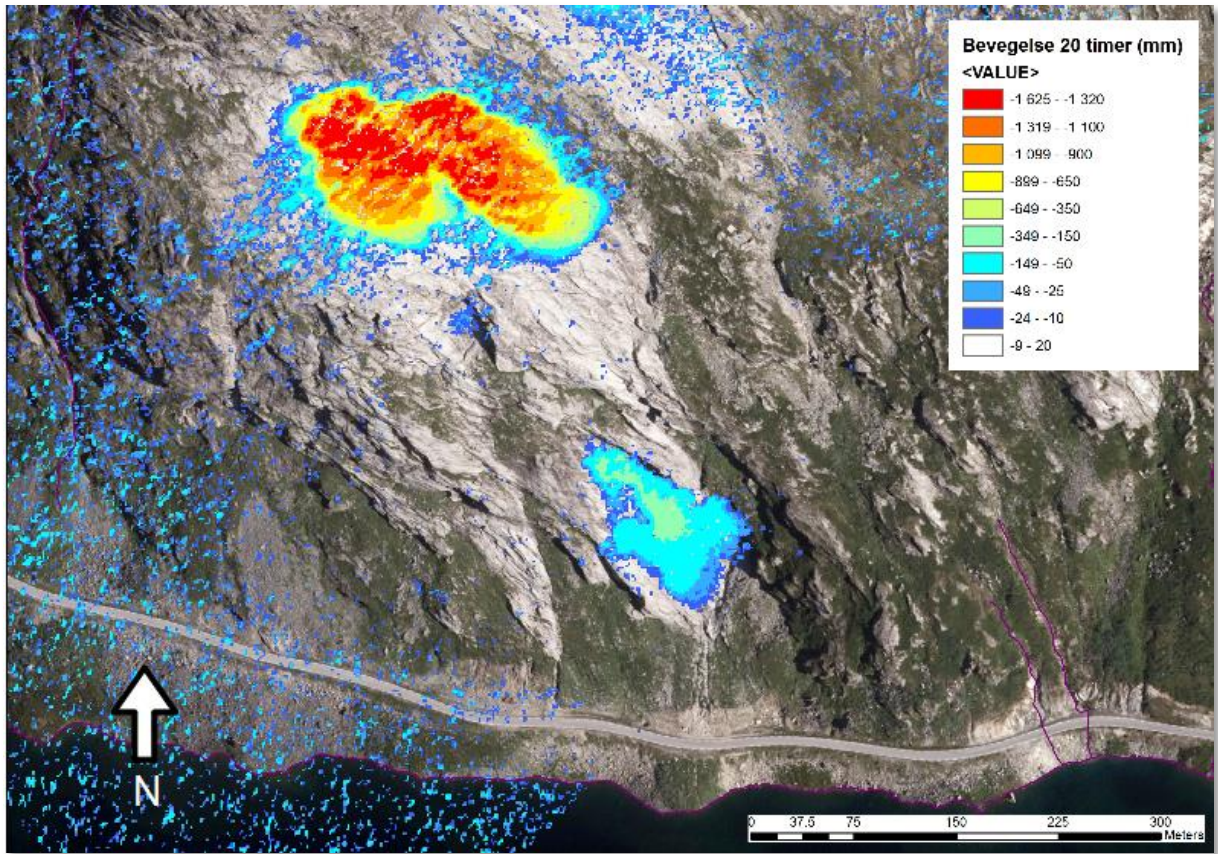
5.6 Bakkebasert radarinterferometri

Fjellskredseksjonen i NVE har gjort en foreløpig analyse av dataene fra forsøket med bakkebasert radarinterferometri. På grunn av store deformasjonshastigheter og utfordringer med fasehopp trengs det mer inngående arbeid for å få bedre resultater.

Fra de foreløpige analysene kommer det frem at i perioden mellom formiddagen den 16. april og ettermiddagen den 18. april har deformasjonslengden vært opptil 4 meter i radarens siktelinje. Dette tilsvarer omtrent 4,4 meter i en 30 graders fjellside. På grunn av hastigheter på over 4,7 m/døgn i siktelinja mellom 18. april til 23. april er den absolutte deformasjonslengden krevende å fastsette i denne perioden. Den nøyaktig deformasjonslengden vil antagelig ikke kunne bestemmes helt nøyaktig selv ikke etter mer inngående analyser.

Fra og med 18. april forekommer det flere perioder med fasehopp. Det kan med sikkerhet sies at det har vært fasehopp hver kveld og natt frem til 23. april. I disse periodene har hastigheten vært høyere enn 4,7 m/døgn i siktelinja til radaren og noe høyere parallelt med fjellsiden. I mellomtiden kan hastigheten vært tilbake til den opprinnelige fasen med lavere hastigheter enn 4,7 m/døgn, eller så har det vært flere fasehopp og høyere hastigheter.

Det er tydelig at deformasjonene i Stabrekkfonn kan skilles i to sammenhengende flanker. Det er målt bevegelser i et areal på 23 000 m³, fordelt omtrent likt i begge flankene. Det forekommer også deformasjoner i et område mellom 1000 og 1100 moh., men med lavere hastigheter og mindre utbredelse enn ved 1200 – 1300 moh. I perioden 16. – 18. april kan det se ut som deformasjonen er størst i øvre og midtre del av flankene, mens den avtar mot sidene og i bunn. *Stauchwallen* på dette tidspunktet ser ut til å ligge rundt 1200 moh. ved fronten til vestflanken og 1220 moh. ved fronten til østflanken.



Figur 4.53 - Deformasjonslengde i flaket etter 20 timer med måling fra 16. 17. april 2015 (Skrede, 2015).

6 Diskusjon

6.1 Mulige feilkilder og betydning for resultatene

6.1.1 Værdata

For å få et bilde av værforholdene på Stavbrekka er det blitt brukt flere værstasjoner i ulik avstand til Stavbrekka. Som antydnet i metodekapittelet kan det forekomme feilkilder i forbindelser med plasseringen. Spesielt gjelder dette for vind og nedbør som er hentet fra Grotli som ligger 15 km øst for Stavbrekka og 18 km øst for vannskillet. Som det kommer frem i avsnitt 3.2, tilsier dette et kaldere og tørrere klima ved målestasjonen sammenlignet med skredområdet. Nedbøren er derfor antagelig ikke helt representativ for Stavbrekka, spesielt ikke når det gjelder mengden. Om tidspunkt for nedbør stemmer, er ikke undersøkt nærmere, men nedbørssyklusen på Grotli tilsier likevel at nedbørsmønsteret henger sammen med vestlandsklimaet også der (Mamen, 2004). Dette underbygges av METs interpolasjon av værdata for Stavbrekkaområdet og av målerseriene på vestsiden av vannskillet. Månedsmiddeltemperaturen er hentet fra SVV sin stasjon i Breidalen, som bare ligger 1 km fra Stavbrekka. Tar man høyde for høydeskaleringsfaktoren, vil temperaturen være 1-2 grader kaldere i startsonen på Stavbrekka enn i Breidalen. Timestemperaturen som er brukt i analysen er hentet fra SM4-instrumentet som står i fjellsiden på Stavbrekka. Denne gir et godt bilde av lufttemperaturen, men det knyttes noe usikkerhet til kalibreringen av sensorene. Usikkerheten ved kalibrering gjelder spesielt for lufttemperatur siden sensorene som stakk opp av snøen ikke kunne kalibreres mot isoterm snø på 0 °C. Kalibrering og nøyaktigheten til SM4-instrumentet er diskutert videre i avsnitt 6.1.4. Solinnstråling er målt i et annet dalføre, ved Fonnbu i Grasdalen, 4 km fra Stavbrekka. Variasjonen i innstrålingsverdier mellom Fonnbu i Grasdalen og Stavbrekka i Breidalen er uviss.

6.1.2 Glidesko

Glideskomålingene er de mest nøyaktige deformasjonsdataene presentert i denne oppgaven. Som det kommer frem i avsnitt 4.2, er støynivået avhengig av kvaliteten på strømkilden. Hvis vi forutsetter at snødekket ikke beveger seg oppover langs svaet, kan negativ deformasjonsendringer gi en pekepinn på signalets nøyaktighet. I oktober 2013 ble det målt en tilsynelatende negativ deformasjonslengde på opptil 12 cm. Både i 2013/2014 og 2014/2015 har det senere i sesongen vært både positive og negative enkeltutslag på opptil 5 cm. Dette tilsier at alle målinger med glidesko i 2014/2015 kan ha vært innenfor støyområdet.

Bakgrunnen for at deformasjonsmålingene med glidesko har feilet før skredet har gått de to forsøksårene er ikke helt avklart. Som presentert i resultatene ble kabelen til den ene glideskoen funne i skredmassene i 2014. Det er rimelig å anta at kabelbruddet har vært årsaken til databruddet i 2014. I 2015 er det derimot større usikkerhet til den bakenforliggende årsaken til at dataserien ble brutt. Feltbefaring avdekket at kabelen også i 2015 hadde fått hard medfart. Men signalet ble brutt i en periode det ikke ble målt glidningsdeformasjon, og dette svekker teorien om at kabelen har blitt ødelagt av strekkrefter. Leverandøren foreslår at en strømtopp som følge av at solcellepanelet blåste ned, kan ha påvirket sensorene. Leverandøren utelukker at det har vært feil på dataloggeren siden det ble testet nye dataloggere i felt med samme resultat. Dataloggeren skal i følge leverandøren også tåle høyere spenning enn sensorene (Gerhardsen, 2015).

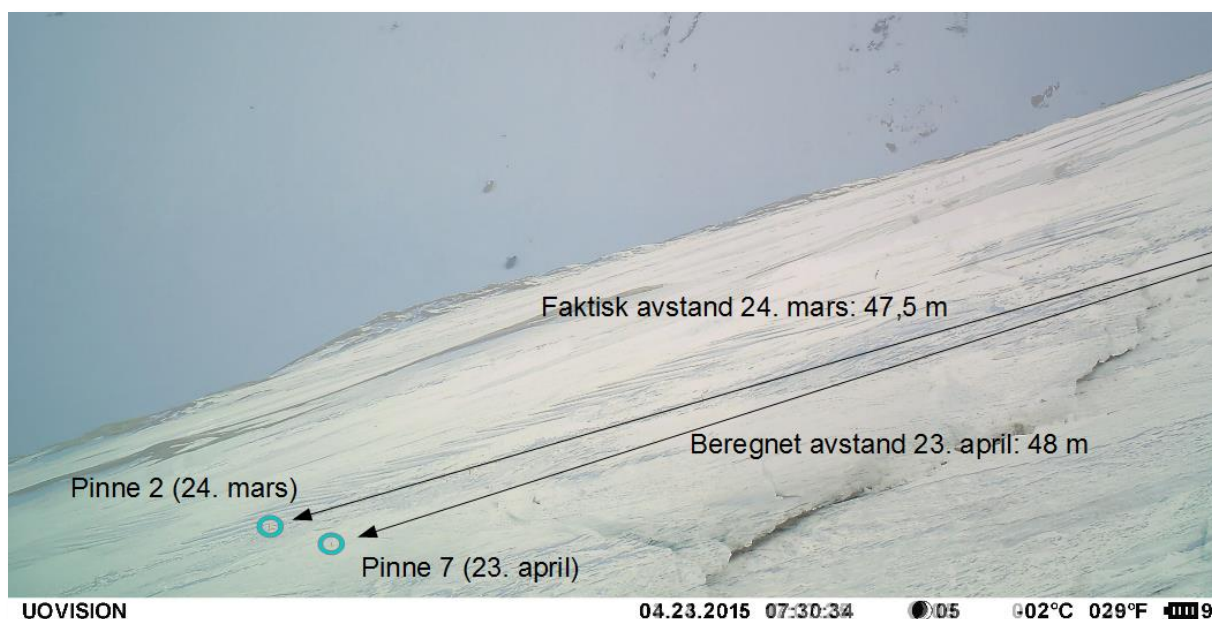
Hvis målingene med glidesko hadde blitt gjennomført gjennom hele vinteren, ville resultatene gitt mer nøyaktige målinger enn hva som ble var mulig å oppnå gjennom fotoanalysene. Blant annet ville glideskomålingene ha fanget opp deformasjon i selve glidesjiktet i bunn av snødekket og ikke bare i overflaten slik som fotoanalysene avdekte. Siden tidsoppløsningen ville vært høyere i glideskodataene, ville dette ha gitt en bedre dokumentasjon av hastighetsvariasjoner under oppsprekking og skredutløsning. Glideskomålinger ville også kunne ha fanget opp små deformasjoner i bunnen av snødekket som ikke gjorde utslag i form av bevegelser i overflaten. Et eksempel på slik bevegelse er glidning langs bunnen som ledet frem til dannelse av glidesprekken opp til overflaten.

6.1.3 Fotoanalyser

Som nevnt tidligere er det antatt at bevegelse i kameraet eller unøyaktig manuell prosessering kan ha ført til feil i deformasjonsmålingene. Det er naturlig å tro at bevegelsene i kameraet hovedsakelig skyldes at vind har dreid kameraet noe, siden kameraene er plassert på en mast halvannen meter over bakken. Resultatene viser en total forflytning på grunn av kamerabevegelser eller feil i manuell prosessering på til sammen 169 bildepunkter i perioden 1. april til 6. mai. Siden enkelte forflytninger kun identifiseres og rettes, har dette ført til en feiltolkning på 119 bildepunkter. Med en skaleringsfaktor på 0,0129 meter/bildepunkt gir dette en total feil i resultatene på omtrent 1,5 meter.

Dette leder over på usikkerheten til skaleringsfaktoren. Skaleringsfaktoren vil ikke stemme for alle posisjoner i bildet siden avstanden mellom pinner og kameraene varierer. Dette bekreftes av resultatene presentert i vedlegg b der deformasjonslengden for pinner med større avstand til kameraet øker raskere enn pinner som stod nærmere kameraene. Beregnet faktisk avstand vil dermed ikke ha samme nøyaktighet ved alle tidspunkt, og metoden gir dermed kun et grovt estimat for hele perioden. En sammenligning mellom pinneposisjoner 24. mars og 24. april, der avstander mellom pinnene er kjent, bekrefter at skaleringsfaktoren gir en nøyaktighet innenfor noen få meter for den totale deformasjonen (se figur 6.1). Det er ellers vanskelig å gi en nøyaktig beskrivelse av pinnenes bevegelsesbane i forhold til pinnenes opprinnelige oppstilte linje. Til tross for usikkerheten tilknyttet skalering, er det likevel grunn til å hevde at kurvene for deformasjonslengde gir en og beskrivelse av bevegelsen med henhold til akselerasjon og oppbremsing uansett skaleringsfaktor.

Deformasjonen målt med fotoanalyser, er i oppgaven relatert til som glidningsdeformasjon av hele snødekket. Dette er nødvendigvis ikke helt riktig, siden snødekket i tillegg til glidning mot underlaget også vil være utsatt for intern krypdeformasjon. For å dokumentere denne effekten, er det gjort undersøkelse av tiltingen til en av pinnene, dette er beskrevet nærmere i vedlegg c. Analysen viser at det kan identifiseres en liten endring i vinkelen på pinnen. Antagelig er denne vinkelen enten et resultat av krypdeformasjon eller endringer i glideflatens helning. Men endringene er små, hvis tilten skulle være forårsaket av krypdeformasjon alene, så vil dette uansett være forholdsmessig veldig liten sammenlignet med glidningsdeformasjon.



Figur 6.1 - Illustrasjon av nøyaktigheten til beregningene av den faktiske avstanden. Pinne 7 ligger omtrent i samme posisjon den 23. april som pinne 2 hadde den 24. mars. Avstanden mellom pinne 2 og 7 den 24. mars var på omtrent 47,5 meter målt med GPS under utplassering av pinnene.

6.1.4 SM4-målinger

SM4-målingen blitt kalibrert opp til 0,5 °C. Disse kalibreringsverdiene er som nevnt i beskrivelsen av forsøket hentet ut fra perioder der det er sannsynlig at snødekket har holdt 0 °C. Tidligere uttesting, som er beskrevet av Ingólfsson og Grímsdóttir (2008) og Ingólfsson et al. (2012), sier lite om nøyaktighet og kalibrering, men i fra produsenten er nøyaktigheten til sensorene oppgitt til å være +/- 0,5 °C. Erfaringer fra praktisk bruk tilsier likevel at sensorene er noe mer nøyaktige (Ingólfsson, 2015). Dette bekreftes også av resultatene fra forsøksårene på Stavbrekka der nøyaktigheten ser ut til å ha vært +/- 0,1 °C. Derfor har snødekket blitt omtalt som isotermt når alle måleverdier har vært høyere enn 0,1 °C. Hvorvidt kalibreringsverdien har endret seg over en sesong, har vært vanskelig å verifisere nøyaktig, men temperatursvingninger i tilsynelatende isotherm snø tyder på at den kan ha endret seg mellom 0,04 - 0,1 °C fra starten til slutten av sesongen.

Usikkerheten i nøyaktigheten til sensorene kan ha påvirket temperaturprofilen. Dersom man fester lit til at den analyserte feilmarginen (+/- 0,1 °C) er bedre enn den produsenten oppgir (+/- 0,5 °C), vurderes dette til god nok til at smelte- og fryseporsessene i snødekket gjennom vinteren kommer tydelig frem. Likevel, ved store feil i øverste og nederste sensor kan beregningene av tregheten i oppvarmingen av snødekket ha blitt påvirket også hvis de erfarte feilmarginene stemmer.

Temperaturforholdene i snødekket ved SM4-instrumentet kan også avvike noe fra snødekket i glidesonen siden instrumentet ligger omtrent 40 meter utenfor glidesonen. Forskjeller i egenskaper og mektighet kan skyldes lokale variasjon i snøfordelingen på grunn av ulik topografi og vind. I tillegg ligger snødekket i glidesonen på sva der dreneringen langs bakken kan være annerledes enn på målepunkt, samt at det nødvendigvis er større deformasjoner i glidesonen. Underlaget rundt SM4-instrumentet består av ur der vannet antagelig dreneres raskere ut av snøen og ned i bakken enn hva som er tilfelle ved den impermeable bergoverflaten på svaet. Tilførselen av vann langs bakken ved SM4-instrumentet blir dermed heller ikke like stor som tilfellet i glidesonen. I glidesonen kan vann

også tilføres raskere til bunn av snødekket ved at nedbør og smeltevann dreneres fra glidesprekker som dannes som følge av bevegelsene. Dette kan også variere internt i glidesonene på grunn av ulik topografi, men det er likevel sannsynlig at bunnen ved glidesonen har raskere respons på smelting og nedbørshendelser enn ved det stabile snødekket rundt SM4-instrumentet.

I beskrivelsen av utført SM4-målinger blir det nevnt at temperaturen 20 cm over bakken blir omtalt som temperaturen ved bunn av snødekket. Hvis det har vært tilfelle av store temperaturgradienter i snødekket, vil en slik omtale av bunntemperatur være misvisende. Uansett er det gjennomgående at temperaturgradienten er minst og tregheten størst med tanke på snøtemperaturen i bunn av snødekket. Det antas derfor at temperaturen ved 20 cm kan gi et tilfredsstillende bilde av forholdene i bunn.

6.1.5 Snømodellering

Snømodellering med CROCUS/SURFEX krever mange værparametere med korttidsintervall. Som det er diskutert i avsnitt 4.5.2, har det måttet gjøres mange antagelse og beregninger for å lage snømodeller for startsonen på Stavbrekka. Det er derfor knyttet stor usikkerhet til inndataene til modelleringen. Det er spesielt tydelig at snødybden som modellen gir avviker fra de faktiske forholdene. Dette har antagelig en naturlig forklaring i og med at nedbørsverdiene er hentet fra Grotli-stasjonen, som antagelig ligger i et noe tørrere klima enn Stavbrekka. Dette er allerede diskutert i kapittel 6.1.1. Usikkerheten om nedbøren kommer som regn eller snø vil i tillegg være avhengig av kvaliteten på beregnet temperatur. For å få en kontinuerlig tidsserie er temperaturen beregnet ut fra flere stasjoner de omtalte stasjonene. Temperaturen er derfor nødvendigvis ikke representative for Stavbrekka. Blant annet vil høydeskaleringsfaktoren være feil på dager med temperaturinversjon. Det vil si dager der kal stillestående luft gir lavere temperaturer nede i dalbunn enn høyere oppe i fjellssidene. Det kan også forventes et noe kaldere klima ved Grotli som ligger lengre øst, slik som redegjort for i avsnitt 6.1.1.

Det kommer tydelig frem fra temperaturen i perioden 27. – 30. desember 2014 og 15. - 21. april 2015 antagelig er betydelig feil inndata til modellen. Inndataen er blant annet beregnet fra Kviteno som er viser konstant - 40 °C i disse periodene. Dette er usannsynlig verdier sett i sammenligning med stasjoner i området. Strålingsverdiene er også målt i et annet dalføre og kan avvike fra forholdene ved Stavbrekka.

Vi ser fra at den tolkede oppvarmingen av snødekket treffer rimelig godt i sesongen i 2012/2013 og 2013/2014. Hvor godt oppvarmingen av snødekket treffer, er svært avhengig av hvor representativ inndataene er. Siden det erkjennes at inputdataene kan være av varierende kvalitet, og at det er forholdene i bunn av snødekket som er mest interessant, er hverken snødybden eller hvor godt temperaturen treffer det mest interessante med snømodellene. Hvor godt temperaturendringer i toppen forplanter seg nedover i snødekket er dermed mer interessant. Dette er avhengig av verdiene til inndataene, men også avhengig av rutinene i den fysiske modellen. Hvor godt modellen predikerer temperaturendringene diskuteres videre i avsnitt 0.

6.2 Egenskaper ved startsonen på Stavbrekka

6.2.1 Deformasjonsprosess høst

Fra resultatene i avsnitt 5.3.1, viser alle tre glideskoene høsten 2013 betydelig deformasjon, men med varierende starttidspunkt og intensitet. Deformasjonen har vært opptil hele 2,5 meter denne høsten. McClung et al. (1994) foreslår at varme som er lagret i bakken kan smelte ned bunnen av snødekket ved første snøfall og tilføre vann til grensesjiktet. I tillegg påpekes det at snødekket typisk vil være tynt med lav tetthet. Dette er egenskaper som gjør at snødekket har lav skjærviskositet og dermed høy deformasjonsrate i form av kryp (McClung og Schaerer, 2006). Temperaturprofilen fra SM4-instrumentet høsten 2013 viser derimot at snødekket har vært kaldt i bunnen lenge før glidning tiltrer. Det ser heller ut til at glidningen tidlig på vinteren har noen klar sammenheng med oppvarming av hele snødekket og/eller pålasting av nysnø.

Målingene høsten 2013 viser stor variasjon i glidningsdeformasjonen i ulike deler av glidesonen. Den øverste glideskoen har høyest grad av glidningsdeformasjon og den nederst har minst. Dette viser at det antagelig var høyere strekkspenninger høyere opp i sonen, noe som også vises senere på vinteren ved at glidesprekken dukker opp der den gjør. Det er ukjent hvordan friksjonsforholdene i glidesjiktet er i de ulike delene av glidesonen. Siden det er kjent at glidningsdeformasjon øker med bratthet opptil 40°, er det ikke unaturlig at de høyeste strekkspenningen forekommer høyt oppe der hvor svæet er brattest (Newesely et al., 2000).

Selv om det er den øverste delen av flanken som har størst glidning, så ser det ut som at det er i den midtre delen glidning opptrer først. Glidesko 2 målte i 2013/2014 deformasjon hele 26 dager før glidesko 1 og 3. Hva dette skyldes er usikkert, men det kan blant annet ha opphav i ujevn snøansamling eller ulike friksjons- og dreneringsforhold langs bunnen av snødekket.

I motsetning til høsten 2013 viser glideskomålingene fra høsten 2014 lite tegn på glidning. Signalet fra glideskoene gjør noen hopp underveis, men viser ingen endring fra oktober til januar. I tidligere forsøk med glidesko beskrevet av McClung et al. (1994) er det foreslått at perioder med ingen deformasjon tidlig på vintersesongen er forårsaket av at grensesjiktet mot bakken er frosset. Dette kan ha vært tilfelle høsten 2014, men dette underbygges ikke av snøtemperaturmålingene. Værdata bekrefter at det var kalde forhold i dagen før første snøfall i starten av november. SM4-målingene viser likevel isoterme forhold flere ganger i løpet høsten og inn i vinteren. SM4-sensoren ligger riktignok utenfor glidesonen, men det er rimelig å anta at registrerte oppvarminger ved sensoren også påvirket snødekket i selve glidesonen. Det ansees derfor som lite sannsynlig at glideskoene kan ha frosset fast høsten 2014. Som det fremkommer av kapittel 5.3 kan det være stor romlig variasjon av glidning i en glidesone (Clarke og McClung, 1999). Glideskoene høsten 2014 ligger vesentlig nærmere randen av glidesonen enn de gjorde året før. Det er mulig at dette området har vært utsatt for liten eller ingen deformasjon, mens andre deler av snødekket har hatt mer deformasjon. I ettertid har det vist seg at glideskoene har ligget i startsonen til skredet 6. mai og derfor antagelig innenfor glidesonen. En tredje mulighet er at utstyret ikke har fungert som det skal. Dette kan muligens også sees i sammenheng med signalbruddet den 26. februar som har vært diskutert i kapittel 6.1.1.

Hvis det ikke er tilfelle at det har vært feil på instrumentet, eller at glideskoene har vært frosset fast eller ligget utenfor glidesonen, viser uansett erfaringer at startsonen på Stavbrekka har stor variasjon i glidning tidlig i sesongen. For gressdekte underlag har Mitterer og Schweizer (2012a) tidligere foreslått at grunnforholdene tidlig på sesongen kan være avgjørende for glideaktiviteten gjennom vinteren. Lackinger (1987), Simenhois og Birkeland (2010) finner også sammenhenger mellom

glidning tidlig og sent på vinteren. Ut fra resultatene fra resultatene i Stavbrekka i 2012/2013 og 2013/2014 er det vanskelig å finne noen slik sammenheng her.

For første halvdel av januar 2014 viser en sammenligning av glidningsdeformasjon og temperaturprofilen at glidning forekommer til tross for at bunnen av snødekket har en temperatur rundt $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. I kapittel 2.4 kommer det frem at nederste laget mot bakken må være $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ for at glidning kan være tilstede. Antagelig skyldes dette at SM4-instrumentet ikke er representativt for glidesko 3 sin posisjon. Glidesko 3 er plassert på 1260 moh. utenfor glidesonen mens glidesko ligger på 1200 moh. i glidesonen. I tillegg ligger nederste sensor 20 cm over bakken. Flere mulige feilkilder er diskutert i kapittel 6.1.4.

6.2.2 Deformasjonsprosess tidlig vår

Målingene fra SM4-instrumentet avdekker en oppvarming av snødekket den 10. mars 2014 som gjør hele snødekket isotermt. Bunnen holder en temperatur tilnærmet $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ i omtrent ett døgn. Oppvarmingen gir ingen utslag på glideskoene i denne perioden. Dette viser at isoterme forhold kan forekomme over kortere tidsrom midtvinters uten at det nødvendigvis oppstår noen glidesprekk eller målbar deformasjon.

Den 29. mars 2014 vises første tegn på vårlig glidning av glidesko 1. Dette er fire dager før glidesprekken kan identifiseres med sikkerhet ut fra webkamerabildene. Dessverre kutter deformasjonsmålingene i glidesko 1 allerede den 1. april. Derfor har deformasjonsforløpet under spenningsutløsningen ved oppsprekningen antagelig ikke blitt målt. Det kan likevel være tilfelle at glidesprekken har vært under utvikling tidligere uten at det har vært mulig å identifisere den i webkamerabildene. I så tilfelle er det vanskelig å identifisere en spenningsutløsning basert på deformasjonsmålingen i glidesko 1. Det som likevel kan fastslås, er at glidesko 2 og 3 lengre nede i flaket ikke målte noen deformasjon i denne perioden. Glidesko 2 identifiserer ikke deformasjon før den 7. april. Dette er da tidligst seks døgn etter at glidesprekken har oppstått. Dette antyder at glidningsdeformasjonen opptrer først i øverste halvdel av flaket i det bratteste området, hvis glidesko 2 og 3 er representativt for snødekket rundt glideskoene. I så fall vil stauchwallen til det glidende snødekket i begynnelsen seg over glidesko 2 sin posisjon tidlig i deformasjonsforløpet på sen vinteren.

Deformasjonsforløpet målt glidesko 2 fra 7. til 10. april er gjenkjennelig fra tidligere studier. Blant annet beskriver Stemberis og Rubin (2011) det samme forløpet med begynnende sakte, kontinuerlig deformasjon som går over i en rykkvis bevegelse når deformasjonsraten øker. Der Gand og Zupančič (1966) identifiserte også kontinuerlige bevegelser som gikk over i rykkvis deformasjon. Denne småskalavariasjonen i glidningsdeformasjon er lett å identifisere i et nøyaktig måleinstrument som en glidesko. Derimot er denne rykkvise bevegelsen langt vanskeligere å kjenne igjen med grovere hastighetsmålinger som for eksempel fotoanalysene.

Det finnes ikke snøtemperaturmålinger for perioden da glidesprekken oppsto i 2014. Derimot viser værdedataene en mildværsperiode med nedbør som antagelig var i form av regn både 29. - 30. mars og 6. - 7. april. Perioden i mellomtiden var kjøligere. Det er derfor ikke usannsynlig at glidningsdeformasjonen stagnerte mellom oppsprekningen rundt den 2. april og deformasjonene målt den 7. april.

I 2015 blir glidesprekken synlig i webkameraet den 11. mars. Fra SM4-målingen vet vi at oppsprekningen sammenfaller med en oppvarming av snødekket. Fra værdedataene ser vi at denne oppvarming antagelig skyldes en mildværsperiode med mye nedbør, som etter temperaturen på Stavbrekka å dømme antagelig kom som regn. I denne perioden finnes det ikke målinger av deformasjonsforløpet. Analyseres webkamerabildene kan det antas at deformasjonen fra

glidesprekken oppstår rundt 11. mars til 24. mars er liten sammenlignet med senere på året. I denne perioden har den totale bevegelsen antagelig ikke vært på mer enn noen få meter.

I både 2014 og 2015 kan glideskredene betegnes som såkalt forsinkede glideskred. Det vil si at det oppstår en glidesprekk før skredet utløses. Stavbrekkas karakter med lang forsinkelsestid mellom glidesprekk og skred. Resultatene viser at denne forsinkelsestiden har vært mellom 3-8 uker i forsøksårene. Dette skiller seg fra hovedvekten i tidligere funn. Blant annet konkluderer Feick et al. (2012) at 80 - 90 % av glideskred går innen 3 døgn. Disse funnene antyder at flanker med glidesprekker som har ligget i mere enn 3 døgn mest sannsynlig ikke vil utløses. Hvorfor snødekket i startsonen på Stavbrekka blir liggende så lenge, og likevel blir utløst er vanskelig å svare på. De fleste glideskred utløses i konvekt terreng med bratthet mellom 30 - 40° (der Gand og Zupančič, 1966; Leitinger et al., 2008; Newesely et al., 2000). Til sammenligning er terrengegenskapene ved Stavbrekka kjennetegnet med konkav form og en lavere bratthet på 25 - 30°. Det finnes for få resultater fra lignende terreng til at denne forskjellen i forsinkelse i Stavbrekka med sikkerhet kan tilskrives terrengforskjellen. Det er imidlertid ikke usannsynlig at dette kan spille en stor rolle. Utløsningsårsaker og –tidspunkt blir diskutert videre i avsnitt 6.2.3.

6.2.3 Deformasjonsprosess før skredhendelser

Deformasjonsmålinger i forbindelse med skredaktiviteten finnes kun fra fotoanalysene som ble utført i 2015. Så lenge som det finnes data til fotoanalyser, har snødekket kontinuerlig og målbar glidningsdeformasjon frem til både øst- og vestflanken løses ut. Det kan dokumenteres at snødekket har vært i kontinuerlig bevegelse i nesten fire uker fra viltkameraene ble montert opp til første skred ble utløst. Det skal heller ikke utelukkes at snødekket har vært i kontinuerlig bevegelse helt fra glidesprekken oppsto.

Etter at glidesprekken oppstår varmes snødekket opp og kjøles ned flere ganger. Snødekket blir likevel gradvis varmere frem mot skreddatoene. Antagelig skyldes snødekkets oppvarming som tilføres gjennom høyere lufttemperaturer og nedbør i form av regn. Dersom vi undersøker solinnstrålingen fra Fonnbu i perioden 25. april til 5. mai, kommer det frem at dagene har relativt høye innstrålingsverdier, foruten den 4. mai. Siden Stavbrekka ligger sør-sørøstvendt, vil dette kunne føre til snøsmelting og vanntilførsel selv om lufttemperaturen er under 0 °C. Hvorvidt snøsmelting forekommer er avhengig av mange faktorer, som vind, refleksjonskoeffisienten (albedo) for innstråling til snøoverflaten og hvor mye mørkt fjell som er eksponert for soloppvarming. Dersom man sammenligner solinnstrålingen med glidningsdeformasjonen, kommer det frem at glidningsdeformasjonen har avtatt den 5. mai til tross for økende lufttemperaturer og noe nedbør. Det er derfor mulig at den lille glidningsdeformasjonen som finnes i perioden 24. – 5. mai fremmes av høye solinnstrålingsverdier, og at responsen 5. mai kommer av mindre solinnstråling den 4. mai. På grunn av mye usikkerhet tilknyttet betydningen av høye innstrålingsverdiene er det vanskelig å fastslå en slik årsakssammenheng. Det som uansett kan antas er at høy innstråling antagelig ikke har like stor betydning som varme lufttemperaturer sammen med vind og nedbør i form av regn.

I 2015 holder temperaturen i bunnen seg stabil og svært nærme 0 °C etter at glidesprekken oppstår. Det virker likevel som at det må en kraftigere oppvarming til, utover det som skal til for å gjøre snødekket relativt mildt, for å øke hastigheten på snødekket. En markert akselerasjon den 11. april da oppvarmingen har gjort snødekket nesten helt isotermt. Periodene med akselerasjonen sammenfaller med andre ord godt med økte temperaturer i snødekket, og det er rimelig å tro at det er denne oppvarmingen som intensiverer glidningsdeformasjonen.

Både for skredet i 2013 og begge skredene i 2015 var snødekket ved SM4-instrumentet helt isotermt. Fra tidligere forskning er det kjent at glideskred kan gå selv om øvre del av snødekket er kaldt. Det er likevel ikke en regel at snødekket må være fullstendig isotermt i hele profilet (Clarke og McClung, 1999). Derimot vil dreneringsprosessen i et isotermt snødekke gå raskere, siden det ikke vil foregå noen fryseprosesser når vannet perkolerer gjennom et varmt snødekke, slik det vil gjøre når deler av profilet er kaldt (Marsh og Woo, 1984). Snødekkets respons på oppvarming eller regn vil derfor antagelig være raskere i et isotermt snødekke. Dette kan muligens ha vært tilfelle i timene før østre flanke utløses den 6. mai, da tiden mellom relativ lav deformasjon til høy deformasjon var svært kort, slik som vist i figur 5.33 i avsnitt 5.3.3.

Deformasjonsanalysen fra viltkameraet viser at østflanken holder en høy hastighet mens vestre flanke utløses, antagelig rundt 4,8 m/døgn. Likevel er det den høye deformasjonsraten åpenbart ikke tilstrekkelig for at østre flanke også skal utløses. Østre flanke tåler altså en opprettholdelse av den høye hastigheten i flere døgn uten at dette utløser noe skred her. Over to uker senere løses østre flanke ut under vesentlig lavere hastigheter forut for skredet enn det som fant sted i perioden 18. – 22. april. Det kan være mange og kompliserte grunner til at vestre flanke løste ut mens østre ble liggende i glidesonen. Tidligere funn peker på to faktorer som påvirker et glideende snødekket til ikke å skli ut som et skred. Disse er friksjonen i glidesjiktet og styrken til snødekket som ligger i ro (*stauchwallen*) (Bartelt et al., 2012a). Med andre ord snakkes det her om de drivende og stabiliserende kreftene. De drivende kreftene vil hovedsakelig være avhengig av friksjonen i glidesjiktet, som igjen er avhengig av bratthet, svaets ruhet og vannforhold. Det ene høydeprofilet fra vestflanken er noe brattere enn høydeprofilet fra østflanken. Hadde denne bratthetsforskjellen hatt mye å si, ville dette trolig gitt seg utslag i at vestflanken ble løst ut først *hvert* år. Skredhistorikken viser imidlertid at dette kan variere fra år til år. Det samme vil antagelig gjelde for svaets ruhet. Vannforholdene vil mer naturlig kunne variere fra år til år, men det er vanskelig å si noe om at vannforholdene i vestflanken har skilt seg fra østflanken. Radarmålingene dokumenterer for øvrig ingen tydelig hastighetsforskjell mellom østre og vestre flanke 2 døgn før vestre flanke utløses ut den 20. april 2015.

Fasiten må ikke nødvendigvis ligge i de drivende kreftene. Bartelt et al. (2012a) foreslår at det er lite sannsynlig at områder med lav friksjon i glidesonen klarer å holde igjen for et glideskred ved økende spenninger. Det er derfor sannsynlig at det er *stauchwallens* styrke som er avgjørende for skredtidspunktet. Hvilke forhold som får en *stauchwall* til å gå i brudd råder det stor usikkerhet til. Bartelt et al. (2012a) foreslår at det er lengden og materialegenskapene til *stauchwallen* som er mest avgjørende for styrken. Av materialegenskapene er det antatt at viskositeten i *stauchwallen* er den mest kritiske parameteren for brudd. Snøens viskositet øker med høyere tetthet og minker med økende temperaturer. Samsillet mellom disse og forholdene i østre og vestre *stauchwall* vil være vanskelig å si noe eksakt om. Fra radarmålingene i 2015 kunne det blitt gjort analyser av lengden til *stauchwallen* i dagene før skredet i vestre flanke, men dette er ikke blitt gjort. Bartelt et al. (2012a) foreslår for øvrig også at høyden til *stauchwallen* er invariant, men utelukker ikke at folding av snødekket ved at det løftes opp over *stauchwallen* kan ha en medvirkende årsak. På bildene fra Stavbrekka både i 2014 og 2015, er det godt synlig at snødekket har stor kompresjon i fronten av flaket foran *stauchwallen*, både i østre og vestre flanke.

Den 6. mai 2015 utløses østre flanke antagelig under lavere deformasjonsrate enn det flaket har hatt tidligere i april. Akselerasjonen er derimot svært hurtig sammenlignet med tidligere på året. Dette underbygger Clarke og McClung (1999) sine antagelser om at det ikke finnes noen eksakte grenseverdier for hastigheter som skal til, men heller at utløsningstidspunktet korrelerer godt med akselerasjonen. Selv om det er rimelig å tro at de drivende kreftene også har vært lavere når

hastigheten har vært lav, er det vanskelig å si hvilke forhold ved de stabiliserende kreftene og *stauchwallen* som kan ha vært mest avgjørende for utløsningen av østre flanke den 6. mai.

6.3 Varsling av glideskredet på Stavbrekka

6.3.1 Overvåking av glidningsdeformasjon

Tidspunkt for utløsning av glideskred har vist seg å være vanskelig å forutsi til tross for at de ofte opptrer i samme skredbane og tidsperiode hvert år. Som det i denne oppgaven har pekt på tidligere, har det ikke blitt funnet noen klar sammenheng mellom egenskapene til glidningsdeformasjonen og tidspunkt for skred. Fra tidligere er det likevel kjent at hurtig akselerasjon ofte forekommer i forkant av utløsning (Mitterer og Schweizer, 2012; Simenhois og Birkeland, 2010). I denne oppgaven kommer det imidlertid tydelig frem fra viltkameraanalysene at snødekket på Stavbrekka har flere hurtige akselerasjoner uten at det resulterer i glideskred. Deformasjonene i østflanken 2015 viste at opptakten til skred på Stavbrekka kan være lang, og at deformasjonene kan avta etter svært høye hastigheter uten at det går noe skred. Det kan derfor konkluderes med at hurtig akselerasjon alene ikke kan fungere som en indikator på at skred er nært forestående. Derimot kan man snu det hele på hodet, og stille spørsmålet om sannsynligheten for skred er lav når det foregår liten glidningsdeformasjon. Erfaringen fra vinteren 2013/2014 og 2014/2015 tilsier at skred forekommer etter betydelig tilbakelagt glidningsavstand og under høy deformasjonshastighet, men skredet den 6. mai 2015 viste imidlertid at tiden fra fullstendig stillstand via raske akselerasjon til plutselig skred kan dreie seg om noen få timer (se figur 5.35, figur 5.37 og tabell 6.1).

Tabell 6.1 - oversikt over antatt hastighet og deformasjonslengde under ulike hendelser. Hastigheten er midlet over to timer. Hastighetene fra skredhendelsene er antatt fra fotoanalysen og har begrenset nøyaktighet.

Hendelse	Dato	Total deformasjon	Gj.snittshastighet i østre flanke	Sammenhengende periode med akselerasjon før hendelse
Glidesprekk	Oppdaget den 2. april 2014	0,2 m	0,1 m/døgn, (1. april før signalbrudd)	4 - 5 døgn
Skredutløsning vestre flanke	20. april 2015	31 m	4,9 m/døgn (under skred)	9 døgn
Skredutløsning østre flanke	6. mai 2015	53 m	4,8 m/døgn, (2 timer før skred)	7 - 15 timer

Dessverre har brudd i dataseriene begrenset resultatene fra forsøkene med glidesko på Stavbrekka. Analyser nært utløsningstidspunktet har ikke vært mulig å få til. Hvis glideskoene hadde fungert, kunne hurtig akselerasjon i snødekket vært et varseltegn for mulig glideskred, slik som antydning ovenfor. De to forsøksårene med glidesko har vist at det er komplisert å få til deformasjonsmålinger på denne måten. Krefter både i og over snødekket har ødelagt utstyret. Dersom man tar hensyn til både påliteligheten til utstyret og usikkerheten til hvilken nytteverdien de har i varslingssammenheng, er glidesko antagelig et for kostbart alternativ. Derimot ville flere forsøk med glidesko være nyttig for å forstå mer av egenskapene til skredene på Stavbrekka og dermed gi verdifull informasjon til forskningsformål.

Til tross for relativt lave forventninger til hva som kunne komme ut av forsøket med viltkamera ved glidesonen, har denne metoden vist seg å være et billig og nyttig verktøy for å få oversikt over glidningsdeformasjon. Hvis plasseringen er god, slik som i 2015, er det lett å se forandringer i snødekket i bildeserier. Blant annet kunne stagnasjonen den 24. april og akselerasjonen natt til 6. mai 2015 enkelt identifiseres ved manuell gjennomgang av få bilder i en serie. På grunn av den korte avstanden til glidesonen, har viltkameraene gitt forholdsvis gode resultater også i dårlig sikt. Men metoden fungerer dårlig i mørket og i sterke lysforhold. En mer nøyaktig fremstilling av deformasjonsraten gjennom fotoanalyser, krever mer prosessering og vil antagelig ta for lang tid til bruk for varslingsformål. Metoden var likevel ikke alt for avansert og kan muligens effektiviseres i fremtiden.

SLR-kamera og webkamera er også relativt billige metoder for å overvåke fjellsiden. Bildene fra kameraene gir god oversikt over fjellsiden. Ulempen med den store avstanden er at det er vanskeligere å se endringer i glidningsdeformasjon i dissen enn i viltkameraene. Mer nøyaktig kvantifisering av deformasjonshastigheten gjennom øvrige fotoanalyser har vist seg å være vanskelig siden dårlig sikt og snøfall begrenser muligheten til å følge glidesprekkutviklingen fra kamera med stor avstand. I tillegg er det mye støy i fjellsiden i form av mørke fjellpartier som ikke inngår i glidesprekken og dermed ikke beskriver utvidelsen av glidesprekken. Siden glidningsdeformasjon antas å korrelere godt med mildvær, og dermed også atmosfærisk lavtrykk, vil det ofte være dårlig sikt og fotolys når hastigheten er størst. I tillegg ligger det en begrensning i oppløsningen til webkameraet. SLR-kameraene har vist seg også å ikke være så robuste og utsatt for fokusproblemer og endring av zoom. I tillegg var SLR-kameraene i dette forsøket oppsatt med begrenset sanntidskommunikasjon sammenlignet med webkameraene. Disse kameraene ville hatt en langt bedre nytteverdi dersom oppsettet ble gjort mer robust og kommunikasjonen tilsvarende som webkameraene. Oppsummert vil det si at webkameraer langs Rv. 15 er et enkelt og godt supplement til viltkameraene for å få oversikt over hele fjellsiden og som kan avdekke glidesprekkdannelse og det store bildet av deformasjonsendringer.

6.3.2 Overvåkning av temperaturprofil

De vanligste årsakene til glideskred, nemlig regn og snøsmelting ved overflaten, kan predikeres med en akseptabel sannsynlighet. Derimot er forståelsen av hvordan vannet trenger gjennom snødekket og fordeler seg langs bakken mer begrenset. Dette gjør det vanskelig å bestemme tidsforsinkelsen mellom værhendelsene (årsaken), glidning (utviklingen) og til slutt glideskredet (den endelige konsekvensen). De tre forsøksårene med SM4-instrument på Stavbrekka viser at forsinkelsen fra toppen av snødekket begynner å varmes opp til oppvarmingen når helt til bunn, ligger i intervallet 5 og 41 timer. Det vil naturligvis være variasjon i forsinkelsen på grunn av ulike nedbørmengder og intensitet av oppvarmingen. Forsinkelsen fra oppvarming i snøoverflaten til fuktige forhold i bunnen, kan med andre ord være kort. Man må derfor ta høyde for rask respons i snødekket når oppvarming skjer i overflaten og forholdene ellers ligger til rette for rask smelting nedover i snødekket.

Mye tyder på at i prosessen som gir et isotermt snødekke øker glidningsdeformasjon, og dersom denne prosessen vedvarer over flere dager, kan glideskred være nært forestående. Det kan likevel virke som, at til tross for at snødekket er tilnærmet isotermt en lengre periode, så kan innslag av perioder med kjøligere lufttemperaturer etterpå stoppe opp tilførselen av vann til glidesjiktet og glidningsdeformasjonen avtar. Siden snøtemperaturprofilen i en slik periode kan være tilnærmet isotermt, slik som vi ser i slutten av april og i mai både i 2013 og 2015, er utfordringen å identifisere hvordan vanninnholdet i snødekket varierer med lufttemperaturer når dette ikke synes godt i

snøtemperaturprofilen. I slike periode vil det i fremtiden være viktig å være observant på forhold som skaper ny vanntilførsel, som regn, solinnstråling og økt lufttemperaturer kombinert med vind.

Et SM4-instrument eller tilsvarende som kan overvåke temperaturforholdene i snødekket i sanntid, vil kunne hjelpe til med å avdekke temperaturresponsen i snødekket og dermed si noe om forventninger til glidningsdeformasjon. Dette forutsetter at instrumentet er representativt plassert. Likevel viser resultatene at selv om man kan forvente endringer på grunn av økende snøtemperaturer, så kan det ta flere dager med stor forflytning før det blir skredaktivitet. Resultatene i denne oppgaven viser også at forholdene kan stabilisere seg selv etter perioder med svært høy deformasjon. Når temperaturprofilen i snødekket forholder seg isotermt i lengre perioder bør værforholdene tas i betraktning for å forstå vanntilførselen i snødekket. Bruk av værdata til varsling av glideskred er diskutert nærmere i avsnitt 6.3.3.

6.3.3 Vær

Det er allerede nevnt at det er spesielt nyttig å overvåke værdata etter at snødekket har blitt isotermt. Dette fordi ytterligere vanntilførsel ikke er mulig å lese ut av temperaturforholdene i snødekket ved isoterme forhold. Derfor er det spesielt viktig å være observant på endringer i været som tilsier økt vanntilførsel. Dette bekreftes av resultatene fra mai 2015, da det er åpenbart at deformasjonen og skredet i østflanken responderer raskt på en brå økning i lufttemperaturen etter at flaket først har stagnert i flere dager, slik som det kommer frem av figur 5.35. Responsen er raskere enn hva som er identifisert tidligere på året, antagelig kan dette skyldes at vandreneringen går raskere når snødekket allerede er isotermt (Marsh og Woo, 1984). Undersøkes derimot korrelasjonen mellom været og skredet 11. mai 2012, har det vært døgnmiddeltemperaturer over 0 °C og nedbør antagelig i form av regn i hele fire dager før skredet utløses. Vindforholdene har ikke blitt undersøkt, men kan ha spilt en rolle siden vind kan øke effekten av snøsmelting ved lufttemperaturer over 0 °C. Tidligere forskning har antydnet at å predikere glideskred fra meteorologiske parameter som lufttemperatur og regn er vanskelig (Simenhois og Birkeland, 2010).

En annen innfallsvinkel er om glideskred generelt kan utelukkes dersom værforholdene er kalde. Dette vil si at såkalt kalde hendelser, der lufttemperaturen er under 0 °C, må utelukkes. De fleste episodene med økt glidning i forsøksårene på Stavbrekka kan settes i sammenheng med høye temperaturer eller nedbør. Skredene i forsøksårene kan også regnes som varme hendelser. Likevel er det registrert høye deformasjonshastigheter selv under lengre perioder med minusgrader i lufta. I tillegg må det tas høyde for forsinkelser i snødekket selv ved kalde lufttemperaturer. Som nevnt tidligere, kan solinnstråling også bidra til smeltevann i den sørvendte fjellsiden på Stavbrekka, selv om det er lite trolig at dette kan bidra med samme vannmengde som høye lufttemperaturer og regn.

Værforhold alene bør ikke uten videre konkludere med liten eller stor sannsynlighet for glideskred. Det kommer likevel frem at gode værprognoser, sett i en større sammenheng med informasjon om snøtemperaturer eller glidningsdeformasjon, kan gi forventninger om ytterligere glidningsdeformasjon og større sannsynlighet for glideskred.

6.3.4 Snømodellering

En god simuleringsmodell av temperaturutviklingen i snødekket vil kunne gi lignende nytte for varsling av glideskred som direkte snøtemperaturmålinger. Som det er antydnet tidligere, er kvaliteten av modellen svært avhengig av inndataene. I dette forsøket klarer ikke snømodellen å gjenskape kvaliteten på de direkte målingene som SM4-instrumentet gir. Med et bedre beregningsgrunnlag eller mer representative måledata som inndata til modellen, er det likevel sannsynlig at en snømodell

kan komme forholdsvis nær de direkte temperaturmålingene og snødydberegningene som SM4-instrumentet gir. Utover kvaliteten på inndataene, er ankepunktet til å modellen at forsinkelsen til temperaturene nedover i snødekket er for treg i forhold til de direkte målingene, noe som er kritisk for å kunne forstå vannforholdene i glidesjiktet. For alle forsøksårene modelleres temperaturen 20 cm over bakken til å være kaldere enn den målte temperaturen. Dette stemmer godt overens med hva Vikhamar-Schuler et al. (2011) fant ut i sine undersøkelser, der modellens temperatur i grensesjiktet mellom snø og bakke ble sammenlignet med faktiske temperaturforhold.

Det er ikke forsøkt å teste modellen med værprognoser i tillegg til observasjonsdata, noe som kunne være aktuelt for å foregripe utviklingen i temperaturprofilen framover i tid. Med gode værprognoser kan snømodellen da gi verdifull informasjon om hvilke forhold man kan vente seg i snødekket, men temperaturforsinkelsen nedover i snødekket vil også for prognoser antagelig være forsinket.

6.3.5 Forslag til indikatorer for glideskredet på Stavbrekka

I et forsøk på å oppsummere avsnitt 6.3 blir det her presentert en tabell med indikatorer og prediksjonsevne på glidning og glideskred. Prediksjonsevnen er antatt ut fra resultatene på Stavbrekka under forsøksårene. Spesielt er våren 2015 vektlagt siden det finnes mest data fra denne vinteren, det bør derfor tas høyde for at denne vinteren var snørik.

Tabell 6.2 - Forslag til prediksjonsevne for indikatorer til glidning og glideskred.

Indikator	Prediksjonsevne glidning	Prediksjonsevne glideskred	Kommentar
Glidesprekkdannelse	God	Dårlig	
Deformasjonslengde	Dårlig	Middels	
Snøtemperatur i bunn av snødekket	God	Dårlig	
Isotermt snødekke	God	God ved lufttemperaturer > 0 °C og/ eller regn	
Deformasjonshastighet	Tilnærmet glidningshastighet	God ved isotermt snødekke og lufttemperaturer > 0 °C og/ eller regn	
Akselererende deformasjon	Tilnærmet glidningsakselerasjon	Sannsynlig ved isotermt snødekke	
Lufttemperaturer > 0 °C	God	Sannsynlig ved isotermt snødekke	Kan destabilisere <i>stauchwall</i>
Regn	God	Sannsynlig ved isotermt snødekke	Kan destabilisere <i>stauchwall</i>
Solinnstråling	Usikker	Dårlig	Kan destabilisere <i>stauchwall</i>
Vind	God i kombinasjon med lufttemperatur	God i kombinasjon med lufttemperatur	Forsterker snøsmelting ved lufttemperaturer > 0 °C

6.4 Forslag til forbedring av metoder og videre arbeid

6.4.1 Glidesko

Det kommer tydelig frem av de to forsøksårene at harde værpåkjenninger i fjellet og store krefter i snødekket er utfordrende for målinger av deformasjon med glidesko. Hvis forsøkene med glidesko skal fortsette, bør det gjøres noen grep for å ta bedre hensyn til dette. Erfaringer fra de siste årene, både med glidesko, oppstikkende solcellepanel og SM4-instrument, forteller at det er store krefter i så vel snødekket ved glidesonene som ovenfor snødekket. Både SM4-instrumentet i 2015 og solcellepanelet begge de to årene med glideskoforsøk har blitt skadet av vinden. Som leverandøren har foreslått, bør det vurderes å bruke strømkilder som kan ligge under snødekket utenfor glidesonen (Gerhardsen, 2015). For utstyr plassert i glidesonen, må det fortsatt tas høyde for de store kreftene som er i sving når snødekket starter å gli. En befaring etter vintersesongen 2015 viser at utstyret antagelig har blitt utsatt for mindre krefter dette året, men til tross for forholdsreglene som ble tatt, har snøen også i 2015 gjort skade på kablene. Et viktig element som antagelig ville ha blitt et problem i 2015, om utstyret hadde fungert som det skulle, er lengden på vaieren. Lengden på vaieren var 20 meter for begge glideskoene. Deformasjonen målt av viltkameraene har antagelig vært opp mot 50 meter lengst opp i flaket. Spesielt for glidesko 1 som var plassert høyest i glidesonen, ville vaieren trolig ha vært for kort til å gjøre deformasjonsmålinger gjennom hele vinteren.

6.4.2 Fotoanalyser

Analyse av viltkamerabilder

Den generelle utfordringen med fotoanalyser var ugunstige lysforhold eller dårlig sikt. Både midt på dagen og midt på natten var det vanskelig å få noe ut av bildene på grunn av henholdsvis overeksponerte og undereksponerte bilder. Ved å gjøre tiltak som bidrar til at flere bilder har synlige stikker, vil dette lette etterarbeidet med bildesorteringen og resultatene kunne i større grad brukes til å beskrive hele døgnvariasjonen.

Viltkameraene som ble testet ut i 2015 hadde nattfunksjon i form av infrarød blits, men denne var ikke sterk nok til nå ut til pinnene. Refleks på pinnene kan være en mulig løsning for å kunne detektere pinnene også om natten. Det bør også vurderes om pinnene kan plasseres nærmere kameraet.

Overeksponeringen var spesielt sterk midt på klarværsdager med sol. Det finnes enkelte teknikker ved kameraoppsett som kan bidra til å utbedre dette. Siden kameraet tar bilder gjennom dagen med varierende lysforhold, bør eksponeringen justeres automatisk gjennom døgnet. For mange mørke områder i bildet, vil føre til at lyse blir utbrent ved sterke lysforhold. Første punkt vil derfor være å unngå for store mørke områder i forgrunn og i bakgrunn av bildet. Hvis kameraet blir satt opp igjen på Stavbrekka i samme området, kan det med fordel flyttes fremover slik at lyngen og fjellet i forgrunn ikke kommer med, i motsetning til slik som det gjør i figur 4.10. Mørk bakgrunnen er det vanskeligere å unngå hvis man ønsker å få med pinnenes lange bevegelsesbane. I 2015 var viltkamera 1 vendt mot vest og viltkamera 2 vendt mot sør-vest. Det kan være vanskelig å finne et oppsett der kameraene vender mer mot nord for å unngå overeksponering. Det er mulig kamera 2 med fordel kunne plasseres lengre ned i fjellsiden og vendes mer mot vest, men dette er også avhengig av at det finnes gode monteringsmuligheter.

Det er ellers fristende å foreslå at pinnene bør har et større areal som gjør dem mer synlig fra kameraposisjonen. Det bør likevel tas i betraktning at dette vil gjøre pinnene mer utsatt for vær og vind. Pinnene kunne med fordel stikke litt høyere over snøoverflaten slik at det tillates større snøfall uten at pinnen blir borte i snøen, samtidig må pinnene stikke tilstrekkelig langt ned i snøen slik at de ikke smelter fram når snødybden synker.

Å gjøre pinnenes nummerering gjenkjennelig på bildene kunne også vært nyttig for etterbehandlingen. Det er mulig nummerering blir for liten hvis vindfanget ikke skal være for stort. Et alternativ om forslaget om refleks fungerer, er å ha ulikt antall refleksbånd på pinnene for å gjøre de gjenkjennelig.

På grunn av lysforholdene gjennom dagen, bør eventuelle sanntidsoverførte MMS-bilder sendes tidligere eller senere på dagen enn kl. 12.00, når overeksponeringen var som størst. For eksempel vil kl. 06.00 eller 18.00, noe avhengig av hvor tidlig på året kameraet settes opp, være et bedre tidspunkt med tanke på eksponering. Flere bilder gjennom dagen vil også være en fordel da det har vist seg at snødekket kan ha stor akselerasjon på et døgn.

Å beregne faktiske avstander i bildet har også vist seg å være utfordrende. Dette kan gjøres enklere hvis pinnene settes ut med en jevn avstand til kameraet, og aller helst så parallelt som mulig med flakets fallretning. Avstanden mellom pinnene bør måles med målebånd i stedet for GPS-koordinater med usikker nøyaktighet. GPS-posisjonene til øvre og nedre pinne vil fortsatt være en fordel for å vite omtrent posisjonering.

Et eller flere kamera til å overvåke vestflanken ville også kunne gi nyttig informasjon om de ulike flakenes deformasjon. Utfordringen med dette vil være å finne en god plassering vest for glidesonene der tilkomstmulighetene er begrenset både sommerstid og vinterstid, samt at kameraet da må vendes mot sør-øst. Dette vil gi motlys mulighet for overeksponerte bilder tidlig og midt på dagen.

Glidesprekkutvikling

En analyse av glidesprekkutviklingen for bildene tatt med SLR-kamera i 2015 ble vurdert, men på grunn av mye bart fjell som i analysene kan forveksles med glidesprekken, samt perioder med dårlig sikt, ble dette ikke gjort. Erfaringen med å detektere glidesprekkutviklingen i webkamerabildene fra 2014 tilsa også at utbyttet av en slik analyse kunne bli begrenset. Suksessen med viltkameraene gjør at deformasjonsanalyser bør konsentreres til viltkamerabildene heller enn webkamera/SLR-bildene. Derimot har webkameraet vist seg å være nyttig for en generell oversikt over snødekkets utvikling. Webkamera fra Rv. 15 anbefales derfor videre til overvåkning.

6.4.3 SM4

Som det i denne rapporten har vært inne på tidligere, så er utstyr eksponert i overflaten er utsatt for vind. Dette var også tilfelle for SM4-instrumentet. En forsterket mast eller en ekstra bardunering bør derfor vurderes når instrumentet monteres opp.

Det burde heller ikke være vanskelig å få til en presentasjon i sanntid der hele vinterens temperaturprofil presenteres som en kontinuerlig tidsserie. Presentasjonsformen vist i resultatene i kapittel 5.4 i denne oppgaven, kan være et godt utgangspunkt for en slik løsning. En slik presentasjonsform vil kunne gi en rask forståelse av snødekkets temperaturutvikling gjennom vinteren, noe som vil bidra til en mer effektiv forståelse av hvordan vanninnholdet i snøen utvikler seg gjennom sesongen.

Siden sensorene har en avstand på 20 cm seg i mellom og den laveste er plassert tilsvarende langt over bakken, kunne temperaturen i de grafiske fremstillingene blitt bedre fremstilt ved å interpolere mellom målingene og deretter ekstrapolere ned til 0 cm. Et bedre alternativ er å plassere den nederste sensoren helt nede ved bakken.

Som det kom frem av resultatene, er sensorene avhengig av å kalibreres. Kalibreringsverdien kan finnes før montering ved å måle temperaturen i et isbad. Da vil det med sikkerhet kunne fastslås hvilke måleverdier sensorene har ved 0 °C. Det bør likevel tas høyde for at kalibreringsverdiene kan endre seg gjennom sesongen. En etterkalibrering basert på måleverdiene i isoterm vårsnø kan i tillegg gjøres i slutten av sesongen.

6.4.4 Snømodellering

Inndataene for snømodelleringen kunne ha vært bedre med en grundigere gjennomgang og bedre forutsetning for å sette sammen værdata. Nedbørsmengden burde antagelig bli justert ut fra at Stavbrekka ligger et stykke vest for den benyttede målestasjonen på Grotli. Så lenge det ikke finnes nedbørsmålinger nærmere, bør stasjonene på vestsiden av vannskillet også blir brukt for å få en mer representativ nedbørsmengde og -varighet. Dette krever mer databehandling og antagelig god kunnskap om interpolasjon av værdata. Interpolasjonsverdier for Stavbrekkaområdet (xgeo.no, 2015) kunne ikke brukes siden disse ikke er tilgjengelig som timesverdier, noe som er en forutsetning for inndataene i CROCUS/SURFEX.

Hvis snømodellering vurderes som et aktuelt verktøy til bruk i overvåkning av Stavbrekkfonna, bør inndataene forbedres og grundigere sammenligninger mellom SM4-instrument gjennomføres. Modellens estimering av vanninnhold kan også være et tema for videre undersøkelser.

6.4.5 Bakkebasert radarinterferometri

Bakkebasert radarinterferometri har gitt informasjon om snødeformasjon i hele startsonen på Stavbrekka. Dette er i denne sammenhengen unik informasjon sammenlignet med andre uprøvde metoder som bare måler deformasjon punktvis. I tillegg kan metoden utføres utenfor skredområdet uten å være væravhengig. Det bør derfor undersøkes om det er mulig å måle høyere deformasjonshastigheter enn 6 m/døgn med bakkebasert radarinterferometri, og det bør vurderes om dette kan være aktuelt å prøve ut videre på Stavbrekka. Videre forsøkt med bakkebasert radarinterferometri er også anbefalt av Höller (2013) og Caduff et al. (2015), og er spådd til å være viktig for fremtidig forskning på glideskred og forståelsen av utløsningstidspunktet.

7 Konklusjon

Forsøksvintrene 2012/2013, 2013/2014 og 2014/2015 har Stavbrekkfonna vist forskjellige forløp når det gjelder skredutløsning: både øst- og vestflanken har rast ut først hvert sitt år, og begge flankene samme dag det ene året. Alle disse skredene har hatt en forsinkelse etter glidesprekkdannelsen på mellom 3 og 8 uker. I innledningen til vintersesongen er det målt deformasjoner inntil 2,5 meter. Etter at denne innledende deformasjonen har stabilisert seg, har det ikke i noen av tilfellene blitt målt eller observert glidningsdeformasjon midtvinters. Senvinteren 2014 ble glidningsdeformasjon registrert omlag 4 døgn før glidesprekkdannelsen ble observert. Målingene tilsier at glidningsdeformasjon foregår kun i øverst del av startsonen rett før og rett etter glidesprekkdannelsen. Deformasjonshastigheten varierer mye i perioden mellom glidesprekkdannelsen og utløsningstidspunktet, både over kortere og lengre tidsrom. Målinger har vist at snødekket kan stoppe helt opp etter å ha oppnådd store deformasjonshastigheter. Etter fullstendig stagnasjon har glideskredet i et tilfelle blitt utløst etter få timer med akselerasjon. Flaket hadde da lavere deformasjonshastighet fram mot skredet enn det hadde før stagnasjonen. Fra målingene med bakkebasert radarinterferometri kan det fastslås at snødekket i startsonen på Stavbrekka har hatt deformasjonshastigheter på over 4,7 m/døgn, og fra fotoanalysene er det estimert at snødekket kan ha hatt deformasjonshastigheter på inntil 10 m/døgn. Den totale deformasjonen i østflanken ble i 2015 estimert ut fra fotoanalysene til å være omtrent 50 meter.

Glideskredene på Stavbrekka har vist seg å ha svært lang forsinkelsestid på inntil 8 uker. Skredforløpet på Stavbrekka viser dermed stor treghet i tiden etter glidesprekkdannelsen. Dette er i kontrast til tidligere funn som peker på at hele 80 - 90 % av glideskredene går innen 3 døgn etter glidesprekkdannelsen (Feick et al., 2012). Det foreslås derfor at den lange forsinkelsestiden for Stavbrekkfonna kan ha en forbindelse med terrengets konkave form og lave helningen på 25° - 30° nederst i startsonen. Dette er imidlertid en forklaring som ikke er fullt ut dokumentert gjennom disse forsøkene.

Resultatene viser at glidningsdeformasjonen på Stavbrekka kan sees i sammenheng med værforholdene som tilfører fritt vann til snødekket, noe som også er bekreftet i mange studier (Höller, 2013). Temperaturmålinger i Stavbrekka viser raskere oppvarming av bunnen enn midtre del av snødekket. I 2015 ble det observert at glidningsdeformasjon startet hele tre uker før snødekket ble gjennomgående isotermt. Glideskredene i alle tre forsøksårene ble imidlertid utløst først når fullstendige isoterme forhold var oppnådd i snødekket. Resultatene bekrefter at glideskredene i forsøksårene kan sees i sammenheng med stor deformasjonshastighet og akselerasjon, slik som det tidligere er beskrevet som typisk for glideskred av Clarke og McClung (1999), og Stimberis og Rubin (2011). Resultatene viser også at deformasjonshastighetene kan varierer over tid, og at utløsningstidspunkt derfor er vanskelig å predikere. Dette er i tråd med tidligere funn (Höller, 2013). Likevel, ved hjelp av SM4 instrument til å identifisere snøtemperaturforholdene og værvarsel til å predikere varigheten og intensiteten av vanntilførselen til snødekket, er det trolig at det kan gjøres gode antagelser om hvordan sannsynligheten for glideskred utvikler seg dag for dag etter at glidning har startet på Stavbrekka.

Målinger av snøtemperaturen har latt seg gjennomføre på Stavbrekka, og disse er vurdert til å gi verdifull informasjon om vannforholdene i snødekket. Selv avanserte snødekkemodeller har ikke kunnet erstatte disse temperaturmålingene i snødekket. Snømodeller kan likevel være lovende der slike direktemålinger ikke finnes, og med gode inndata kan en snømodell komme svært nær faktiske temperaturforhold. For modellen studert i denne oppgaven vil det selv med gode inndata, være en større treghet i oppvarmingen ned mot bunn av snødekket enn det direkte målinger viser.

Glidningsdeformasjon har ellers vist seg å være mer komplisert å overvåke. Det mest nøyaktige er overvåking ved hjelp av kostbare og kompliserte glideskoinstallasjoner, har vist seg å være utsatt for krefter på i og over snødekket. En slik instrumentering ansees derfor så langt å være upålitelig til operasjonell overvåking, men den kan gi gode resultater til forskningssammenheng om alt fungerer som det skal. Fotoanalyser av kamerabilder tett på glidesonen har derimot vist seg å være en billig og akseptabel metode som gir godt overblikk over deformasjonsutviklingen. Metoden har likevel en svakhet i at kvantifisering av deformasjon i faktiske avstander og hastigheter, som er vanskelig å få nøyaktig. Metoden er også utsatt for vekslende lysforhold og dårlig sikt. Det kan kanskje gjøres enkelte utbedringer som foreslått i avsnitt 0. Det anbefales å videreføre forsøkene med kameraer nært glidesonen. Overvåkningskamera fra dalbunnen er også verdifull for å få oversikt over snødekket i hele startsonen. Selv om det finnes teknikker for å analysere glidesprekkutvikling, er dette krevende på Stavbrekka på grunn av vanskelige kontrastforhold og lange perioder med dårlig sikt. Webkameraet som står fast montert ved Rv. 15 vil være mest pålitelig og tilstrekkelig hvis det ikke skal gjøres inngående fotoanalyser. Bakkebasert radarinterferometri har vist seg å kunne måle deformasjon i snø og gir en unik oversikt over variasjonen i glidningsdeformasjon til hele flaket. En ulempe med metoden er at det aktuelle utstyret er begrenset til å måle deformasjonshastigheter som er en del lavere enn det snødekket i startsonen på Stavbrekka kan ha i den siste fasen før skredet går. Videre arbeid med bakkebasert radarinterferometri bør vurderes, spesielt hvis det finnes instrument eller innstillinger som kan måle høyere deformasjonshastigheter. Deformasjonsmålinger på snø med bakkebasert radarinterferometri er lite utforsket tidligere, men erfaringene fra Stavbrekka viser at metoden kan gi svært mye informasjon om mekanismene i et glideskred. Metoden har bidratt til verdifull kunnskap for å forstå glideskredet på Stavbrekka, og den ansees også som egnet til å øke kunnskapen om glideskred generelt i framtiden.

8 Referanser

- BARTELT, P., FEISTL, T., BÜHLER, Y. & BUSER, O. 2012a. Overcoming the stauwall: Viscoelastic stress redistribution and the start of full-depth gliding snow avalanches. *Geophysical Research Letters*, 39.
- BARTELT, P., PIELMEIER, C., MARGRETH, S., HARVEY, S. & STUCKI, T. The underestimated role of the stauwall in full-depth avalanche release. International Snow Science Workshop ISSW, 2012b.
- CADUFF, R., WIESMANN, A., BÜHLER, Y. & PIELMEIER, C. 2015. Continuous monitoring of snowpack displacement at high spatial and temporal resolution with terrestrial radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 42, 813-820.
- CLARKE, J. & MCCLUNG, D. 1999. Full-depth avalanche occurrences caused by snow gliding, Coquihalla, British Columbia, Canada. *Journal of Glaciology*, 45, 539-546.
- COLBECK, S. 1982. An overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of Geophysics*, 20, 45-61.
- CONWAY, H. & RAYMOND, C. 1993. Snow stability during rain. *Journal of Glaciology*, 39, 635-642.
- DENOTH, A. 1982. The pendular-funicular liquid transition and snow metamorphism. *Journal of Glaciology*, 28, 357-364.
- DER GAND, H. I. & ZUPANČIČ, M. 1966. *Snow gliding and avalanches*.
- DREIER, L., MITTERER, C., FEICK, S. & HARVEY, S. 2013. The influence of weather on glide-snow avalanches.
- DYRRDAL, A. 2010. An evaluation of Norwegian snow maps: simulation results versus observations.
- ENDO, Y. 1984. Glide processes of a snow cover as a release mechanism of an avalanche on a slope covered with bamboo bushes. *Contributions from the Institute of Low Temperature Science*, 32, 39-68.
- FEICK, S., MITTERER, C., DREIER, L., HARVEY, S. & SCHWEIZER, J. Automated detection and monitoring of glide-snow events using satellite based optical remote sensing and terrestrial photography. Proceedings of the 2012 International Snow Science Workshop, Anchorage AK, USA, 2012. 603-609.
- GERHARSDEN, A. 2015. RE: *Uttalelse fra Cautus Geo om manglende glideskodata*.
- HENDRIKX, J., PEITZSCH, E. & FAGRE, D. Time-lapse photography as an approach to understanding Glide avalanche activity. Proceedings of the 2012 International Snow Science Workshop, Anchorage, Alaska, USA,, 2012.
- HOLTET, J. A. 2015. SAR Radartype [Online]. Store Norske Leksikon (SNL). Tilgjengelig fra: <https://snl.no/SAR%2Fradartype> [Lest 28.06.2015].
- HUMSTAD, T. 2015. RE: *Registrering av kjente skred- og åpningsdatoer på Stavbrekka*
- HUSTAD, A. 2005. Rv 63 Geirangervegen, Vinterstengd veg - Vurdering av vegopning til fast dato. Statens vegvesen.
- HÖLLER, P. 2013. Snow gliding and glide avalanches: a review. *Natural hazards*, 71, 1259-1288.
- INGÓLFSSON, Ö. 2015. RE: *Uttalelse fra POLS Engineering om SM4-instrumentets nøyaktighet*.
- INGÓLFSSON, Ö. & GRÍMSDÓTTIR, H. The SM4 snowpack temperature and snow depth sensor. Proceedings Whistler 2008 International Snow Science Workshop September 21-27, 2008, 2008.
- INGÓLFSSON, Ö., GRÍMSDÓTTIR, H. & JÓNSSON, M. H. Monitoring Snowpack Temperature Gradient Using Automatic Snow Depth Sensor. Proceedings Anchorage 2012 International Snow Science Workshop September, 2012. 16-21.
- JAEDICKE, C. 2014. *Snøskred i Norge* [Online]. Store Norske Leksikon (SNL). Tilgjengelig fra: <https://snl.no/sn%C3%B8skred> [Lest 12.12 2014].
- JONES, A. 2004. Review of glide processes and glide avalanche release. *Avalanche News*, 69.
- JORDAN, R. E., ALBERT, M. R. & BRUN, E. 2008. Snow and Climate: Physical Processes within the snow cover and their parametrization. *Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling*, 12-69.

- LACKINGER, B. 1987. Stability and fracture of the snow pack for glide avalanches. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 162, 229-240.
- LANDRØ, M. 2002. *Skredfare: snøskred, risiko, redning*, Featureforlaget.
- LEITINGER, G., HÖLLER, P., TASSER, E., WALDE, J. & TAPPEINER, U. 2008. Development and validation of a spatial snow-glide model. *Ecological Modelling*, 211, 363-374.
- LIED, K. & KRISTENSEN, K. 2003. *Snøskred: håndbok om snøskred*, Vett & Viten.
- MAMEN, J. 2004. Klimaet langs Rv 63 Geirangervegen. Meteorologisk institutt.
- MARSH, P. & WOO, M. K. 1984. Wetting front advance and freezing of meltwater within a snow cover: 1. Observations in the Canadian Arctic. *Water Resources Research*, 20, 1853-1864.
- MATHWORKS. 2015. *Segmentation methods in image processing and analysis* [Online]. Mathworks. Tilgjengelig fra: <http://se.mathworks.com/discovery/image-segmentation.html> [Lest 17. april 2015].
- MATLAB 2014B The MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, United States.
- MCCLUNG, D. & SCHAERER, P. 2006. *The avalanche handbook*, Seattle, Wash., Mountaineers Books.
- MCCLUNG, D., WALKER, S. & GOLLEY, W. 1994. Characteristics of snow gliding on rock. *Annals of Glaciology*, 19, 97-97.
- MCCLUNG, D. M. 1981. A physical theory of snow gliding. *Canadian Geotechnical Journal*, 18, 86-94.
- MCCLUNG, D. M. & CLARKE, G. K. 1987. The effects of free water on snow gliding. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 92, 6301-6309.
- MEIJERING, E., DZYUBACHYK, O. & SMAL, I. 2012. Methods for cell and particle tracking. *Methods Enzymol*, 504, 183-200.
- MITTERER, C. & SCHWEIZER, J. On the formation of glide-snow avalanches. AGU Fall Meeting Abstracts, 2012a.
- MITTERER, C. & SCHWEIZER, J. Towards a better understanding of glide-snow avalanche formation. Proceedings ISSW, 2012b. 610-616.
- MOHR, M. 2008. New Routines for Gridding of Temperature and Precipitation Observations for "seNorge.no". *Met. no Report*, 8, 2008.
- NEWSELY, C., TASSER, E., SPADINGER, P. & CERNUSCA, A. 2000. Effects of land-use changes on snow gliding processes in alpine ecosystems. *Basic and Applied Ecology*, 1, 61-67.
- NGI. 2015. *Snøskredleksikon* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://www.ngi.no/no/snoskred/Snoskredleksikon/> [Lest 15.11.2014].
- NGU. 2015. *Kvartærgeologisk kart* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/kartkatalog/>.
- NILSSEN, K. 2013. Notat Stavbrekka 2011/2012-sesongen. SINTEF Byggforsk.
- NOREM, H. 2008. Rv 63 Geirangervegen. Evaluering av snøankrene i Stavbrekka.: SINTEF Byggforsk.
- NOREM, H. 2011. *Veger og snøskred: håndbok om sikring mot snøskred : høringsutgave*, Oslo, Statens vegvesen.
- NOREM, H. 2014. Telefonintervju av Harald Norem den 10. desember. I: Venås, M. (red.).
- NVE. 2015. *Snøskredvarslinga* [Online]. Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). Tilgjengelig fra: www.varsom.no.
- OLSEN, M. 2005. Telemark bataljonen tapte mot snøfonn. *NRK*.
- PEITZSCH, E., HENDRIKX, J. & FAGRE, D. Assessing the importance of terrain parameters on glide avalanche release. AGU Fall Meeting Abstracts, 2013. 0618.
- PEITZSCH, E. H., HENDRIKX, J., FAGRE, D. B. & REARDON, B. 2012. Examining spring wet slab and glide avalanche occurrence along the Going-to-the-Sun Road corridor, Glacier National Park, Montana, USA. *Cold Regions Science and Technology*, 78, 73-81.
- POLS ENGINEERING. 2014. *Sanntidsovervåkning* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://snowsense.is/no>.
- REARDON, B. A., FAGRE, D. B., DUNDAS, M. & LUNDY, C. Natural Glide Slab Avalanches, Glacier National Park, USA: a unique hazard and forecasting challenge. 2006. ISSW.
- REGOBS. 2015. *Database for skredrelaterte observasjoner* [Online]. Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). Tilgjengelig fra: <http://www.regobs.no/Avalanche/Observations>.
- SALORANTA, T. 2012. Simulating snow maps for Norway: description and statistical evaluation of the seNorge snow model. *The Cryosphere*, 6, 1323-1337.

- SCHNEIDER, C. A., RASBAND, W. S. & ELICEIRI, K. W. 2012. NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature methods*, 9, 671-675.
- SIMENHOIS, R. & BIRKELAND, K. Meteorological and environmental observations from three glide avalanche cycles and the resulting hazard management technique. ISSW International Snow Science Workshop, Squaw Valley, CA, USA, 2010.
- SKREDE, I. 2015. *RE: Uttalelse om foreløpige resultat fra deformasjonsmålinger av Stavbrekkfonna med bakkebasert InSAR radar.*
- STIMBERIS, J. & RUBIN, C. M. 2011. Glide avalanche response to an extreme rain-on-snow event, Snoqualmie Pass, Washington, USA. *Journal of Glaciology*, 57, 468-474.
- VAN HERWIJNEN, A., BERTHOD, N., SIMENHOIS, R. & MITTERER, C. Using time-lapse photography in avalanche research. Proceedings ISSW, 2013.
- VAN HERWIJNEN, A. & SIMENHOIS, R. Monitoring glide avalanches using time-lapse photography. International Snow Science Workshop ISSW, 2012.
- VEGVESEN.NO. 2008. *Forsøk på rassikring av Stavbrekka, riksveg 653 Grotli-Geiranger* [Online]. Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <http://www.vegvesen.no/Ferdigprosjekt/rv63stavbrekka>.
- VIKHAMAR-SCHULER, D., MÜLLER, K. & ENGEN-SKAUGEN, T. Snow modeling using SURFEX with the CROCUS snow scheme. HIRLAM All Staff Meeting, Norrkøping, 2011.
- VIONNET, V., BRUN, E., MORIN, S., BOONE, A., FAROUX, S., LE MOIGNE, P., MARTIN, E. & WILLEMET, J. 2012. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7. 2. *Geoscientific Model Development*, 5, 773-791.
- XGEO.NO. 2015. *Tidserier for simulerte arealdata over gridcellen til punkt 33 E101462 N6899529. Modellhøyde: 1200 moh.* [Online]. Tilgjengelig fra: www.xgeo.no.

Vedlegg a - Utstørsleverandører og teknisk informasjon

Posisjonssensorene til glideskoene

Type: Draw wire sensor

Produsent: WayCon Positionsmesstechnik

Produksjonsland: Tyskland

Hjemmeside: waycon.de

Leverandør: Cautus Geo AS

Strømkilder: 12 V bilbatteri, solcellepanel og vindturbin

Signaloppløsning: varierende med strømkildekvalitet

Datalogger for glideskomålingene

Produsent: Campbell Scientific

Produksjonsland: USA

Hjemmeside: campbellsci.com

Leverandør: Cautus Geo AS

Strømkilder: 12 V bilbatteri, solcellepanel og vindturbin

SM4-instrument

Produsent: POLS engineering

Sensorprodusent: Maximum Inc

Produksjonsland: Island

Hjemmeside: snowsense.is

Leverandør: POLS engineering

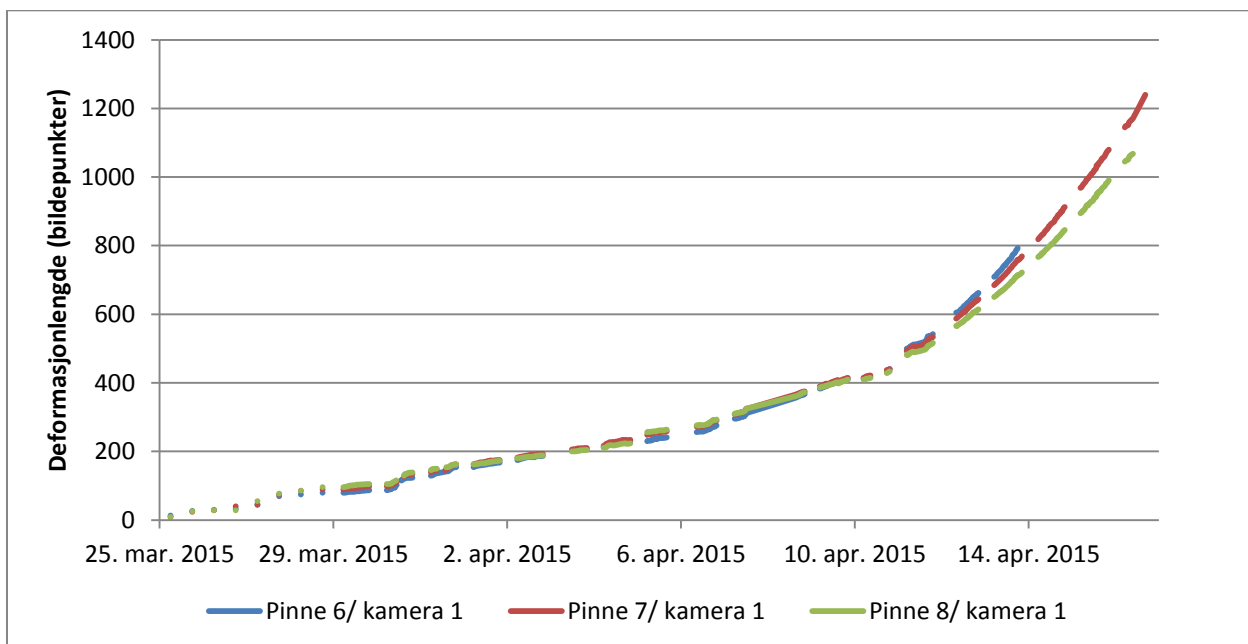
Strømkilder: 12 V bilbatteri

Oppløsning: 0,01 °C

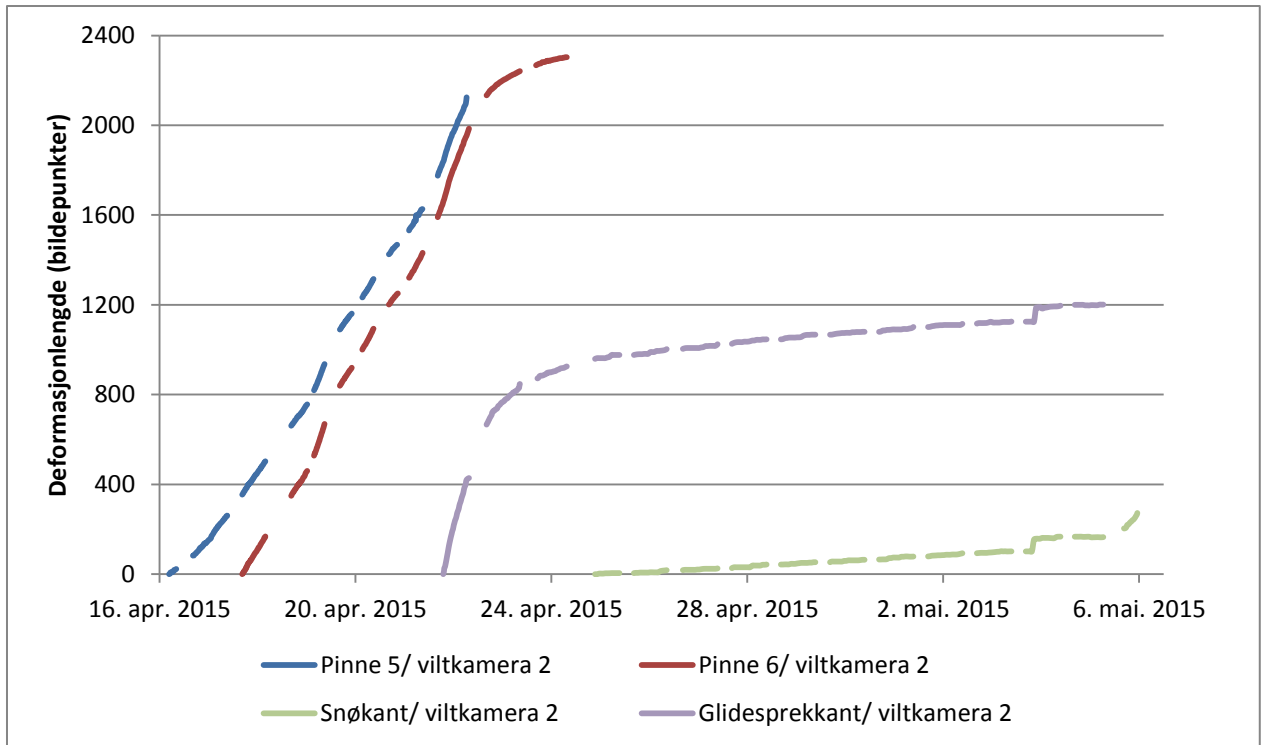
Oppgitt nøyaktighet: +/- 0,5 °C

Vedlegg b – Deformasjonslengde i ulike pinner

Sammenlignes deformasjonslengden (bildepunkter) til sporede pinner og snøkanten er tendensen at de utvikler seg fra hverandre over tid (se figur v1 og figur v2). Pinne 6, som har lengst deformasjonslengde i bildepunkter, har bane nærmest viltkamera 1. Pinne 8 har bane lengst fra viltkamera 1. I viltkamera 2 er det antydning til at glidesprekkanten har brattest kurve, deretter pinne 6 og pinne 5. Også her har pinnene/snøkanten nærmest kameraet brattest kurve. Deformasjonslengden i viltkamera 2 kan ikke sammenlignes siden pinnene og snøkanten kommer inn i synsfeltet til kameraet på ulike tidspunkt.



Figur v1 - Deformasjonslengden til pinne 6, 7 og 8. Det er tydelig at banen utvikler seg ulikt i antall bildepunkter med tiden.

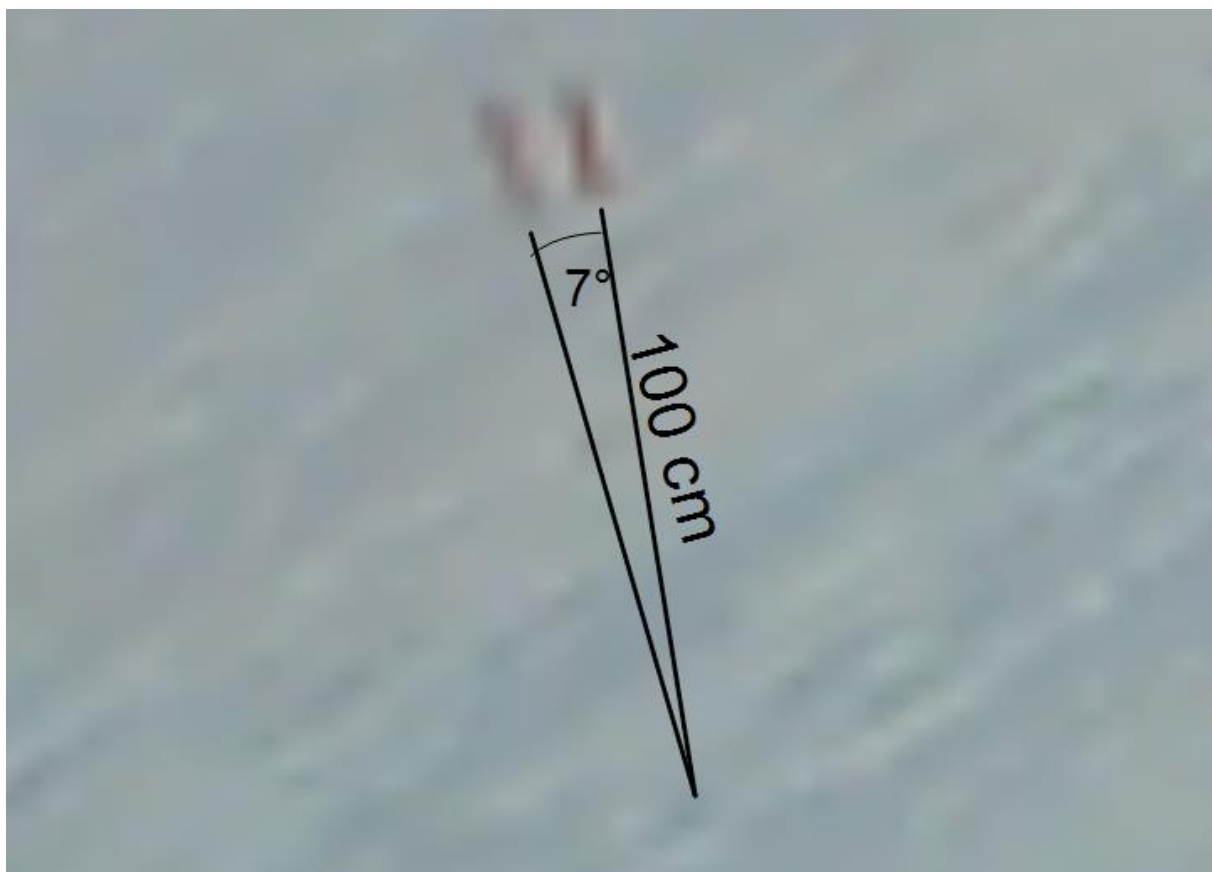


Figur v2 - Deformasjonslengden til pinne 6, 7, snøkant og glidesprekkant. Snøkant er henholdsvis målepunkt i en synlig struktur i snøen, mens glidesprekkant er målepunkt i bakkant av flaket. Lengdene blir ulike siden pinnene og snøkantene kommer inn i viltkamerabildet ved ulike tidspunkt.

Vedlegg c - Undersøkelse av krypdeformasjon

For å undersøke krypdeformasjonen i glidesonen på Stavbrekka er det gjort et forsøk på å finne synlige endringer i pinne 7 sin tilt. Krypdeformasjon er størst øverst i snødekket og avtar nedover, slik som beskrevet i avsnitt 2.4.1. Derfor vil øverste del av pinnen bli utsatt for større krefter på grunn av krypdeformasjon enn nedre del av pinnen, følgelig er det antatt at pinnens vinkel vil kunne endre seg. Vinkelendringen i pinnene fra et tidspunkt til et annet kan derfor si noe om krypdeformasjonen i delen av snødekket pinnen befinner seg, det vil si den øverste meteren. Siden det også kan være glidningsdeformasjon tilstede kan underlagets helning også spille inn på vinkelendring.

Gjennom fotoanalyser av bilder fra viltkamera 1 kunne vinkelendring i pinne 7 undersøkes. Pinne 7 sin tilt den 24. mars ble sammenlignet med tilten den 16. april, se figur v3. Resultatet viser en vinkelendring på omtrent -7° øverst i snødekket. Dette tilsier en forflytning på omtrent 12 cm forårsaket av kryp i den øverste meteren hvor pinnen befinner seg, gitt at pinnen ikke er bøyd. Den faktiske forflytningen på grunn av kryp er antagelig høyere siden pinnen ikke er påvirket av kryp i hele snødekket. Til sammenligning er det antatt at den totale deformasjonen av snødekket har vært på omtrent 16 meter i samme tidsrom.



Figur v3 - To transparente bilder fra henholdsvis 24. mars og 16. april 2015 fra viltkamera 1 er sammenstilt for å vise krypdeformasjonen i de øverste 100 cm av snødekket.