
Vurdering av mulighetene for kartlegging av snøskred med fjernanalyse

Webjørn Finsland



Hovedoppgave i geografi (geometrikk)

Institutt for geofag

Universitetet i Oslo

Våren 2007

Forord

Denne oppgaven er en del av Cand.Scient. graden i geografi, studieretning geometrikk ved Institutt for geofag, avdeling for naturgeografi ved Universitet i Oslo. Den er valgt i samråd med mine veiledere, som har vært professor Bernd Etzelmüller og Frode Sandersen, avdelingsleder for ingeniørgeologi og skred på Norges Geotekniske Institutt (NGI). Begge takkes for faglig støtte, gode ideer og oppmuntrende diskusjoner under arbeidet med oppgaven.

Feltarbeid er finansiert av Institutt for geofag og NGI, som velvillig har stilt utstyr og forskningsstasjonen Fonnbu til disposisjon. En stor takk for dette.

Jeg vil også få takke alle som har bidratt for at denne oppgaven har latt seg gjennomføre. Under feltarbeidet har jeg fått hjelp av Ingrid Finsland, Knut Inge Orset, Sindre Vaagland, Henning Urdahl og Krister Kristensen fra NGI. Uten disse hadde ikke feltarbeidet latt seg gjennomføre. Kjetil Melvold og Thomas Schuler takkes for hjelpen til å løse de tekniske utfordringene rundt temperaturloggingen.

Under arbeidet med den digitale terrenganalysen har jeg fått uunnværlig hjelp av stipendiat Bård Romstad. En stor takk for at døren alltid har vært åpen når jeg har støtt på små og store problemer.

Jeg vil også få takke alle studenter og ansatte ved institutt for geofag og ved NGI, som har bidratt til en minnerik tid på Blindern og i felt.

Til slutt vil jeg få takke min kjære kone Ingrid og datter Stine for tålmodighet og troen på meg gjennom arbeidet med denne oppgaven.

Blindern, 30. april 2007

Webjørn Finsland

Sammendrag

I denne oppgaven undersøkes mulighetene for å bruke satellittfjernanalyse til kartlegging av snøskred som har gått.

Det gjøres en teoretisk kartlegging av aktuelle metoder. Ulike sensortyper og deres egnethet for formålet vurderes. Synthetic aperture radar – SAR anses som den mest interessante sensortypen, på grunn av muligheten for å ta bilder til alle døgnetts tider og under nærmest alle værforhold. På grunn av SAR geometrien vil det imidlertid i terreng med vertikalt relieff, være topografiske effekter i bildene. Dersom helningsvinkelen i terrenget overstiger insidensvinkelen i bildet og har eksposisjon mot eller fra sensoren, vil man få henholdsvis overlay og shadow. Dette er ekstreme topografiske effekter som ikke lar seg korrigere.

For å undersøke i hvilken grad skredavsetningene ligger i områder med shadow og/eller overlay er det gjort en digital terrenganalyse. Basert på en digital terrengmodell og NGIs topografisk/statistiske modell for beregning av maksimal utløpslengde for snøskred, er det laget en modell som beregner mulige utløsningsområder for snøskred, deres skredbaner og utløpsområder. Resultatene fra denne modellen sammenliknes med beregninger av hvilke områder som vil dekket av shadow og/eller layover. I testområdet i Myrkdalen i Hordaland ligger over 97 % av skredavsetningene, slik at man har innsyn med SAR, dersom man bruker stor insidensvinkel eller kombinerer ulike pass.

Vinteren 2002/2003 og vinteren 2003/2004 ble det gjort et feltarbeid for å kartlegge skredavsetningenes egenskaper i forhold til snødekket i områdene rundt. En skredavsetning ble volumberegnet for å finne endringer i snødybde, det ble gravd snøprofiler i og utenfor skredavsetninger for å finne forskjeller og det ble logget temperatur i utløsningsområdet for å prøve å estimere temperaturøkning i snøen under et skred. Resultatene av disse undersøkelsene viser at skredavsetningene skiller seg vesentlig fra områdene rundt ved en markert økning i snødybde, økt overflate ruhet og manglende struktur/lagdeling i snøpakka.

Selv om resultatene er positive og det teoretisk kan være mulig å kartlegge snøskred ved bruk av SAR, gjenstår praktisk utprøving der man undersøker et SAR bilde mot kjente snøskred.

Innhold

1	Innledning	3
1.1	Bakgrunn for valg av problemstilling	3
1.2	NGI og skredvarsling i Norge	4
1.3	Problemstilling.....	6
1.4	Tidligere arbeider om bruk av fjernanalyse/GIS til kartlegging av snøskred ...	7
2	Teoretisk grunnlag	8
2.1	Generelt om fjernanalyse og krav for deteksjon av snøskred.....	9
2.2	Historikk	10
2.3	Optiske sensorer	11
2.4	Optiske sensorer til deteksjon av snøskred.....	13
2.5	Mikrobølgesensorer og Radar.....	14
2.5.1	<i>Billeddannende radarsensorer – generelle prinsipper.</i>	15
2.5.2	<i>SAR – Synthetic Aperture Radar</i>	16
2.5.3	<i>SAR geometrisk oppløsning</i>	17
2.5.4	<i>SAR geometri og topografiske effekter</i>	18
2.5.5	<i>SAR refleksjon av signalet</i>	19
2.5.6	<i>Dielektriske egenskaper</i>	21
2.5.7	<i>Strukturelle/geometriske egenskaper – overflate scattering</i>	22
2.5.8	<i>Refleksjon fra snødekte overflater</i>	23
2.5.9	<i>Kombinert refleksjonsmodell for snødekte flater</i>	24
2.6	SAR til deteksjon av snøskred.....	25
2.7	Snøskred.....	28
2.7.1	<i>Løssnøskred</i>	28
2.7.2	<i>Flakskred</i>	29
2.7.3	<i>Inndeling av skredområdet</i>	30
2.8	Topografisk/statistisk modell for beregning av maksimal utløpslengde.....	31
3	Metoder	33
3.1	Feltarbeid	33
3.1.1	<i>Volumberegning av skredavsetningen</i>	35
3.1.2	<i>Graving av snøprofiler</i>	37
3.1.3	<i>Temperaturlogging i løsnedområdet</i>	43

3.2	Digital terrenganalyse	45
3.2.1	<i>Digital terrengmodell.....</i>	46
3.2.2	<i>Modell for beregning av utløpsområder for snøskred</i>	48
3.2.3	<i>Beregning av områder med SAR shadow og layover.....</i>	51
4	Resultater	54
4.1	Volumberegning av skredavsetningen i Ryggfonn	54
4.2	Snøprofiler i og utenfor skredavsetningen.....	55
4.2.1	<i>Lagdeling i snødekket.....</i>	55
4.2.2	<i>Snøens tetthet.....</i>	57
4.2.3	<i>Temperatur og innhold av fritt vann</i>	59
4.2.4	<i>Hardhet.....</i>	60
4.2.5	<i>Snøkrystallenes form og kornstørrelse.....</i>	60
4.3	Temperaturlogging.....	61
4.4	Beregning av utløpsområder for snøskred.....	63
4.5	Beregning av områder med SAR shadow og layover.....	69
5	Diskusjon	72
5.1	Mulige feilkilder og deres betydning	72
5.1.1	<i>Beregnet volum.....</i>	72
5.1.2	<i>Kartlegging av snødekket</i>	73
5.1.3	<i>Snøtemperaturer i løsneområdet</i>	76
5.1.4	<i>Beregnete utløpsområder for mulige snøskred</i>	77
5.1.5	<i>Beregnete områder med SAR shadow og layover</i>	79
5.2	Evalueringsmetoder og deres allmenngyldighet.....	80
5.2.1	<i>Metoder for vurdering av snødekkes egenskaper.....</i>	81
5.2.2	<i>Metoder for beregning av innsyn til skredavsetninger med SAR.....</i>	81
5.2.3	<i>Vurdering av resultatene i forhold til tidligere studier.....</i>	82
5.2.4	<i>Videre forskning</i>	83
6	Konklusjon	84
	Referanser	86
	Vedlegg 1 AML for beregning av skredbaner og utløpsområder for snøskred	89
	Vedlegg 2 Program for temperaturlogger Campell CR 10X	98
	Vedlegg 3 Koblingsskjema for temperaturlogger Campell CR 10X	101

1 Innledning

1.1 Bakgrunn for valg av problemstilling

Snøskred er et relativt vanlig naturfenomen her i landet, som i mange andre land. Årlig omkommer det mennesker i skredulykker og samfunnet påføres store ulemper og kostnader. Først og fremst knyttet til ulykkene, men også på grunn av veier og jernbanelinjer som må stenges på grunn av snøskred eller fare for snøskred. Enkelte steder kan også bebyggelse være truet slik at folk må evakueres i perioder, med alle de ulempene det medfører.

Det totale antallet som berøres er ukjent. Men over 1500 mennesker har mistet livet i snøskred her i landet siden 1836 (Lied og Kristensen 2003). Antall omkomne varierer veldig fra år til år, men det har vært en generell nedgang i antall skredofre fra det 19. til det 20 århundre. En vesentlig årsak til dette er trolig at mye av den mest skredutsatte bebyggelsen er flyttet eller sikret på annen måte. I perioden frem til 1930-årene omkom de aller fleste i bebodde områder, mens etter andre verdenskrig har ca halvparten omkommet under fritidsaktiviteter og da spesielt ulike skiaktiviteter (Kristensen 1998). Denne utviklingen ser ut til å fortsette, og mange frykter at man i årene som kommer vil få en økning i antall skredulykker på grunn av en økende interesse for løssnøkjøring på ski og snowboard (Landrø 2002; Lied og Kristensen 2003). I alpene og i USA har det siden tidlig på 1970-tallet vært en markert økning i antall omkomne, noe man mener har en klar sammenheng med økningen av fritidsaktiviteter i fjellene. Av de mer enn 1200 som omkom i snøskred i alpene mellom 1975 og 1985 holdt ca 85 % på med skikjøring eller andre fritidsaktiviteter (McClung og Schaerer 1993). I USA var denne andelen hele 88 % i perioden 1970 til 1997 (Atkins 1997).

Denne endringen i hvor og hvordan ulykkene rammer stiller nye og andre krav til sikring og ikke minst til varsling av snøskred. Tidligere har mye arbeid vært knyttet til enkeltskred og begrensede områder der man vet det kan gå snøskred som kan føre til ulykker eller materielle skader. Disse er ofte i nærheten av bebyggelse, veier, jernbaner, skianlegg eller andre steder der det regelmessig befinner seg mennesker. Dermed finnes det som regel historiske data om tidligere snøskred, som kan brukes som grunnlag for kartlegging, vurdering av sikringstiltak og til bruk i varslingsmodeller. På steder der snøskred går ofte, eller der eventuelle skred vil kunne få store konsekvenser, har man enkelte steder flyttet bebyggelse og lagt om veier for å unngå problemet. Andre steder er det bygd tunneler, skredoverbygg, ledevoller,

støtteforbygninger i løseområdet eller samleskjermer i toppområdet for å redusere risikoen. Dette er ofte effektive, men svært kostbare tiltak og ikke alltid mulig å gjennomføre. Man må da basere seg på skredvarsling slik at man i perioder med spesielt høy skredfare kan stenge veier og evakuere folk som befinner seg i området. Dette medfører imidlertid alltid ulemper og man forsøker å stenge i så korte perioder som mulig, noe som stiller store krav til presis skredvarsling.

Presise skredvarsel er også et ønske fra mange skiløpere, løssnøkjørere og andre som mer eller mindre frivillig oppholder seg i potensielt skredfarlig terreng. De kan bidra til at folk unngår de mest skredutsatte stedene på de mest utsatte tidspunktene, og dermed reduserer risikoen for ulykker betraktelig. Selv om skredvarsel aldri kan erstatte de vurderingene folk gjør ute i terrenget, kan de være et godt supplement og det inngår også i flere vurderingsmodeller for skredfare (Landrø 2002).

1.2 NGI og skredvarsling i Norge

Siden 1973 har Norges Geotekniske institutt (NGI) hatt ansvar for skredforskning og konsulenttjenester om snøskred i Norge. Dette innebærer både kartlegging av skredutsatte områder, varsling/vurdering av skredfare og planlegging og oppfølging av sikringstiltak (Lied 1998).

Ettersom det ikke er mulig å måle forholdet mellom styrke og belastning i snødekket direkte, er all varsling basert på indirekte metoder og modeller som forsøker å angi en sannsynlighet for at skred skal utløses. I disse inngår vanligvis en kombinasjon av:

- Meteorologiske data
 - nedbør, nedbørstype og nedbørsintensitet
 - vind, retning og styrke
 - temperatur
 - solinnstråling
- Data om snødekkets sammensetning
 - snødybde
 - lagdeling
 - hardhet

- tetthet
- temperatur
- korn -størrelse og -form
- innhold av fritt vann
- Opplysninger om skred som har gått i området
- Terreng -data

(Lied og Kristensen 2003)

Tilgang og kvalitet på aktuelle data varierer, og generelt har man sjelden tilgang på data fra selve løsneområdene selv om det er ønskelig. Det benyttes derfor vanligvis observasjoner fra steder i nærheten, som man antar er representative, eller helst steder hvor man har en empirisk sammenheng til forholdene i løsneområdet. Vektingen av de ulike faktorene kan variere med hvilke data man har tilgjengelig, kvaliteten på disse og erfaringen til den som skal utarbeide skredvarselet.

Ved NGI er det arbeidet mye med forholdet mellom meteorologiske observasjoner og utløsningen av snøskred. Man har gjennom observasjoner ved forskningsstasjonen i Grasdalen på Strynefjellet, vist at det er en sterk sammenheng mellom målte nedbørsmengder de siste 3 og 5 dagene og naturlig utløste snøskred (Lied 1998; Lied og Kristensen 2003). Man har også arbeidet med tilpassing av den sveitsiske ”nærmeste nabo” metoden til norske forhold. Denne bruker opplysninger om skredaktivitet på tidligere dager med liknende forhold og antar at dersom snøskred ble utløst da, er sannsynligheten stor for at det også vil skje nå, dersom forholdene er helt identiske. Er de ikke er det, bruker man opplysninger fra de dagene med mest like forhold, plotter disse i et n-dimensjonalt koordinatsystem, vekter de ulike faktorene og beregner den euklidiske avstanden. Denne angir hvor like forholdene er og dermed også hvor sannsynlig det er at utfallet blir det samme (Lied og Kristensen 2003).

Begge disse metodene krever imidlertid at man i en lengre periode har registrert metrologiske data og skredaktivitet i de områdene man skal drive skredvarsling. Aller helst bør man også ha regelmessige observasjoner av snødekket. Men med dagens observasjonsmetoder der kun metrologiske data samles automatisk er dette svært vanskelig og resurskrevende, spesielt over større geografiske områder. Skredaktivitet registreres i dag manuelt på bakgrunn av visuelle observasjoner. Det er derfor et svært begrenset antall skred som blir registrert, samtidig som disse nesten utelukkende er lokalisert langs veier eller nær bebyggelse. Snødekket blir også

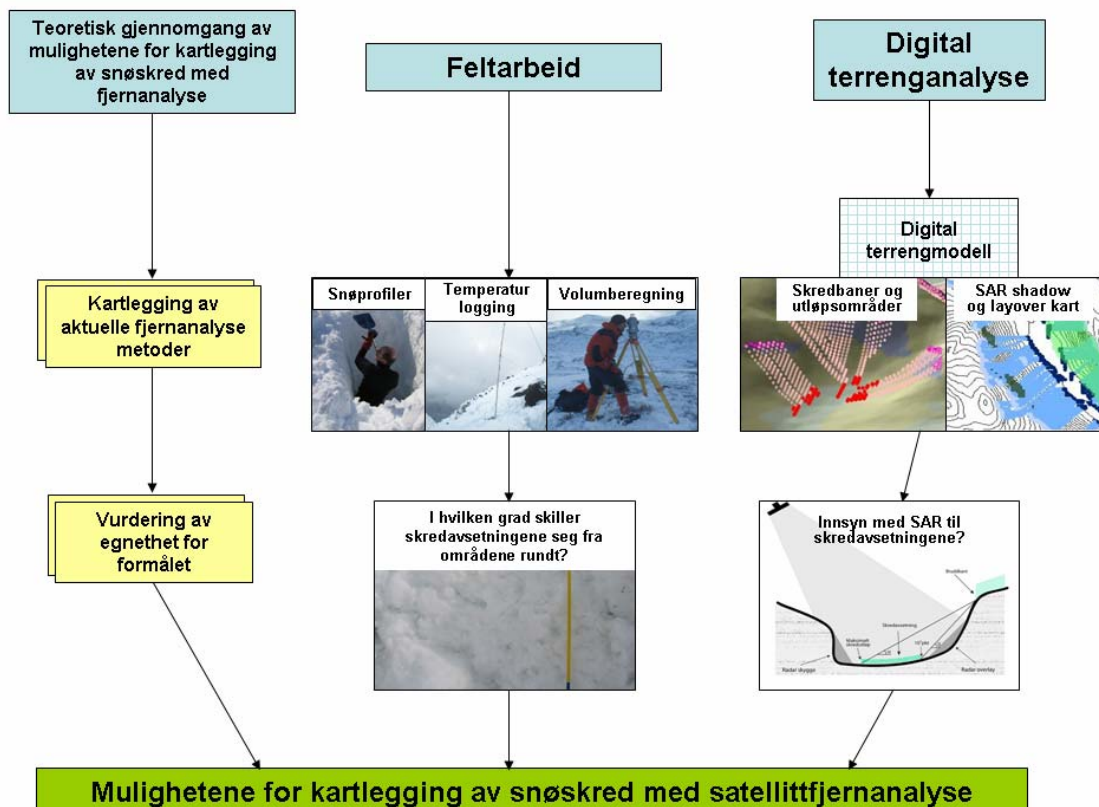
observert manuelt ved at man graver og undersøker snøprofiler, noe som er en svært tidkrevende jobb.

1.3 Problemstilling

Hovedmålet med denne oppgaven er å undersøke mulighetene for å bruke satellittfjernanalyse til å kartlegge og registrere snøskred som har gått.

Dersom dette viser seg mulig, vil man kunne opparbeide et langt større og bedre datagrunnlag for varsling av snøskred. Man vil også kunne registrere skredaktivitet over flere og større geografiske områder, enn man gjør i dag. På sikt kan man dermed opparbeide grunnlag til å benytte varslingsmetoder som ”nærmeste nabo” over større geografiske områder, slik at man kan tilby mer presise skredvarsel til skiløpere, løssnøkjørere, Forsvaret og andre som befinner seg utenfor de ”tradisjonelle” varslingsområdene langs veier og bebyggelse. Det vil også kunne gi muligheter for bedre forståelse for hvordan ulike vær fenomener påvirker skredaktiviteten i et område, samt kartlegging av eventuelle regionale skiller.

Problemstillingen blir i oppgaven belyst i tre ulike hoveddeler som illustrert i flytdiagrammet vist i Figur 1.1



Figur 1.1 Flytdiagram over oppgavens deler.

I kapittel 2 beskrives og vurderes de teoretiske mulighetene for å kartlegge snøskred ved bruk av satellittfjernanalyse. Hovedtypene sensorer beskrives, med deres muligheter og begrensninger. Synthetic Aperture Radar –SAR er den sensortypen som utpeker seg som mest interessant, tross sine spesielle geometriske egenskaper og klare begrensninger i terreng med stort vertikalt relieff. I det følgende er det derfor hovedsakelig undersøkt i hvilken grad SAR kan brukes til kartlegging av snøskred. Feltarbeidet har til hensikt å kvantifisere egenskaper ved skredavsetningen og undersøke hvordan denne skiller fra områdene rundt. Det ble gjort ved volumberegning av en skredavsetning, graving av snøprofiler i og utenfor skredavsetningen og temperaturlogging i løsneområdet for å undersøke eventuell temperaturstigning under et skred. I den digitale terrengeanalysen ble det laget en modell for beregning av mulige snøskreds utløpsområder og undersøkt i hvilken grad disse ligger slik at de lar seg detektere med SAR.

1.4 Tidligere arbeider om bruk av fjernanalyse/GIS til kartlegging av snøskred

Det er gjort få forsøk på å kartlegge snøskred ved bruk av fjernanalyse. Det antar jeg har sammenheng med at mye av skredforskningen har fokusert på å finne årsakene til når og hvorfor det går snøskred, samt hvordan skredene beveger seg. Når de har lagt seg til ro mister de mye av interessen, spesielt dersom de ikke har medført menneskelige eller materielle skader. Så vidt jeg har klart å finne ut, er det kun gjort ett forsøk på å detektere snøskred direkte. I tillegg er det gjort noen forsøk på å detektere skredbaner for å kartlegge skredutsatt terreng. Disse blir her kort beskrevet.

I 1992 gjorde M. F. Buchroithner ved Dresden University of Technology i Tyskland, et forsøk på å detektere snøskred med ERS – 1 SAR data. Han brukte to bilder tatt i henholdsvis oppadgående og nedadgående bane, ca ett døgn etter at det hadde gått tre snøskred i de nedre delene av en dal i Tyrol i Østerrike. Retningen på dalen var fra nord nordøst til sør sørvest, noe som gjør at den ligger nesten parallelt med satellittbanene. Dette medfører kraftige overlay effekter, noe som vanskeliggjør tolkning av bildene. Ingen av skredene lot seg derfor detektere. I konklusjonen påpeker han at ERS ikke er ideell til formålet på grunn av den lave insidensvinkelen som medfører kraftig overlayeffekter og frekvensen som muligens gir likhet i tilbakespredningstetthet mellom snø og skog (Buchroithner 1995).

V.I.Kravtsova og T.A.Bondareva har beskrevet en måte å kartlegge områder der det er fare for at det vil gå snøskred, basert på en kombinasjon av geomorfometri og snødekke. De klassifiserer terrenget ut fra terrengetype, høyde over havet, relieff og gjennomsnittlig skråningsvinkel. Videre klassifiserer de området etter hvor mye snø det kommer målt ved en kombinasjon av snøkartlegging med satellitt og meteorologiske data. Til slutt kombinerer de disse opplysningene (Kravtsova og Bondareva 1993).

I Yoho nasjonal park i Canada har K. Wayne Forsythe og Roger D. Wheate identifisert skredbaner ved bruk av et Landsat TM bilde og en digital terrengmodell. Skråningene i dette området er skogkledde og skredbaner markerer seg som avgrensede trasseer med kun gress og lave busker. Disse identifiseres på Landsat TM bildet tatt i september ved bruk av en kombinasjon av styrt klassifisering, NDVI (normalisert differensiel vegetasjons indeks), prinsipalkomponent analyse og terrengparameter som høyde, skråningsvinkel og eksposisjon (Forsythe og Wheate 2003).

2 Teoretisk grunnlag

I dette kapittelet beskrives de teoretiske mulighetene for å bruke satellittfjernanalyse til å kartlegge og registrere snøskred som har gått.

Etter en generell innledning om fjernanalyse, følger en beskrivelse av de to hovedtypene av sensorer, optiske og mikrobølge -sensorer som også omfatter radar. I avsnittet om optiske sensorer er det en generell beskrivelse av hvordan disse fungerer, hvilke egenskaper de har og hvorfor jeg mener de er lite egnet til kartlegging av snøskred. I beskrivelsen av mikrobølgesensorer og radar har jeg hovedsakelig konsentrert meg om Synthetic Aperture Radar –SAR, som jeg mener er svært interessant på grunn av god geometrisk oppløsning, muligheter for å ta bilder til alle døgnetstider og under nærmest alle værforhold.

SAR- bilder har imidlertid spesielle geometriske egenskaper og klare begrensninger ettersom de er tatt på skrå. Det er derfor en relativt grundig beskrivelse av SAR- prinsippene, før det beskrives hvordan signalene reflekteres fra bakken og hvordan det kan være mulig å kartlegge snøskred. Til slutt er det et avsnitt om snøskred med hovedvekt på hvor skredavsetningene vil avsettes.

2.1 Generelt om fjernanalyse og krav for deteksjon av snøskred

Med begrepet fjernanalyse mener man vanligvis å undersøke og samle informasjon om et område eller objekt uten at man er i direkte berøring med det. Avhengig av hva slags data man ønsker å fremskaffe kan man benytte ulike instrumenter og avstander. Disse kalles gjerne for sensorer og kan plasseres på ulike plattformer, som for eksempel stativer på bakken, ombord i fly eller på satellitter.

I denne oppgaven vil jeg konsentrere meg om satellittfjernanalyse der sensorene er plassert om bord på satellitter. Det gir gode muligheter for regelmessig overvåkning av et område, ettersom satellittene går i faste baner rundt jorda og repeterer seg selv med bestemte intervall. Tiden mellom to passeringer i samme bane kalles repetisjonssyklus og bestemmes av forholdet mellom banehøyde og inklinasjonsvinkel. Dagens kommersielle fjernanalysesatellitter har en banehøyde på ca 800 km, en inklinasjonsvinkel på ca $98,5^\circ$ og en repetisjonssyklus på alt fra noen få dager til flere uker. Noen kan i tillegg dreie sensoren og samle data over et område også mellom repetisjonssyklusene. På denne måten bedres den temporale oppløsningen, som er tiden mellom to datasamlinger over samme område. Den store avstanden mellom sensor og objekt gir god oversikt, men den er også en begrensning for detaljert kartlegging av et område ettersom den geometriske/romlige oppløsningen reduseres når avstanden øker. Dette er et mål på hvor små objekter eller arealer en sensor kan skille fra omgivelsene.

For deteksjon av snøskred er man trolig avhengig av en geometrisk oppløsning på noen få titals meter, noe flere av dagens sensorer kan tilby. Man er også avhengig av en temporal oppløsning på noen få dager, for å kunne få hyppige datainnsamlinger i perioder med antatt stor snøskredfare og siden det er vanskelig å planlegge ønsket tidspunkt for datasamling lang tid i forveien. Dette er mer problematisk, ettersom god geometrisk oppløsning medfører dårlig temporal oppløsning fordi den observerer et mindre område i hver repetisjonssyklus. Mulige løsninger på dette er å bruke sensorer som kan dreies, eller sensorer på ulike satellitter som passerer til forskjellig tid. Til slutt, men ikke minst er man avhengig av at sensorens egenskaper er egnet til kartlegging av snø og endringer i snøpakka. Dette vil bli nærmere beskrevet under de ulike typene sensorer.

2.2 Historikk

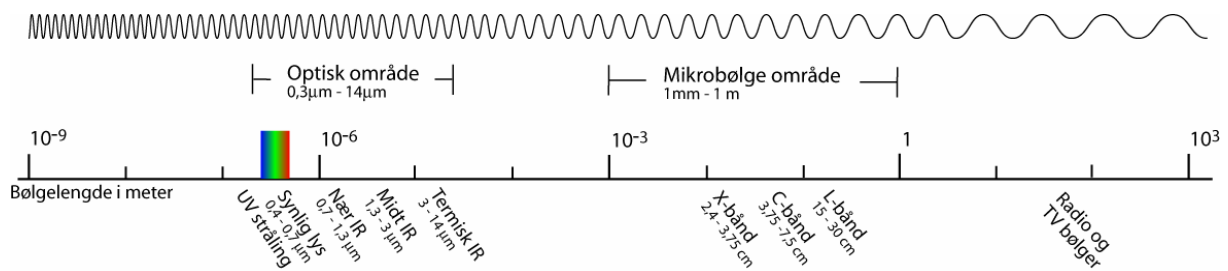
Utviklingen av sensorer har gått fort og svært mye har skjedd i løpet av de siste tiårene. Men selv om teknologien er ny, har man lenge hatt forståelse av at det å observere og samle data om jorden ovenfra kan gi muligheter for ny og bedre forståelse av ulike fenomener på jorden. Allerede Sokrates som levde ca 450 år før Kristus skal ha sagt:

”Mennesket må stige opp over jorden, til enden av atmosfæren og enda lenger, for bare da kan vi fullt ut forstå den verden vi lever i.”

(Andersen et al. 1991)

Den teknologiske utviklingen av instrumenter og ikke minst av plattformer har medført at dette nå langt på vei er mulig. Fra de første fotografiene ble tatt i 1839 har utviklingen gått fort. Allerede i 1858 ble de første ”luftfotoene” tatt av fotografen Gaspard Felix Tournachon fra Paris. Han tok bilder fra en ballong i 80 meters høyde. De første flyfotoene ble tatt i 1908, bare fem år etter at de første suksessfulle flygningene ble foretatt av brødrene Wright. På den tiden hadde man også begynt å jobbe med å plassere kamerasystemer i raketter. Men virkelig fart i fjernanalyse fra rommet ble det først etter andre verdenskrig. Da ble det satset enorme summer på romfart og flere raketter, satellitter og romfartøy ble utstyrt med kamerautstyr. I 1967 startet NASA og U.S. Department of the Interior et program for jordobservasjon fra satellitt, *Earth Resources Technology Satellites* (ERTS) som siden skiftet navn til Landsat. Dette har resultert i syv satellitter hvor av den første, ERTS-1 som skiftet navn til Landsat-1, ble skutt opp 23. juli 1972. Den var utstyrt med to optiske sensorer og skulle prøve ut mulighetene for jordobservasjoner fra ubemannede satellitter. Resultatene var overveldende og spesielt de digitale multispektrale dataene fra MSS sensoren viste seg å være svært anvendelige (Lillesand og Kiefer 2000).

Etter suksessen med Landsat-1 har det blitt skutt opp en rekke satellitter med ulike sensorer designet for forskjellige formål. De kan grovt deles inn i optiske- og mikrobølge- sensorer, etter hvilke områder av det elektromagnetiske spekteret de registrerer.



Figur 2.1 Elektromagnetisk spekter.
 Viser inndeling av elektromagnetisk stråling etter bølglengde, samt knytter vanlige betegnelser for elektromagnetisk stråling til bølglengde.

2.3 Optiske sensorer

Optiske sensorer registrerer elektromagnetisk stråling med bølglengde mellom ca 0,3 og 14 μm . Dette inkluderer som vist i Figur 2.1 UV stråling, synlig lys samt nær-, midt- og termisk-IR stråling. I denne delen av spekteret kan man reflektere eller bøye strålene ved bruk av speil og prismer, derav navnet optisk (Lillesand og Kiefer 2000).

En stor del av den elektromagnetiske strålingen som sensorene registrerer, er stråling fra sola som reflekteres av atmosfæren eller jordoverflaten. Dette er dominerende for bølglengder mellom 0,4 og 3 μm , som derfor gjerne kalles den reflektive delen av det elektromagnetiske spekteret (Konig et al. 2001). Ved lengre bølglengder dominerer utstråling fra objekter på jordoverflaten. Avhengig av temperaturen på disse, vil stråling med ulik bølglengde dominere. Dette beskrives i Wiens forskyvningslov:

$$\lambda_m = A/T \qquad \text{Likning 2.1}$$

der λ_m er bølglengde for maksimal utstråling i μm , A er konstant (2898 μmK) og T er absolutt temperatur (K) på objektet.

Temperaturer som er vanlige på jordoverflaten gir en maksimal utstråling innen den termiske IR delen av spekteret. Ved å registrere elektromagnetisk stråling i dette området kan man dermed kartlegge overflatetemperaturen på jorda og forskjeller i denne.

Energien i den elektromagnetiske strålingen avtar med økende bølglengde. Dette beskrives med partikkelteori fra fysikken der man antar at strålingen består av mange diskrete enheter kalt partikler eller fotoner. Energien i disse er gitt ved:

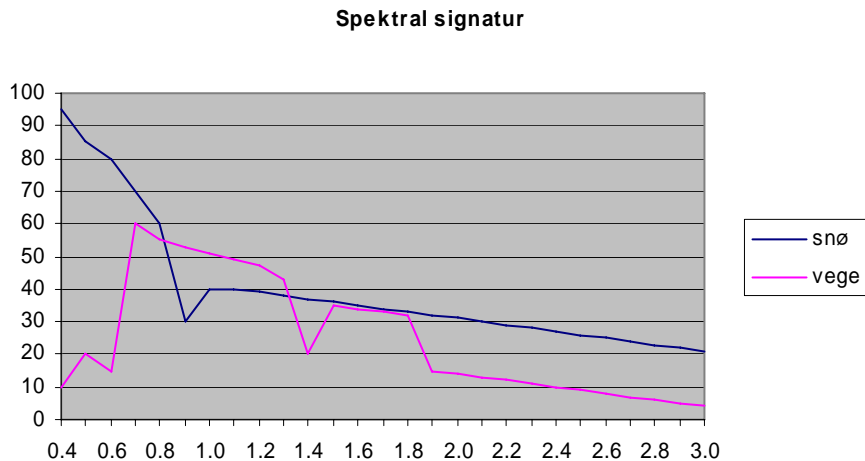
$$Q = hv = hc / \lambda \qquad \text{Likning 2.2}$$

der Q er energien til et foton i joule, h er Plancks konstant ($6,626 \times 10^{-34}$ Js), ν er frekvens, c er lysets hastighet (3×10^8 m/s) og λ er bølgelengde.

Innen fjernanalyse har dette stor betydning for den romlige/geometriske oppløsningen til en sensor. Det vil si det arealet på bakken som dekkes av hvert pixel. Når bølgelengden øker, må sensoren måle over større områder på bakken for å få en målbar energimengde og dermed reduseres den geometriske oppløsningen (Lillesand og Kiefer 2000). Ved bølgelengder innen det termiske IR området er den geometriske oppløsningen for dagens sensorer på flere titals meter noe som gjør disse lite egnet til studier av små arealer som for eksempel deteksjon av snøskred.

Også innen den reflektive delen av det elektromagnetiske spekteret har energimengden i strålingen stor betydning. Dette gjelder spesielt for forholdet mellom spektral og geometrisk oppløsning. Sensorene som er tilgjengelige i dag måler kun i et begrenset antall bånd, som hvert dekker et bestemt bølgelengdeintervall. Disse må ha en viss bredde for at energimengden fra arealet som dekkes av hvert pixel skal være målbar. Økes den spektrale oppløsningen ved å måle i flere og/eller smalere, bånd må man samtidig redusere den geometriske oppløsningen og måle over større områder. Innen hvert bånd blir reflektansen utjevnet og representert med en verdi, noe som gir en diskontinuerlig dekning av spekteret.

Reflektans er andelen av innkommende strålingen som reflekteres tilbake. Den varierer med bølgelengde og overflatens egenskaper, noe som gir unike reflektanskurver for ulike overflater. Disse kalles ofte for overflatens spektrale signatur og kan brukes til å skille ulike overflater fra hverandre som vist i Figur 2.2. Men ettersom man ikke kan måle reflektansen kontinuerlig kan man få problemer med å skille overflater med liknende reflektans i de bølgelengdeintervallene man måler (Konig et al. 2001).



Figur 2.2 Spektral signatur

Viser eksempel på hvordan spektral signatur for snø og vegetasjon kan se ut

Snø er en svært dynamisk overflate som over tid endrer karakter både fysisk og spektralt. Flere studier har undersøkt hvordan ulike faktorer påvirker snøens reflektans. Noen av de viktigste trekkene er:

- Forurensing reduserer reflektansen først og fremst i den synlige delen av spekteret.
- Kornstørrelsen virker inn på reflektansen i nær og mid IR
 - Økende kornstørrelse gir redusert reflektans
 - Fritt vann i snøpakka øker den effektive kornstørrelsen og reduserer dermed reflektansen i nær og mid IR
- Snøens reflektans er uavhengig av tetthet
- Reflektansen fra snø er anisotropic og avhengig av insidensvinkel og synsvinkel

(Konig et al. 2001)

2.4 Optiske sensorer til deteksjon av snøskred

Under et snøskred utsettes snøen for store påkjenninger. Om disse medfører endringer i reflektansen er lite undersøkt. Det er derfor umulig å si om man kan skille skredavsetninger fra snøen omkring på grunnlag av endringer i den spektrale signaturen. Men man kan tenke seg at i alle fall de gangene snøskred tar med seg jord, trær og liknende vil de spektrale endringene bli så store at de lar seg detektere med optiske sensorer.

På tross av dette mener jeg optiske sensorer er lite egnet til detektering av snøskred. De benytter reflektert sollys og kan dermed bare ta bilder på dagtid og med en tilnærmet skyfri himmel. Ettersom de fleste snøskred går i forbindelse med nedbørsaktivitet, vil man sjelden kunne få gode optiske bilder kort tid etter at skred har gått. Skred vil også ofte dekkes av nysnø i løpet av kort tid, slik at overflaten får de samme spektrale egenskapene som området rundt. Jeg vil derfor ikke undersøke optiske sensorer nærmere i denne oppgaven.

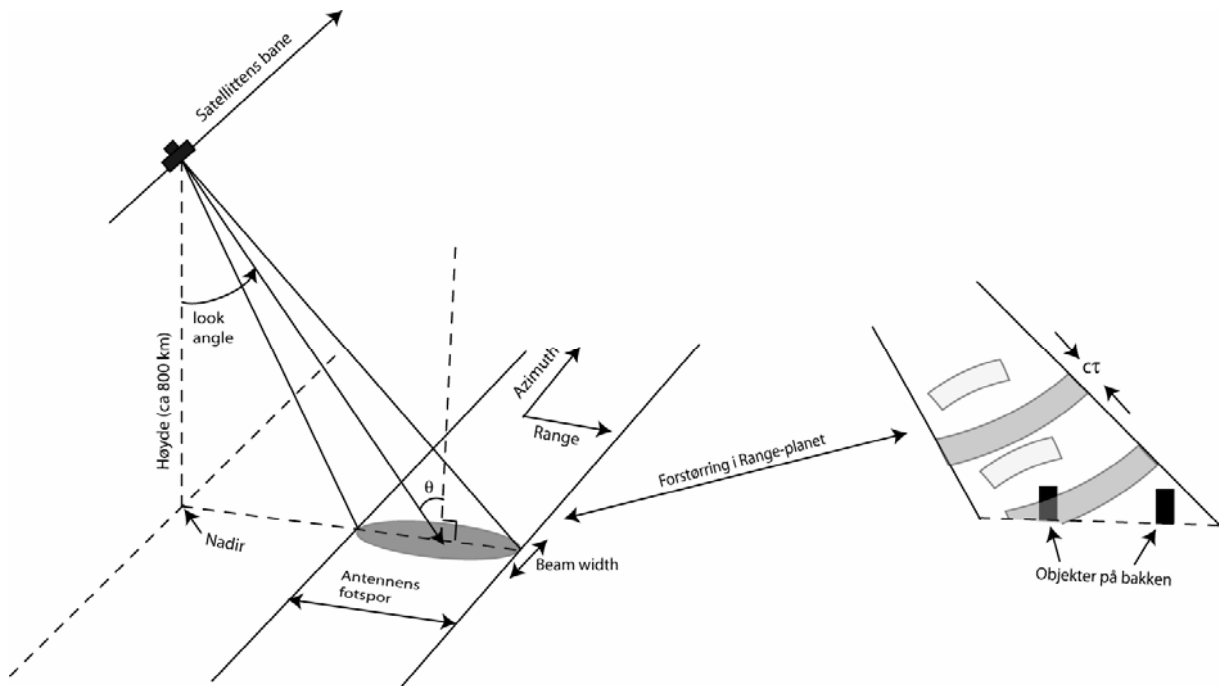
2.5 Mikrobølgesensorer og Radar

Mikrobølgesensorer registrerer elektromagnetisk stråling med bølgelengder fra ca 1 mm og opp mot 1 meter. I denne delen av spekteret er det veldig lite naturlig reflektert eller emittert stråling og passive sensorer får derfor en svært dårlig geometrisk oppløsning. Men de har den store fordelene at mikrobølger penetrerer atmosfæren under de fleste værforhold, noe som gir muligheter for å ta bilder gjennom skyer, regn, snø og tåke. De er heller ikke avhengig av dagslys og kan gjøre registreringer uansett tid på døgnet.

Radarsensorer (**R**adio **d**etection **a**nd **r**anging) utnytter også disse fordelene, samtidig som de har en egen energikilde slik at man unngår problemene på grunn av små energimengder. De sender ut korte impulser med mikrobølger og registrerer ”ekkoet” som kommer tilbake. Ved å måle tiden signalet bruker kan man beregne avstanden mellom sensor og objektet. Styrken og formen på ”ekkoet” gir informasjon om fysiske og elektriske egenskaper ved objektet. Kombinerer man denne informasjonen på ulike måter kan man få en rekke ulike målinger og produkter. De fleste radarsensorene er designet for et bestemt formål og har form og egenskaper deretter. Man deler gjerne inn radarsensorene i tre grupper etter hvilket hovedformål de har. Altimeter brukes til å måle høyder, bølgehøyder og vindstyrke. Scatterometer brukes til å beregne vindstyrke og vindretning. Billeddannende radarer tar som navnet sier bilder av jordoverflaten med geometrisk oppløsning ned til noen få meter. Dette sammen med allværsegenskapene gjør de interessante for deteksjon av snøskred. Men bildene som kan ligne bilder tatt med optiske og infrarøde sensorer har en helt annen geometri og andre egenskaper (Elachi 1988). Disse vil nå bli nærmere beskrevet.

2.5.1 Billeddannende radarsensorer – generelle prinsipper.

De billedannende radarsensorene sender impulsene på skrå som vist i Figur 2.3.



Figur 2.3 Geometri for side looking imaging radar system.

Dette er nødvendig for å unngå tvetydighet mellom punkter som ligger like langt fra, men på motsatt side av nadir. Samtidig oppnår man langt bedre geometrisk oppløsning i range retning når avstanden fra nadir øker. For å skille to objekter må ekkoene bli mottatt separat som illustrert til høyre i Figur 2.3. Oppløsningen varierer med både pulslengde og insidensvinkel θ etter følgende likning:

$$R_r = c\tau / 2\sin\theta \quad \text{Likning 2.3}$$

der R_r er oppløsningen i range retning, c er lysets hastighet (3×10^8 m/s), τ er pulsens varighet og θ er insidensvinkelen (Elachi 1988).

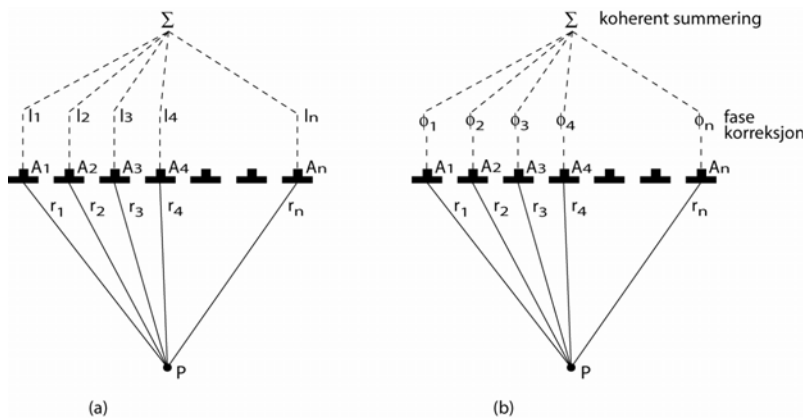
I azimuth retningen bestemmes oppløsningen av beamwidthen og avstanden fra sensoren. Dette kan uttrykkes:

$$R_a = h\beta / \cos\theta = h\lambda / L\cos\theta \quad \text{Likning 2.4}$$

der R_a er oppløsning i azimuth retning, h er høyde, β er antennens beamwidth, λ er bølgelengde, L er antennelengde og θ er insidensvinkelen (Elachi 1988). For sensorer om bord på satellitter er høyden stor og oppløsningen i azimuthretning blir derfor veldig dårlig med mindre man har svært lange antenner. Man benytter derfor SAR teknikk i disse sensorene.

2.5.2 SAR – Synthetic Aperture Radar

SAR er en teknikk der man bruker en fysisk kort antenne i bevegelse til å simulere effekten av en lang antenne. Dette foregår ved at antennen regelmessig sender og mottar signaler mens



Figur 2.4 (a) Antennen er fokusert på et punkt P når signalene fra alle antenneelementene er i fase og $r_1 + l_1 = r_2 + l_2 = \dots = r_n + l_n$. Dette oppnår man ved å fasekorrigere som vist i (b). (Etter Elachi 1988)

den flytter seg langs en kjent bane. Alle signalene refereres til et felles referansesignal og summeres koherent. Det vil si at signalene før summering, synkroniseres og fokuseres ved å fasekorrigere for endring i tid og avstand som vist i Figur 2.4

Faseskiftet ϕ_n man legger til for antenneposisjon A_n under fasekorreksjonen kan uttrykkes:

$$\phi_n = 2k(h - r_n) = 4\pi / \lambda(h - r_n) \quad \text{Likning 2.5}$$

der k er bølgetallet/sirkelfrekvensen som tilsvarer $2\pi/\lambda$ og $2(h - r_n)$ tilsvarer forsinkelsen i signalet frem og tilbake, på grunn av endret avstand (Elachi 1988).

Det summerte signalet S_p for et punkt P kan da på kompleks form skrives:

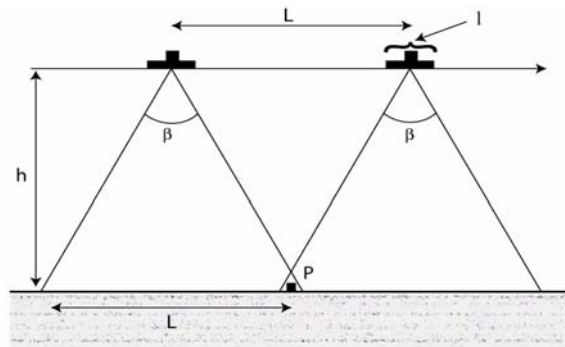
$$S_p = \sum_{n=1}^N A_n e^{-2ikr_n} \quad \text{Likning 2.6}$$

der A_n er amplituden fra de ulike antenneelementene/antenneposisjonene og $2kr_n = \phi_n$ er fasen (Elachi 1988).

2.5.3 SAR geometrisk oppløsning

Ved bruk av SAR teknikk kan man simulere svært lange antenner og dermed oppnå god oppløsning i azimuth retning.

Den maksimale antennelengden L , begrenses av tiden objektet er inne i radar beamen som vist i Figur 2.5. Lengden L på den syntetiske antennen, tilsvarer



Figur 2.5 Punktet P er innenfor beamen i alle antenneposisjonene langs L . Lengden på L tilsvarer azimuthoppløsningen til antennen gitt i likning 4 (Etter Elachi 1988).

azimuthoppløsningen til den fysiske antennen l . Denne øker når avstanden til sensoren øker, slik den gjør utover i rangeretningen. Dermed kan man ved å øke lengden på den syntetiske antennen kompensere for økt avstand, slik at man får en konstant oppløsning i azimuthretningen som kan uttrykkes:

$$R_{a(SAR)} = h\theta_{SAR} = \frac{h\lambda}{L} = \frac{h\lambda}{2\lambda h/l} = \frac{l}{2} \quad \text{Likning 2.7}$$

der $R_{a(SAR)}$ er oppløsningen i azimuthretning, h er avstanden mellom sensor og objekt, θ_{SAR} er beamwidthen til SARantennen, λ er bølgelengde, L er lengden på den syntetiske antennen og l er lengden på den fysiske antennen (Elachi 1988). Den teoretiske azimuthoppløsningen til en SAR antenne er altså halvparten av den fysiske antennelengden og uavhengig av avstanden mellom sensor og objekt.

I rangeretningen bestemmes oppløsningen av pulslengden og insidensvinkelen som beskrevet i Likning 2.3.

For en billeddannende SAR radar, vil spesifikasjonene om geometrisk oppløsning være todimensjonale og omfatte både azimuth- og range- oppløsning. Disse minste rutene som radarsensoren er i stand til å skille fra hverandre kalles også gjerne oppløsningsceller (Lewis og Henderson 1998).

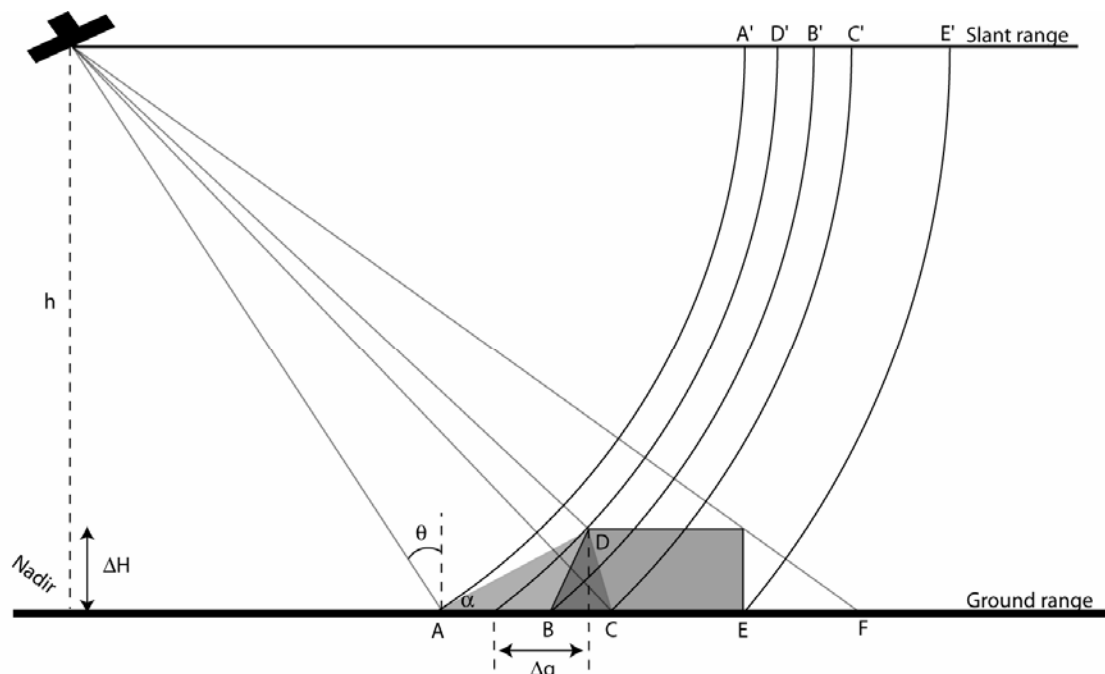
2.5.4 SAR geometri og topografiske effekter

De geometriske egenskapene til SARbilder skyldes at bildene blir tatt på skrå og at de i rangeretningen er basert på avstandsmålinger. Det vil si at plassering i bildet bestemmes av avstanden fra sensoren. Denne måles på skrå (slant range) og avstander vil derfor bli avbildet som lengre når insidensvinkelen øker utover i range. Ved flatt terreng er denne forskyvningen veldefinert og lar seg enkelt korrigere.

I terreng med vertikalt relief, vil derimot avstandene bli komprimert når de vender mot sensoren og strekt ut når de vender vekk fra sensoren. Dette fenomenet kalles *foreshortening* og fører til at fjellsider som vender mot sensoren synes kortere enn de som vender vekk fra sensoren selv om de i realiteten er like lange. I Figur 2.6 er avstandene AC og AD på bakken (ground range) like lange, mens A'D' er betydelig kortere enn A'C' i slant range. For å korrigere dette må man kjenne endringen i vertikalhøyde ΔH fra en digital høydemodell DEM, samt insidensvinkelen θ . Forskyvningen i grunnriss Δg er da gitt ved:

$$\Delta g = \frac{\Delta H}{\tan \theta} \quad \text{Likning 2.8}$$

Ved små insidensvinkler, kan denne forskyvningen bli betydelig. For ERS SAR med insidensvinkel på 23° i midten av fotsporet, gir en høydeforskjell på 100 m en fortegnning i grunnriss på hele 235 m (Guneriussen 1998).



Figur 2.6 SAR geometri. AD og AC er like lange, men på grunn av *foreshortening* er A'D' betydelig kortere enn A'C'. BD har større helningsvinkel α enn insidensvinkel θ og man får derfor *layover* slik at D' blir avbildet før B'. I området mellom E og F har man *shadow* fordi ingen radarbølger når bakken.

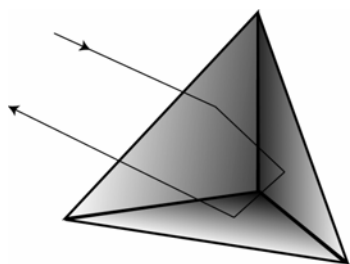
Dersom helningen på terrenget α , overstiger insidensvinkelen og har eksposisjon mot eller fra sensoren vil man få *layover* eller *shadow*. Dette er ekstreme former for foreshortening som ikke lar seg korrigere. Ved *layover* vil toppen av fjellet bli avbildet før bunnen, slik man ser i Figur 2.6 der D i slant range blir avtegnet før B, selv om B ligger nærmest nadir. Ekko fra ulike deler av fjellsiden vil i slike tilfeller bli blandet sammen til kraftige signaler som ikke lar seg skille ved korrigering. Dersom helningen på terrenget α er lik insidensvinkelen θ vil ekko fra hele fjellsiden komme på likt og bli avbildet som et kraftig punkt i bildet. *Shadow* forekommer de stedene radarimpulsene ikke når bakken, som i området mellom E og F i Figur 2.6. I dette området vil man ikke få noen avbildning av bakken og det vil fortone seg som et svart område på bildet.

2.5.5 SAR refleksjon av signalet

Det reflekterte ”ekkoet” som radarsensoren mottar fra et punkt/oppløsningscelle gitt i likning 6, kan komme fra en eller flere reflektorer innen denne. Dette kan være et diskret objekt, en flate med diffus refleksjon som for eksempel bakkens overflate eller kombinasjoner av disse formene (Lewis og Henderson 1998).

Refleksjon fra diskrete objekter

Diskrete objekter kan ha svært kraftige ekko til tross for liten fysisk størrelse. Rette vinkler og spesielt rettvinklede hjørner kan gi kraftige ekko dersom radarbølgene speiles og reflekteres tilbake i retning sensoren som illustrert i Figur 2.7.



Figur 2.7 Trihedral hjørnereflektor.

tilbake i retning sensoren som illustrert i Figur 2.7.

Rettvinklede hjørner som i trihedrale hjørnereflektor er mindre retningssensitive enn dihedrale hjørner som for eksempel husvegger. Signalene beholder også fasen slik at de interferer og gir ekstra kraftig ekko.

Styrken på ekkoet angis i radar cross section (RCS) som

betegnes σ .

$$\sigma = 4\pi R^2 E_r / E_i$$

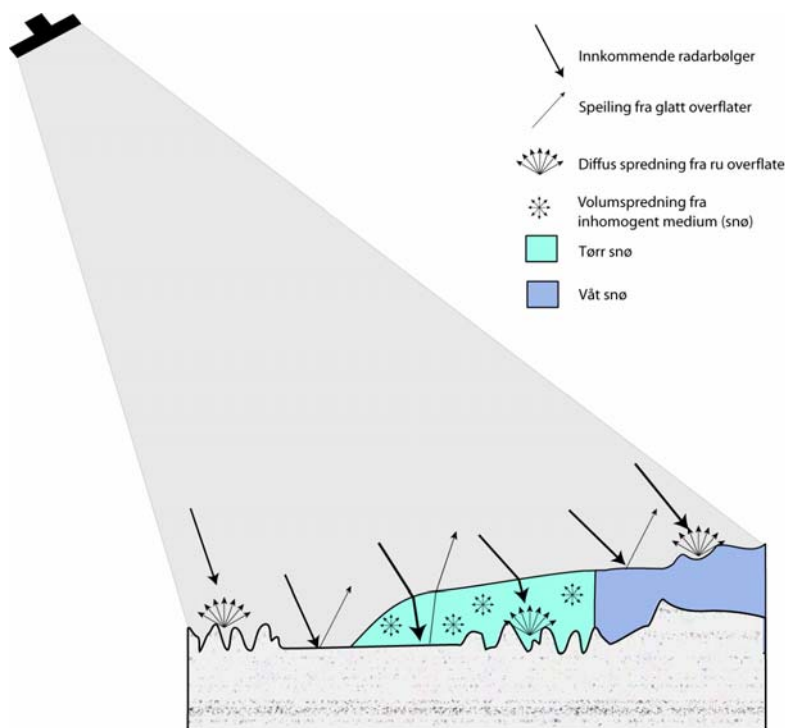
Likning 2.9

der E_r er den reflekterte energien sensoren mottar, E_i styrken/amplituden på det innkommende feltet ved objektet og R er avstanden mellom sensor og objekt. Dette tilsvarer arealet av ekvatorialsnittet til en isotropisk reflekterende kule med en størrelse som gir tilsvarende

styrke på ekkoet som det aktuelle objektet (Lewis og Henderson 1998). Hjørnereflektorer har en svært stor RCS sammenliknet med andre objekter og skiller seg ut i et radarbilde som små lyse punkter. De kan derfor brukes til kalibrering og geokoding av bildet dersom man kjenner størrelse og posisjon.

Refleksjon fra bakken

Refleksjon fra bakkens overflate er svært kompleks, og avhenger av forholdet mellom sensorens bølgelengde og polarisering, den lokale insidensvinkelen og overflatens egenskaper som kan deles i dielektriske og strukturelle/geometriske egenskaper (Elachi 1988; Guneriusen 1998; Lewis og Henderson 1998).



Figur 2.8 SAR- Refleksjon fra bakken.
Radarbølger reflekteres fra overflater med signifikant forskjell i dielektriske egenskaper i forhold til luft (snøfrie områder til venstre og områder med våt snø til høyre). Ved små forskjeller i dielektriske egenskaper vil radarbølgene penetrere og kan forårsake volumspredning og refleksjon fra dypere liggende flater (i midten).

Som vist i Figur 2.8 kan radarbølgene bli speilet vekk eller få en diffus spredning når de treffer en overflate. Men de kan også penetrere det vi oppfatter som overflate og reflekteres fra underliggende flater. Dette skjer dersom det er små forskjeller i dielektriske egenskaper mellom luften og det aktuelle mediet. Ved inhomogene medier vil man også kunne få volumspredning som er refleksjon fra selve mediet.

Snø har som vist til høyre i Figur 2.8 svært forskjellige dielektriske egenskaper avhengig av om snøen er tørr eller våt. Man kan derfor i snødekte områder ha alle formene for refleksjon, noe som vil bli nærmere beskrevet i kapittel -2.5.8

Det reflekterte signalet man mottar fra en oppløsningscelle kan inneholde flere av disse refleksjonsmåtene samtidig og kan forstås som summen av bidrag fra mange små reflektorer. Styrken måles derfor som et gjennomsnitt for det fysiske arealet A og betegnes σ_0 .

$$\sigma_0 = \sigma/A \quad \text{Likning 2.10}$$

Innen et radarbilde vil bølgelengde og polarisering være konstant og bestemt av sensoren. Så variasjonene i styrken på det reflekterte signalet som utgjør bildet, skyldes derfor variasjoner i lokal insidensvinkel og egenskaper ved overflaten. Jeg vil i det følgende beskrive disse nærmere og angi hvordan de påvirker det reflekterte signalet.

2.5.6 Dielektriske egenskaper

De dielektriske egenskapene til et medium er avgjørende for i hvilken grad radarbølgene vil trenge ned i mediet. For å beskrive disse, brukes den komplekse dielektriske konstanten:

$$\varepsilon = \varepsilon' + i\varepsilon'' \quad \text{Likning 2.11}$$

der den reelle delen ε' er permittiviteten til mediet og den imaginære delen ε'' beskriver mediets konduktivitet. Det tilsvarer den inverse av motstanden i ohm og angir mediets evne til å absorbere elektromagnetiske bølger og omdanne de til andre typer energi som f.eks varme (Ulaby et al. 1981; Lewis og Henderson 1998).

Forholdet mellom ε' og ε'' beskrives vanligvis som en "loss tangent":

$$\tan \delta = \varepsilon''/\varepsilon' \quad \text{Likning 2.12}$$

I motsetning til den dielektriske konstanten varierer "loss tangenten" kraftig med frekvensen på radarbølgene. Generelt gir redusert frekvens (lengre bølgelengder) mindre "loss tangent" og dermed dypere penetrering (Guneriusen 1998; Lewis og Henderson 1998).

I et homogent medium der $\varepsilon' \gg \varepsilon''$, kan man beskrive forplantningen av en elektromagnetisk bølge E med følgende likning utledet fra Maxwells likninger om elektromagnetiske bølger:

$$E = E_0 e^{-\alpha_a x} e^{i\sqrt{\varepsilon'} kx} \quad \text{Likning 2.13}$$

der E_0 er amplituden til den innkommende elektromagnetiske bølgen, α_a er energitapet på grunn av absorpsjon, x er posisjonen/dybden og k er bølgetallet ($k = 2\pi/\lambda$). Energitalpet α_a avhenger av mediets dielektriske egenskaper og kan uttrykkes som en funksjon av den dielektriske konstanten:

$$\alpha_a = \varepsilon''k/2\sqrt{\varepsilon'} = \pi\varepsilon''/\lambda\sqrt{\varepsilon'} \quad \text{Likning 2.14}$$

Dette brukes for å beregne penetrasjonsdybden L_p . Den er definert som dybden der styrken på signalet er redusert til $1/e$, og beregnes:

$$L_p = 1/2\alpha_a = \lambda\sqrt{\varepsilon'}/2\pi\varepsilon'' = \lambda/2\pi\sqrt{\varepsilon'} \tan \delta \quad \text{Likning 2.15}$$

(Ulaby et al. 1981; Elachi 1988; Guneriussen 1998)

2.5.7 Strukturelle/geometriske egenskaper – overflate scattering

Radarbølger som treffer en overflate mellom to medier med signifikant forskjell i dielektriske egenskaper vil reflekteres fra det øvre laget som vist til venstre i Figur 2.8. Avhengig av forholdet mellom lokal insidensvinkel, bølgelengde og overflatens ruhet vil den kunne virke glatt slik at radarbølgene speiles eller ru slik at de får en diffus spredning der også noe reflekteres tilbake mot sensoren. I følge Rayleigh kriteriet kan en overflate betraktes som glatt dersom:

$$\Delta h < \lambda/8\cos\theta_i \quad \text{Likning 2.16}$$

der Δh er overflatens gjennomsnittlige høydevariasjon som betegner ruheten, λ er bølgelengde og θ_i er den lokale insidensvinkelen. Overgangen fra glatt til ru vil ikke være absolutt, men likningen viser at en overflate fremstår som glatt i et radarbilde når forholdet:

$$\Delta h/\lambda \rightarrow 0 \text{ eller } \theta_i \rightarrow 90^\circ.$$

Ut fra dette ser man at en overflate som fremstår som glatt med en bølgelengde vil kunne være ru og gi en diffus tilbakespredning dersom bølgelengden eller insidensvinkelen reduseres.

En naturlig overflate varierer kontinuerlig i både helning og ruhet. For å kunne beregne refleksjonen er man nødt til å gjøre betydelige forenklinger. Til dette brukes gjerne refleksjonsmodeller som for eksempel "Fasett-spredning" og "Bragg-spredning".

Fasett-spredning er en modell som deler opp den kontinuerlige overflaten i flater/fasetter, med en gitt insidensvinkel og ruhet. Disse fasettene kan så behandles hver for seg og det reflekterte signalet er summen av refleksjonen fra de enkelte fasettene (Elachi 1988)

Bragg-spredning forutsetter at ruheten er mye mindre enn bølgelengden og at insidensvinkelen er over 15° . Overflaten blir i modellen behandlet som et fourier-polynom som tilsvarer summen av flere sinuskurver med ulik sirkelfrekvens. Av disse antar man at det hovedsakelig er den/de strukturer som forårsaker Bragg-resonans som bidrar til refleksjonen. Dette forekommer der bølgelengden på strukturen Λ er:

$$\Lambda = n\lambda/2\sin\theta \quad n = 1, 2, \dots \quad \text{Likning 2.17}$$

Styrken på det reflekterte signalet kan ut fra dette beregnes med:

$$\sigma_0 = 8k^4(\Delta h)^2 \cos^4\theta |\alpha|^2 W(2k\sin\theta) \quad \text{Likning 2.18}$$

Der W er fourieranalysen og α er en faktor som avhenger av polariseringen til den elektromagnetiske bølgen (Elachi 1988).

2.5.8 Refleksjon fra snødekte overflater

Refleksjon fra snødekte områder kan som vist i Figur 2.8 komme fra snøoverflaten, selve snøpakka eller fra bakken under. Dette avhenger av snøens egenskaper og da spesielt fuktighet og innhold av fritt vann.

Flere studier har vist at tørr snø er svært transparent for mikrobølger med frekvenser mellom 10 MHz og 10 GHz (Tiuri et al. 1984; Matzler 1996). Det viser seg også at den imaginære delen av den dielektriske konstanten har liten betydning og at den reelle delen kun avhenger av tettheten ρ_{ds} og kan bestemmes med følgende likning:

$$\epsilon'_{ds} = 1 + 1.7\rho_{ds} + 0.7\rho_{ds}^2 \quad \text{Likning 2.19}$$

(Tiuri et al. 1984)

Våt snø med en temperatur på tilnærmet 0°C er derimot lite transparent for mikrobølger. Det skyldes at den inneholder fritt/flytende vann. Ved små mengder ligger dette som en tynn film rundt snøkrystallene noe som kalles "pendular-regime". Når innholdet øker kommer man over i "funicular/pendicular-regimet", der mesteparten av rommet mellom snøkrystallene fylles med vann, slik at luft bare finnes i små bobler. Øker innholdet av flytende vann ytterligere, vil vannet begynne å perkolere gjennom snøpakka (Tiuri et al. 1984; Guneriusen 1998)

Allerede ved små mengder fritt/flytende vann i snøpakka, får man en markert økning i dielektrisk tap (loss tangent) på grunn av økt absorpsjon (Shi et al. 1993). Dette gir en betydelig økt kontrast i dielektriske egenskaper og dermed også redusert penetrasjonsdybde, som man ser i Tabell 2.1. Både den reelle og den imaginære delen av den komplekse dielektriske konstanten øker med økende innhold av flytende vann. I Guneriussen (1997) beskrives hvordan man kan beregne disse som en funksjon av tetthet ρ , volumetrisk innhold av fritt/flytende vann W og frekvens f i GHz.

$$\varepsilon' = 1.0 + 1.83\rho + 0.02W^{1.015} + \frac{0.073W^{1.31}}{1 + (f/9.07)^2} \quad \text{Likning 2.20}$$

$$\varepsilon'' = \frac{0.073(f/9.07)^2 W^{1.31}}{1 + (f/9.07)^2} \quad \text{Likning 2.21}$$

I Tabell 2.1 vises eksempler på hvordan de dielektriske egenskapene påvirkes av innholdet av fritt vann og hvordan dette igjen påvirker penetrasjonsdybden.

Medium	Innhold av fritt vann W (%)	Dielektrisk konstant ε'	Dielektrisk konstant ε''	Penetrasjonsdybde X-bånd Lp (m)	Penetrasjonsdybde C-bånd Lp (m)	Penetrasjonsdybde L-bånd Lp (m)
Vann	-	66	36	-	-	-
Is	0	3,1	8 x 10-10	-	65	-
Snø (tørr)	0	1,7	4 x 10-4	-	30	-
Snø (våt)	2	1,8	0,08	0,07	0,15	2
Snø (våt)	5	2,2	0,15	0,02	0,05	0,72
Snø (våt)	8	2,6	0,28	0,013	0,03	0,43

Tabell 2.1 Dielektriske egenskaper beregnet for snø med tetthet på 0,35 g/cm³, målt med C-bånd radar (f= 5,3GHz). Viser også estimert penetrasjonsdybde med X-bånd radar (f = 9,8 GHz), C- bånd radar (f = 5,3 GHz) og L-bånd radar (f = 1,275 GHz). Fra (Guneriusen 1998)

2.5.9 Kombinert refleksjonsmodell for snødekte flater

Ved beregning av refleksjon fra snødekte flater må man bruke en kombinert modell som innlemmer alle formene for refleksjon. Guneriussen (1998) beskriver en slik modell for beregning av det reflekterte signalet ved en gitt lokal insidensvinkel ($\sigma_0(\theta)$):

$$\sigma_0(\theta) = \sigma_{0,sv}(\theta) + \psi^2(\theta) [\sigma_{0,sv}(\theta') + \sigma_{0,sg}(\theta') L^{-2}(\theta')] \quad \text{Likning 2.22}$$

der ($\sigma_{0,sv}(\theta)$) er refleksjonskoeffisienten fra overflaten, $\psi(\theta)$ er transmissiviteten i snøpakka, ($\sigma_{0,sv}(\theta')$) er volumspredningskoeffisienten, ($\sigma_{0,sg}(\theta')$) refleksjonskoeffisienten fra bakken

under og $L(\theta')$ er energitapet i snøpakka (en vei). θ' er insidensvinkelen i snøpakka etter at den er brutt i snøoverflaten.

Styrken på de ulike delene av modellen avhenger av og varierer med snøens tetthet, innhold av flytende vann, partikkelstørrelse og form, samt overflatens ruhet. Som beskrevet over påvirker både tetthet og ikke minst innholdet av flytende vann i hvilken grad radarbølgene trenger ned i snøpakka. Ved våt snø vil all refleksjonen komme fra de øverste lagene i snøen og være en kombinasjon av overflaterefleksjon og volumspredning. Overflaterefleksjonen påvirkes hovedsakelig av overflatens ruhet og den lokale insidensvinkel som beskrevet i kapittel 2.5.7, mens volumspredningen hovedsakelig påvirkes av de reflekterende partiklens størrelse, form og variasjon i størrelse og dielektriske egenskaper. I tillegg påvirkes volumspredningen av snøens tetthet, og innhold av fritt vann som avgjør hvor dypt radarbølgene vil penetrere (Shi et al. 1993). Ved tørr snø er det derimot refleksjon fra bakken under snøen som dominerer og det er bakkens egenskaper som er avgjørende. Refleksjon fra snøoverflaten og volumspredning har derimot vist seg å ha liten betydning (Matzler 1996; Guneriussen 1998).

2.6 SAR til deteksjon av snøskred.

Ettersom det som nevnt er gjort få forsøk på å kartlegge snøskred ved bruk av fjernanalyse, som beskrevet i innledningen, må man basere seg på erfaring og kunnskap fra andre relaterte områder når man skal vurdere mulighetene for å bruke SAR. I hovedsak vil det være resultater fra forsøk på å kartlegge snømengde og utbredelse for vannkraftbransjen.

Snø utgjør en betydelig vannressurs, samtidig som den har betydning for energibalanse og klima, både lokalt og globalt. Det blir derfor brukt mye resurser på å finne effektive metoder for monitorering av snømengden gjennom en sesong, slik at man kan optimalisere kraftproduksjonen og hindre flommer under vårsmeltingen. I dette arbeidet er fjernanalyse viktig for å kartlegge inputparametere til avrennings- og energibalansmodeller som snødekningsgrad, albedo, kornstørrelse og overflatetemperatur (Vikhamar og Solberg 2003) og (Konig et al. 2001). I dag brukes hovedsakelig optiske sensorer, men på grunn av begrensningene knyttet til vær og lysforhold, arbeides det mye med hvordan man kan bruke

SAR til denne snøkartleggingen. Det arbeides også med mulighetene for å kartlegge snømengden direkte ved bruk av SAR.

Flere studier har vist at SAR sensorer er egnet til å finne utbredelsen av områder med våt snø (Guneriussen et al. 1996; Koskinen et al. 1997; Shi og Dozier 1997; Baghdadi et al. 2000). Felles for disse er at man har observert et betydelig svakere ekko fra områder med våt snø, mens ved tørr snø er ekkoet omtrent det samme som for snøfrie områder. Dette skyldes at snødekte overflater er relativt glatte og ved refleksjon fra overflaten som ved våt snø, vil en stor andel av signalet speiles vekk som vist i Figur 2.8. I fjellområder må imidlertid dataene først korrigeres geometrisk og radiometrisk, for at styrken på ekkoet skal bli sammenliknbar i ulike områder (Shi et al. 1994; Guneriussen et al. 1996). Dette kan være problematisk i enkelte områder på grunn av manglende digitale terrengmodeller av god kvalitet. Ved polarimetrisk SAR, der man måler amplitude og fase på signalet i både horisontalt og vertikalt polarisering, kan dette unngås fordi polariseringsmålinger påvirkes lite av terrenget. Shi et al. (1994) har vist at man kan kartlegge våt snø med 86% nøyaktighet kun ved bruk av slike polariseringsmålinger.

Det er også gjort forsøk på å måle snømengden i vannekvivalenter (snow water equivalent - SWE) direkte med fjernanalyse. Dette forutsetter at man bruker mikrobølger og at disse penetrerer snøpakka, slik tilfellet er ved tørr snø. Selv om de tilsynelatende går rett gjennom snøpakka vil den lille forskjellen i dielektriske egenskaper mellom luft og snø medføre at mikrobølgene blir noe avbøyd i det de treffer snøoverflaten som vist i Figur 2.8. Dette påvirker avstanden mellom sensor og bakke, og dermed også fasen på det reflekterte signalet gitt i Likning 2.6. (Guneriussen et al. 2001) har vist hvordan man med interferometrisk SAR (InSAR) fra ERS 1/2 satellittene i tandemmodus, kan bruke dette til å påvise selv små endringer i SWE forårsaket av endret snødybde eller tetthet mellom de to opptakene. Ved InSAR lager man et interferogram, som er et "bilde" av faseforskjellen mellom to opptak tatt fra omtrent samme posisjon, men på forskjellig tidspunkt (repeat-pass). Denne faseforskjellen kan skyldes både topografi og endring av terrenget, som i dette tilfelle er forårsaket av endring i SWE. Faseforskjellen på grunn av topografi kan fjernes ved bruk av en DEM og da sitter man igjen med kun faseforskjellen forårsaket av endring i snødybde og/eller tetthet $\Delta\phi_s$. Dette kan uttrykkes:

$$\Delta\phi_s = -\frac{4\pi}{\lambda_i} \Delta Z_s (-0,87)\rho$$

Likning 2.23

Der λ_i bølgelengde, ΔZ_s er endring i snødybde og ρ er tetthet (Guneriussen et al. 2001).

Med tanke på kartlegging av snøskred med fjernanalyse, er disse studiene svært interessante. Skredavsetningene fra våte snøskred består som regel av større ”snøballer” med diameter opp mot 0,5 m (McClung og Schaerer 1993), noe som gir en svært ru overflate. Man kan derfor anta at dette vil gi en høyere refleksjon enn områdene rundt, dersom disse er dekket med våt snø med en relativt glatt overflate. Tørre snøskred kan man derimot ikke kartlegges på grunnlag av forskjell i refleksjonen fra overflaten, ettersom mikrobølgene penetrerer snøpakka. Men man kan anta at faseforskjellen vil være spesielt stor i et utløpsområde dersom det har gått snøskred i tiden mellom to InSAR opptak. Dette fordi faseforskjellen gitt i likning 2.23 øker med økning i både tetthet og snødybde og i skredavsetningene vil det være en betydelig økt snømengde og trolig også økt tetthet, sammenliknet med områdene rundt.

På bakgrunn av dette kan man derfor i teorien anta at både ”våte” og ”tørre” skredavsetninger lar seg detektere ved bruk av SAR. Men det er flere spørsmål og problemer knyttet til dette. Terrenget der det går snøskred gir betydelige uønskede topografiske effekter, og flere steder vil skredbanene være så bratte at man får layover og/eller shadow som ikke lar seg korrigere. Skredavsetningene vil imidlertid hovedsakelig avsettes i flatere områder og det bør derfor undersøkes nærmere om disse ligger slik at de lar seg avbilde. Selve skredavsetningene og deres egenskaper bør også kartlegges nærmere spesielt med tanke på hvor stor økning i SWE/m² det er i forhold til områdene rundt.

2.7 Snøskred

Snøskred deles gjerne inn i løssnøskred og flakskred etter form og løsnemekanisme. Disse blir igjen delt inn i tørre og våte skred etter temperatur og fuktighet i snøen. I det følgende vil jeg beskrive disse skredtypene og deres egenskaper. Jeg beskriver også en vanlig inndeling av skredområdet og en topografisk/statistisk modell for bergning av maksimal utløpslengde. Denne modellen er utarbeidet av NGI, og brukes til å beregne hvor langt utover dalbunnen et skred maksimalt kan nå.

2.7.1 Løssnøskred

Løssnøskred utløses fra ett punkt der den statiske friksjonsvinkelen overskrides. Det vil si at helningsvinkel er så bratt, at tyngdekraften overstiger kohesjonskreftene og friksjonen i snøen, slik at denne settes i bevegelse. Belastningen på snøen nedenfor vil dermed øke, noe som kan resultere i at også denne snøen settes i bevegelse. På den måten vil volumet i skredet øke, mens det sprer seg nedover i en vifteform. Hastigheten vil også øke så lenge terrengets helning er større enn den dynamiske friksjonsvinkelen. Det er den helningsvinkelen som skal til for at snøen forblir i bevegelse. Vanligvis er denne ca 10° lavere enn den statiske friksjonsvinkelen. Dersom skredet når store hastigheter (mer enn noen få meter pr sekund) vil andre mekanismer enn dynamisk friksjon dominere oppbremsingen og det oppfører seg mer som de større flakeskredene beskrevet under (McClung og Schaerer 1993; Lied og Kristensen 2003).

Løssnøskred går som regel i svært bratt terreng og de blir sjelden veldig store. Vanligvis må det være brattere enn 45° (Lied og Kristensen 2003) for at tørre løssnøskred skal utløses, mens våte løssnøskred kan løses ut ved vinkler helt ned til ca 15° (McClung og Schaerer 1993).

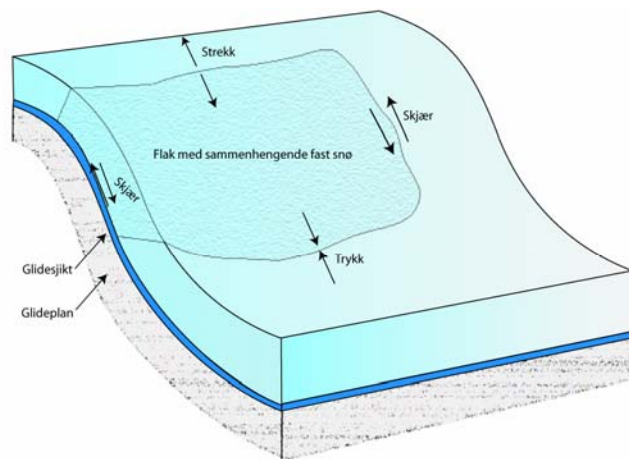
Både kohesjonskreftene og friksjonen i snøen avhenger av faktorer som tetthet, krystallform, temperatur og vanninnhold. Endringene i snøpakka vil derfor kunne redusere den statiske friksjonsvinkelen så mye at et løssnøskred utløses. Vanligvis skyldes disse endringene nedbrytende metamorfose som avrunner snøkrystallene, eller sol og regn som øker snøens temperatur og/eller vanninnhold. Man ser derfor ofte at løssnøskred starter rett i underkant av steiner og fjellrabber hvor det kan bli en lokal økning i både temperatur og vanninnhold i snøen.

Løssnøskred utløses også ofte i forbindelse med kraftig snøfall fordi vekten av snømassene øker så raskt at snøkrystaller litt nede i snøpakka kollapser og snøen over settes i bevegelse. Det samme kan skje dersom snøen utsettes for tilleggsbelastninger i form av for eksempel steinsprang som lander på snøen, eller skiløpere. Skredet vil da starte i det punktet som utsettes for belastningen. For skiløperen som utløser skredet vil de derfor sjelden være farlige ettersom denne befinner seg helt i toppen av skredet der volumet er lite og hastigheten lav.

2.7.2 Flakskred

I motsetning til løssnøskredene kan flakskredene bli svært store og det er denne skredtypen som forårsaker de aller fleste ulykkene. De starter med at et flak med sammenhengende fast snø, løsner og glir på et løsere snølag nede i snøpakka. Dette løse laget kalles gjerne for glidesjiktet, mens underlaget det glir på kalles for glideplanet. Dette kan enten være et fast snø/skarelag eller selve bakken.

Mellom snøoverflaten og glideplanet vil det være en karakteristisk bruddkant der flaket løsnet. Denne står tilnærmet normalt på underlaget og kan være alt fra ca 10 m til over 1 km lang. Høyden avhenger av hvor dypt glidesjiktet befinner seg og kan variere fra ca 20 cm og opp til 2 - 3 m (Lied og Kristensen 2003).



Figur 2.9 Spenninger rundt et snøflak (Etter Lied og Kristensen 2003)

Som vist i Figur 2.9 er det flere ulike krefter som virker rundt et snøflak som ligger i hellende terreng. Dette skyldes at snøen siger og glir nedover på grunn av tyngdekraften. Denne bevegelsen kan deles i to komponenter. En bevegelse normalt på terrenget som gjør at snøen setter seg og tettheten øker, og en parallelt med terrenget som fører til skjærspenninger og skjærdeformasjon i snøen. Forholdet mellom disse komponentene avhenger av helningsvinkelen og når den kommer opp mot 40-50° dominerer kreftene parallelt med terrenget. Dette gir stor sannsynligheten for skred, og de fleste flakskred har helningsvinkler

mellom 35-45° i utløsningsområdet (Lied og Kristensen 2003). Ved helningsvinkler under 30° har derimot kreftene normalt på overflaten så stor betydning at skred sjelden utløses. Hastigheten på snøsiget avhenger av helningsvinkelen og i konvekse områder der denne øker nedover, vil det oppstå strekkspenninger fordi hastigheten øker. I konkave områder der helningsvinkel og hastighet avtar vil snøkrystallene bli presset sammen og det oppstår trykkspenninger.

Ved utløsning av flaskred oppstår det et skjærbrudd i glidesjiktet, og et strekkbrudd der flaket løsner fra snøen over. Årsakene og mekanismene bak dette er ikke fullt ut forstått, men man mener det skyldes en kombinasjon av rask deformasjon av snøen og spenningskonsentrasjoner i glidesjiktet. Snø oppfører seg som et visko-elastisk materiale der bruddstyrken øker med tøyningshastigheten inntil en viss verdi. Overskrides denne, reduseres bruddspenningen til inntil 1/10 av maksimal bruddstyrke. Det er derfor naturlig å anta at deformasjonshastigheten må overstige denne kritiske verdien, for at et brudd skal oppstå. Målinger viser imidlertid at deformasjonshastighetene i snøen vanligvis bare er 1/10 av denne verdien, og det kan derfor ikke forklare bruddet alene. Målinger og beregninger har også vist at heller ikke skjærspenningen blir stor nok til å forårsake et brudd alene, dersom denne er jevnt fordelt under hele flaket (Lied og Kristensen 2003). Det antas derfor at det finnes supersvake soner i glidesjiktet som er tilnærmet helt uten skjærstyrke. Belastningen fra disse sonene overføres til områdene rundt, hvor det vil være en økt skjærspenning. Ved tilleggsbelastninger i disse områdene på grunn av rask snøakkumulasjon, eller for eksempel en skiløper, vil det kunne oppstå et ”lokalt” brudd i en slik supersvak sone. Dersom denne har en viss utstrekning eller den kommer i forbindelse med en av de andre supersvake sonene i nærheten og skaper brudd der, kan det starte en forplantning av bruddet utover slik at hele flaket løsner. Dette kalles progressivt brudd og skyldes at spenningskonsentrasjonene fører til at den kritiske deformasjonshastigheten overstiges (Lied og Kristensen 2003).

2.7.3 Inndeling av skredområdet

Skråningen der det går snøskred kan deles inn i utløsningsområde, skredløp og utløpsområde. Ved små flaskred med fallhøyder under 50 meter, vil imidlertid utløsningsområdet ofte gå direkte over i avsetningsområdet (Lied og Kristensen 2003). Det samme gjelder de aller fleste løssnøskred som brer seg i vifteform til terrengets helning blir slakere enn den dynamiske

friksjonsvinkelen og oppbremsingen starter. Inndelingen her er derfor hovedsakelig med tanke på de større snøskredene.

Utløsningsområde

Dette er området hvor skredet starter. Løssnøskred avgrenses i overkant av startpunktet, mens flakskred avgrenses av bruddkanten. Begge avgrenses på sidene av der hvor snøen ligger igjen "urørt". Nedre kanten grenser mot skredløpet og er ofte vanskeligere å identifisere. Helningsvinkelen i dette området er vanligvis over 30° og det har som regel en eksposisjon og form som gjør at det samler seg mye snø.

Skredløp

Skredløpet er den veien skredet følger mellom utløsningsområdet og utløpsområdet. Dette er ofte forsenkninger i terrenget som for eksempel bekkeløp. Store tørre snøskred, hvor deler av skredet er en snøsky, har en tendens til å gå rett frem med mindre terrengformasjoner som leder det er svært store. Dersom skredløpet er uten forsenkninger som innsnevrer og leder skredmassene kan det bli svært bredt. I enkelte tilfeller kan et bli over 1 km som skredet i Tamokdalen 3.2.2000.

Utløpsområde

Dette er den nederste delen av skredbanen der skredet bremses opp og skredavsetningene avsettes. Ved små og våte snøskred skjer dette allerede når terrenget blir slakere enn 25 - 15°. Store og tørre snøskred går derimot atskillig lengre og bremses først opp når terrenghelningen kommer under 10°. De vil også fortsette et godt stykke før de når sin maksimale utløpslengde. I hele dette området vil det bli avsatt skredmasser (Lied og Kristensen 2003).

2.8 Topografisk/statistisk modell for beregning av maksimal utløpslengde

NGI har utarbeidet en modell for beregning av maksimal utløpslengde i en skredbane, kun basert på topografiske parameter. Dermed unngår man de vanskelig bestembare parameterne som inngår i dynamiske beregningsmodeller som Voellmys modell, PCM-modellen og NIS-modellen (Lied og Kristensen 2003). I arbeidet med modellen har NGI analysert informasjon om ca 200 skred med utløp i åpent terreng. Man har undersøkt hvordan ulike topografiske

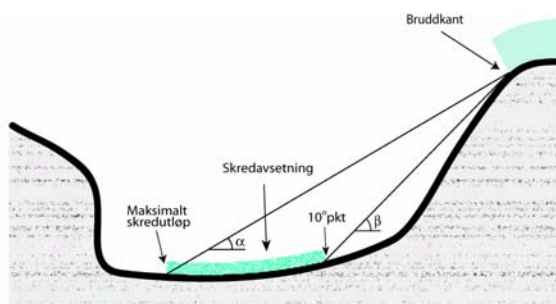
faktorer som løseområdet helningsvinkel, skredløpets -helning, -krumning og -form, samt den totale fallhøyden i skredbanen påvirker den maksimale utløpslengden. Resultatene viser at skredløpets helning er den klart viktigste faktoren, og at skred i slake skredbaner har større utløpslengde enn skred i bratte skredbaner. Dette forklares med at de har større volum fordi det kreves mer snø før skred utløses i slake utløsningsområder, og fordi slake skredløp inneholder mer snø som blir dradd med underveis. En annen viktig faktor er at slake skredbaner uten markerte knekkpunkt gir mindre friksjon og turbulens. Energitalpet er derfor lavt, og utløpslengde kan bli stor.

Ved regresjonsanalyse er det funnet at forholdet mellom maksimal utløpslengde og skredløpets helning kan uttrykkes ved:

$$\alpha = 0,96\beta - 1,4^\circ$$

Likning 2.24

Der α er vinkelen mellom den ytterste skredavsetningen og øvre begrensnings av



Figur 2.10 Forholdet mellom α og β

$$\alpha = 0,96\beta - 1,4^\circ$$

$$SD = 2,3^\circ \text{ og } R = 0,92$$

utløsningsområdet og β er skredløpets helning som vist i Figur 2.10.

β er definert ved vinkelen mellom det punktet der helningsvinkelen i skredbanen er 10° og skredets startpunkt. Standardavviket $SD = 2,3^\circ$

og korrelasjonskoeffisienten $R = 0,92$.

Innføring av flere parameter gir kun en marginal økning i nøyaktigheten og

brukes derfor sjelden i praksis (Lied og Bakkehøi 1980; Lied og Kristensen 2003).

Kun de aller største skredene, der snøforholdene er ”optimale”, vil nå den maksimale utløpslengden for en skredbane. Disse forekommer relativt sjelden, men ved arealplanlegging og bygging er det viktig å kjenne ekstremverdiene. Det er også en viss usikkerhet forbundet med den beregnede utløpslengden og resultatet blir derfor vurdert med subjektivt skjønn og eventuelt også sammenliknet og kontrollert i forhold til andre modeller, dersom det kreves spesielt stor nøyaktighet.

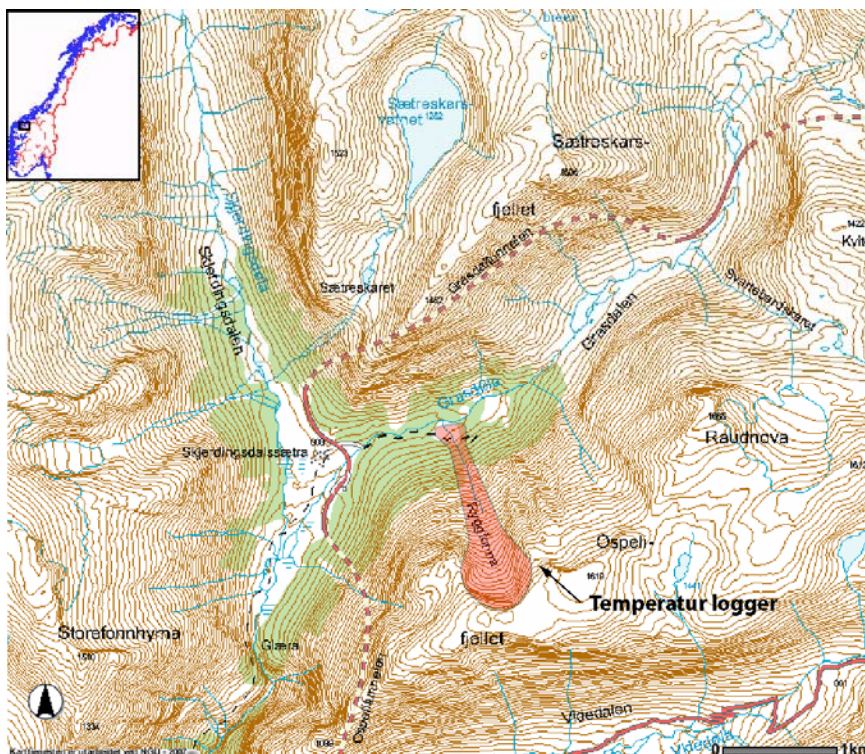
3 Metoder

Metodene som er brukt for å undersøke mulighetene til å bruke fjernanalyse til kartlegging av snøskred kan deles inn i et feltarbeid og en digital terrenganalyse. Feltarbeidet har som mål og kvantifisere egenskaper ved skredavsetninger, samt kartlegge hvordan disse skiller seg fra områdene rundt. I den digitale terrenganalysen blir snøskredenes utløpsområder beregnet og det undersøkes i hvilken grad disse ligger slik at de lar seg detektere med SAR. Det vil si om de ligger i områder der topografien ikke forårsaker layover eller shadow.

I tillegg planla jeg å undersøke om et større kjent skred lot seg identifisere på et SAR-bilde tatt kort tid etter skredet. Dette har imidlertid ikke latt seg gjennomføre fordi jeg ikke har lyktes å finne bilder tatt mindre enn to uker etter kjente skred. Årsaken til dette er nok dels at man kjenner relativt få skred, samtidig som det foreløpig er tatt relativt få SAR-bilder over Norge vinterstid.

3.1 Feltarbeid

Feltarbeidet ble gjort i Ryggfonn vinteren 2002/2003 og vinteren 2003/2004. Dette er en skredbane i Grasdalen på Strynefjellet hvor NGI utfører fullskala forsøksskred. Den har et vertikalt fall på ca 900 m og en horisontal lengde på ca 2100 m. Hver vinter går det 2-3 skred



Figur 3.1 Kart over Grasdalen på Strynefjellet, med skredbanen i Ryggfonn og temperaturloggerens plassering inntegnet. (Fra www.ngu.no/kart/arealis)

som kan inneholde opp til 500.000 m³ snø (Lied 1998). I skredbanen er det montert ulike måleinstrumenter for å måle trykk og belastning på konstruksjoner. Disse vil også registrere alle snøskred slik at man vet nøyaktig når det har gått skred.

I Ryggfonn har man også muligheter for å utløse skred kunstig. Det gjøres ved å sprengre



Figur 3.2 Lite våtsnøskred i utløsningsområdet på Ryggfonn. Toppskavlen ses oppe til høyre i bildet. Temperaturloggeren var plassert helt oppe til venstre i bildet. (Foto: W. Finsland)

skavlen som bygger seg opp på toppen av det skålformede utløsningsområdet, som man ser i Figur 3.2. Man kan dermed styre tidspunktet for skredet, og være tilstede for å overvåke og gjøre målinger under selve skredet og umiddelbart etterpå.

I utløpsområdet er det som man ser i Figur 3.3 bygget en 100 m lang og 16-17 m høy voll, for



Figur 3.3 Utløpsområdet i Ryggfonn. Stålmasten og røret på vollen som brukes ifm oppmålingen av skredavsetningen er markert. Bildet er tatt ca en mnd etter at skredavsetningen ble målt opp. (Foto: W. Finsland)

å studere effekten av slike sikringsvoller (Lied 1998). Denne vil påvirke både utløpslengden og dybden på skredavsetningene. Men skredavsetningens egenskaper og totalvolum vil trolig ikke påvirkes i særlig grad. Jeg har derfor valgt å likevel gjøre undersøkelsene av skredavsetninger i denne skredbanen. Først og fremst fordi

man ved kunstig utløste skred har muligheter for å gå inn å undersøke skredavsetningene kort tid etter at de har lagt seg til ro. NGI har også mye erfaring med hvor store skred man kan forvente i en gitt situasjon, samt muligheter for å inspisere skredbanen fra helikopter med hensyn på hvor mye snø som ligger igjen i skredbanen og eventuelt fare for nye skred. Dette er helt essensielt for å kunne ivareta sikkerheten ved arbeid i en skredavsetning.

De undersøkelsene jeg har gjort i skredavsetningen er:

- Volumberegning av en skredavsetning
- Kartlegging av skredavsetningens egenskaper ved graving av snøprofiler i og utenfor skredavsetninger

I tillegg ble det forsøkt å logge snøtemperaturen i løseområdet.

3.1.1 Volumberegning av skredavsetningen

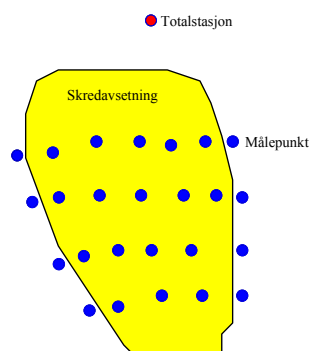
Skredavsetningene i Ryggfonn ble oppmålt og volumberegnet den 05.03.04. Hensikten med dette var først og fremst å identifisere variasjon i snødybde mellom skredavsetningene og områdene rundt. Men det er også interessant å estimere hvor mye masse som tilføres utløpsområdet av et snøskred.

Skredavsetningene som lå i utløpsområdet under oppmålingen stammer hovedsakelig fra et middels stort vått skred som gikk den 04.02.04 og fra et kunstig utløst skred den 28.02.04. I tillegg har det gjennom vinteren også gått flere mindre skred som kan ha bidratt med noe avsetningsmasse, spesielt i de øvre delene av utløpsområdet.

Volumet på skredavsetningen ble beregnet ved differansen mellom to digitale terrengmodeller: en som representerer overflaten på skredavsetningen og en som viser bunntopografien under.

Den digitale terrengmodellen for skredoverflaten ble interpolert ut fra målte punkter på overflaten. På grunn av beliggenheten i bunnen av en relativt trang dal, er GPS-målinger lite egnet. Den trange horisonten gir en svært dårlig geometrisk konfigurasjon av satellittene og dermed stor unøyaktighet, spesielt i høyde. Punktene på overflaten er derfor målt ved tachymetrering. Det ble gjort polare målinger med retning og avstand fra et kjent punkt på vollen, med en Sokkia SET2B totalstasjon og Husky 500 målebok.

Målepunktene ble forsøkt spredd ut over alle tilgjengelige deler av skredavsetningen som illustrert i Figur 3.4. Ytterpunktene på sidene ligger like utenfor selve skredavsetningen. I



Figur 3.4 Illustrasjon av oppmåling av skredavsetningen

nedre del av skredavsetningen, som lå helt inn mot vollen, var det ikke mulig å gjøre målinger på grunn av manglende sikt fra det kjente punktet (røret) på vollen hvor totalstasjonen var oppstilt. I øvre del av skredavsetningen var det ikke mulig å komme til med prisme.

Overflaten på skredavsetningen er svært ru/ujevn og preget av renner/rygger i fallretningen. Målepunktene er forsøkt lagt på

toppen av ryggene og i bunnen av rennene for å unngå at overflaten blir glattet ut i interpolasjonen. Det ble også vekslet mellom toppen og bunnen av snøballene som utgjorde ruheten for å unngå at modellen skulle bli hevet eller senket.

Som kjent siktepunkt, nullsikt, brukte jeg en markering på stålmaster som er montert ca 320 meter oppe i skredbanen målt fra vollen. Dette er ikke helt ideelt som nullsikt, fordi det ligger relativt nærme, er relativt dårlig definert og kan være ustabil over tid. Men det var det eneste kjente punktet som var synlig den aktuelle dagen.

Etter oppmåling ble det regnet ut koordinater til alle de målte punktene og ut fra disse ble det interpolert en digital terrengmodell med 1x1 m oppløsning for overflaten av skredavsetningen. Interpolasjonen ble utført med Kriging algoritmen i programvaren ArcMap. Dette er en geostatistisk interpolasjonsalgoritme der det først beregnes et semivariogram for å kartlegge den romlige avhengigheten mellom målepunktene. Deretter brukes informasjonen fra dette for å avgjøre vekten av de ulike målepunktene rundt punktet man skal interpolere i. Verdien til det interpolerte punktet $\hat{z}(x_0)$ er gitt ved:

$$\hat{z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \times z(x_i) \quad \text{Likning 3.1}$$

Der vekten λ_i bergnes slik at variansen blir minst mulig. $\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$ for å hindre heving eller senking av modellen (Burrough og McDonnell 1998).

Terrengmodellen for bunntopografien har 5x5 m oppløsning og er fremstilt og tilgjengeliggjort av NGI. For å kunne beregne differansen mellom de to terrengmodellene så nøyaktig som mulig har jeg ut fra NGIs modell interpolert en ny terrengmodell med 1x1 m oppløsning. Denne interpolasjonen er også utført med Kriging algoritmen i programvaren ArcMap.

Selve volumberegningen ble utført i programmet ArcInfo. Der ble det først beregnet et grid med celledimensjon på 1x1 m som viser differansen mellom overflate og bunntopografi. Dette tilsvarer snødybden i de enkelte cellene. Deretter ble volumet beregnet ved å summere snødybden i alle cellene som lå innenfor skredavsetningen.

Ettersom det ikke lot seg gjøre og måle inn hele skredavsetningens avgrensning, antok jeg at denne lot seg identifiseres i resultatet ved en markert økning i snødybde. Den var svært tydelig i terrenget, med bratte sidekanter og en overflate flere meter over områdene rundt.

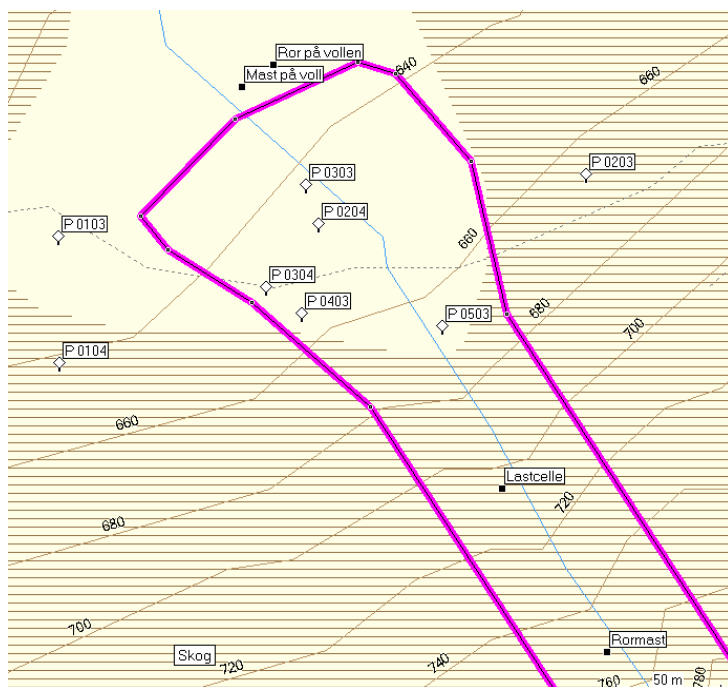
3.1.2 Graving av snøprofiler

Det ble gravd snøprofiler ulike steder i skredavsetningene og i området utenfor, både vinteren 2002/2003 og vinteren 2003/2004. Dette var vintre med relativt lite snø og få skred. Det ble derfor dessverre kun en anledning hver vinter hvor det lot seg gjøre å grave snøprofiler både i og utenfor skredavsetningene.

Hovedhensikten med snøprofilene var å avdekke og kvantifisere forskjeller i snøpakka som har betydning for refleksjon av radarsignaler. De egenskapene som ble målt var:

- Lagdeling i snødekket
- Snøens tetthet
- Snøens innhold av fritt vann
- Snøens temperatur
- Hardhet
- Snøkrystallenes form
- Snøkrystallenes kornstørrelse

Snøprofilene ble gravd med utgangspunkt i standarden, ”The International Classification for Seasonal Snow on the Ground” som er utarbeidet av ICSI -International commission of snow and ice (Colbeck et al. 1990). Dette er det klassifikasjonssystemet som vanligvis brukes ved



Figur 3.5 Viser et estimert omriss av skredavsetningene i Ryggfonn og hvor de ulike profilene ble gravd i forhold til denne

graving av snøprofiler som har til hensikt å avdekke snødekkets lagdeling og de ulike lagenes egenskaper og stabilitet. Når denne informasjonen skal brukes til kartlegging av skredfare, må snøprofilene graves i et område som er representativt for løснеområdet og det bør legges stor vekt på stabilitetstester. Jeg har imidlertid utelatt alle stabilitetstester ettersom det er skredavsetningene som skulle undersøkes. Profilene ble gravd

ulike steder i avsetningen og i område rundt som man ser i Figur 3.5.

Den 05.04.03 ble det gravd to profiler (P 0103 og P 0203) utenfor og to profiler (P 0303 og P 0403) i skredavsetningene som lå i utløpsområdet. Disse stammet i all hovedsak fra et større skred den 15.01.03, men det hadde også gått flere mindre skred i midten av januar som kan ha bidratt. Dagen etter ble det gravd et profil (P0503) i skredavsetningene fra det kunstig utløste skredet, ca 30 minutter etter at de hadde lagt seg til ro. Den 04.03.04 ble det gravd ett snøprofil (P 0104) utenfor skredavsetningene i utløpsområdet og to snøprofiler (P 0204 og P 0304) i skredavsetningene. Disse stammer hovedsakelig fra et middels stort vått skred som gikk den 04.02.04 og fra et kunstig utløst skred den 28.02.04.

Et fullstendig snøprofil skal gå helt ned til bakken, men ved svært store snødybder er det i forbindelse med kartlegging av skredfaren vanlig å bare undersøke de øverste 2 meterne. Dette fordi det er svært sjelden skred utløses dypere enn dette (Lied og Kristensen 2003). Ved undersøkelser med tanke på refleksjon av radarsignaler bør man skille mellom våt og tørr snø ettersom radarsignalene penetrerer tørr snø. Det vil si at dersom snøen er tørr, bør man grave helt ned til bakken, mens man ved våt snø kan vurdere å kun grave gjennom de øverste meterne.

Alle snøprofilene utenfor skredavsetningen er gravd helt ned til bakken ettersom snødybden ingen steder var over 2,5 m. I skredavsetningene var det derimot vesentlig større snødybder og siden vi hadde begrenset med tid måtte det prioriteres hvor mange og hvor dype snøprofiler det skulle graves. I 2003 valgte jeg å grave to profiler (P 0303 og P 0403) på ca 2 m ulike steder i avsetningen i stedet for 1 profil gjennom hele skredavsetningen. Snøen var isoterm og strukturen i skredavsetningen virket svært lik nedover. Det ble derfor ansett som mer interessant å undersøke om det var forskjeller i egenskaper mellom kantene og de sentrale områdene av avsetningen, enn å undersøke dypere i skredavsetningen. Snøprofilet (P 0503) går gjennom hele den ”ferske” skredavsetningen. Det hadde vært ønskelig med flere profiler i denne avsetningen. Men siden skredet var langt mindre enn forventet, antok man at det lå igjen en del snø i skredbanen som kunne utløses som løssnøskred når sola dreide inn i fjellsiden. Vi følte derfor tidspress under undersøkelsene og ønsket ikke å gå oppover i skredavsetningen for å grave flere profiler. I 2004 ble det gravd to profiler (P 0204 og P 0304) gjennom hele skredavsetningen fra 28.02.04. Under denne var det et massivt skarelag før man kom ned i tidligere skredavsetninger. Det lyktes ikke å komme gjennom dette skarelaget, ettersom den ene spaden knakk i forsøket.

For å få best mulig resultater bør man, etter man har gravd hele snøprofilen, skrape frem et helt ”ferskt” profil og gjøre målingene så raskt som mulig slik at de påvirkes minst mulig av lufttemperatur og eventuell solinnstråling. For å avdekke de ulike lagene i snødekket er det en fordel å bruke en stålskraper til å glatte veggen i snøprofilen.

Snøens tetthet (ρ)

Tetthet kan måles med faste intervaller på 10-20 cm dersom man ønsker å danne seg et bilde av den generelle tettheten i snødekket og hvordan denne varierer. Man kan eventuelt måle tettheten i de enkelte lag, men det kan ofte være praktisk vanskelig ved tynne lag.

Tettheten er et svært viktig parameter med tanke på deteksjon av skredavsetninger med SAR/fjernanalyse og ble derfor prioritert under feltarbeidet. Tetthet er sammen med snødybde, de faktorene som gir endring i faseforskjell mellom to InSAR opptak gitt i Likning 2.23. Tetthetsmålingene brukes også til å beregne Snow Water Equivalent - SWE/m². Selve målingen gjøres med en snøprøvetaker med kjent volum. Med denne tar man ut en snøprøve parallelt med lagene og veier denne.

Tettheten (ρ) i kg/m³ beregnes ved:

$$\rho = \frac{\text{snøprøvens_vekt}(g)}{\text{snøprøvens_volum}(cm^3)} \times 1000 \quad \text{Likning 3.2}$$

Ved prøvetaking i skredavsetningene viste det seg at ”vanlige” kubiske snøprøvetagere ikke var kraftige nok. Det ble derfor benyttet en stålsylinder med volum på 0,5 l. Denne ble lagt i en plastpose og veid med en fjærvekt.

Snøens innhold av fritt vann(θ)

Fritt vann forekommer bare når temperaturen i snøen er 0°C. Innholdet kan estimeres ved å se etter vanndråper med lupe og ved å klemme snøen i hendene og se i hvilken grad den lar seg kitte sammen til en snøball. Er det mye fritt vann vil det frigjøres vann når man lager snøball (Lied og Kristensen 2003). Dette er beskrevet i Tabell 3.1

Innhold av fritt vann kan også bestemmes mer kvantitativt ved ulike metoder som f.eks smelting, kalorimetri og måling av dielektriske egenskaper. Felles for disse er at de er svært utstyrs- og tids- krevende. Jeg har derfor kun benyttet metoden beskrevet over.

Tallkode	Betegnelse	Egenskap	Innhold av fritt vann (% av volum)	Grafisk symbol
1	Tørr	Snøtemperatur $T < 0^{\circ}\text{C}$ Snøen lar seg vanskelig kitte sammen til snøball	0 %	
2	Fuktig	$T = 0^{\circ}\text{C}$. Fritt vann ikke synlig, men snøen er kram og kan kittes sammen	<3 %	
3	Våt	$T = 0^{\circ}\text{C}$. Ved bruk av lupe kan man se fritt vann mellom snøkorn. Vann kan ikke presses ut av snøen.	3 – 8 %	
4	Meget våt	$T = 0^{\circ}\text{C}$. Vann kan presses ut av snøen. Det er fortsatt luft i porene	8 – 15 %	
5	Sørpe	$T = 0^{\circ}\text{C}$. Snøen inneholder lite luft.	> 15 %	

Tabell 3.1 ICSI Klassifikasjon av innhold av fritt vann etter (Lied og Kristensen 2003)

Snøens temperatur (T)

Temperaturen i snødekket måles vanligvis i faste intervaller på 10 cm. Snøtemperaturen påvirkes veldig raskt av lufttemperaturen og det er derfor viktig at temperaturmålingene gjøres i skyggen og umiddelbart etter man har skrapet av et ”ferskt” profil. Før avlesning i de ulike intervallene er det viktig at termometeret får stå inne så lenge at temperaturen har stabilisert seg. Termometeret bør også kalibreres i snøsørpe med temperatur på 0°C .

Snøens hardhet (R)

Hardheten i snøen måles enklest med den såkalte ”håndtesten”. Dette er en subjektiv test der man forsøker å presse objekter (knyttneve, fingre, blyant, kniv) med ulikt areal inn i snølaget som skal testes, se Tabell 3.2. Man skal bruke en kraft på 5 N og man trenger mye erfaring for å bruke riktig kraft.

Tallkode	Håndtest	Betegnelse	Styrke (Pa)	Sveitsisk Rammsonde(N)	Grafisk symbol
1	Knyttet neve	Meget løs	0-103	0-20	
2	Fire fingre	Løs	103-104	20-150	/
3	En finger	Middels	104-105	150-500	X
4	Blyant (butt ende)	Hard	105-106	500-1000	//
5	Knivblad	Meget hard	>106	>1000	⊗
6	For hardt for kniv	Is			—

Tabell 3.2 ICSI Klassifikasjon av snøens hardhet.

Den vertikale hardheten kan også måles kvantitativt med en såkalt rammsonde eller ram – penetrometer. Dette er stålrør med konet spiss som slås ned i snødekket ved at man slipper lodd med ulik vekt fra forskjellig høyde, avhengig av forventet hardhet i det aktuelle laget. Rammotstanden (R) i N kan da beregnes ved:

$$R = T + H + \frac{nfH}{p} \quad \text{Likning 3.3}$$

der T er totalvekten av rammsonden (N), H er rammloddets vekt (N), n er antall slag/fall, f er fallhøyden i cm og p er innsynkning mellom to avlesninger (McClung og Schaerer 1993).

Rammsonde brukes lite i praksis fordi den vanligvis går rett gjennom tynne og eller svake lag. Den er dermed lite egnet til å finne mulige glidesjikt. Utstyret er også relativt stort og tungt, noe som gjør det mindre egnet for bruk i felt. Jeg har derfor kun benyttet den såkalte håndtesten.

Snøkrystallenes kornform (F)

Snøkrystaller klassifiseres etter den internasjonale standarden i ni ulike hovedgrupper, beskrevet i Tabell 3.3 (Colbeck et al. 1990). Dette gjøres ved å skrape ned litt snø fra profilveggen på en kald rasterplate, spre denne og studere de enkelte krystallene med lupe. Det er viktig at man skraper vekk den ytterste snøen i profilet, slik at man ikke får snø som er omdannet på grunn av direkte kontakt med omgivelsene. Det er også viktig at rasterplaten er kald, at man gjør undersøkelsen raskt og at man ikke puster på snøkrystallene før de er undersøkt.

Tallkode	Hovedklasse	Symbol
1	Nedbørspartikler (nysnø)	+
2	Delvis nedbrutte eller fragmenterte nedbørspartikler.	/
3	Avrundete korn (monokrystaller)	●
4	Krystaller med plane flater	□
5	Begerformede krystaller	^
6	Våte korn eller tidligere våte korn som er frosset igjen. (avrundete korn og polykrystaller, sørpe. NB; ikke skarelag)	○
7	Fjærformede krystaller (overflaterim, hulromsrim)	∨
8	Is	—
9	Overflateavsetninger og skare (tåkerim, smelteskare med mer)	∇

Tabell 3.3 ICSI Klassifikasjon av snøkrystallenes kornform.

Snøkrystallenes kornstørrelse (E)

Snøkrystallenes kornstørrelse måles i mm ved at man sammenligner med rasterplata. Det gjøres samtidig som man undersøker snøkrystallenes kornform og man følger den samme fremgangsmåten som beskrevet over.

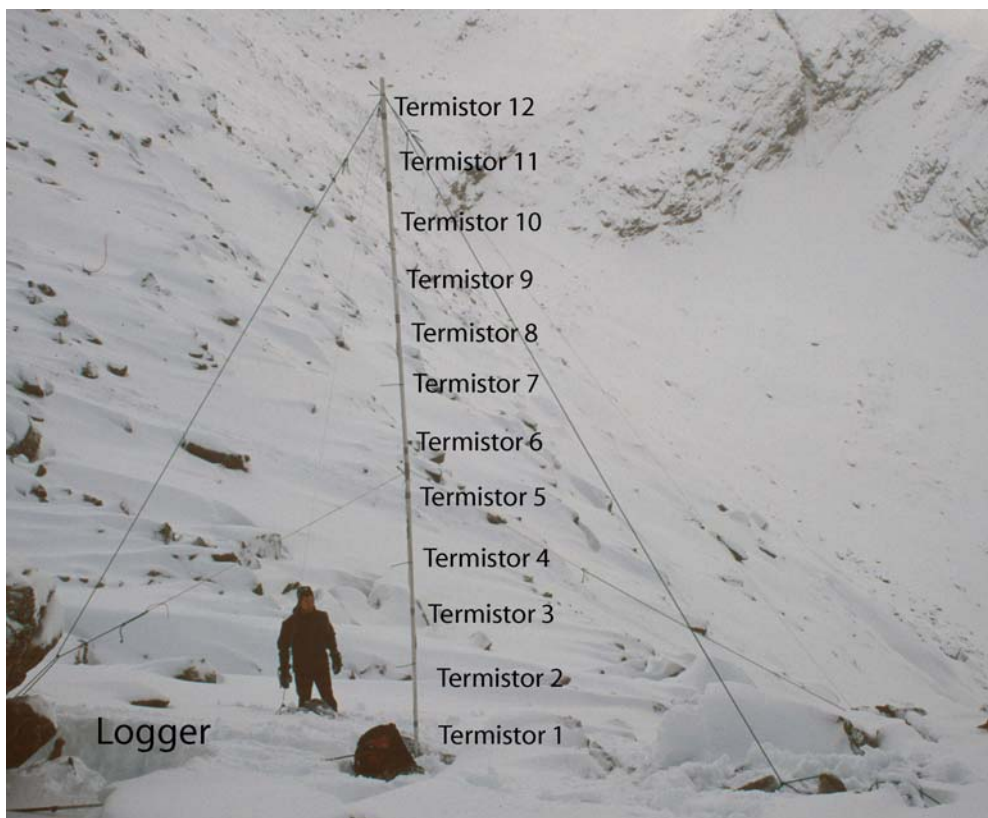
Kornstørrelse i mm	Betegnelse
< 0,2	Meget firnkornet
0,2 – 0,5	Finkornet
0,5 – 1,0	Middels
1,0 – 2,0	Grovkornet
2,0 – 5,0	Meget grovkornet
> 5,0	Ekstremt grovkornet

Tabell 3.4 ICSI Inndeling av snøkrystallenes kornstørrelse

3.1.3 Temperaturlogging i løснеområdet

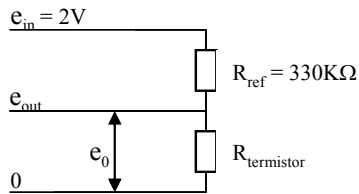
I forkant av vinteren 2003/2004 ble det i samarbeid med hovedfagsstudent Knut Inge Orset utplassert en temperaturlogger i utkanten av utløsningsområdet i Ryggfonn, som vist på Figur 3.1, (UTM 0410196Ø 6870896N Høyde 1480moh). Hensikten med denne var å kartlegge temperaturen i ulike lag av snøen i løснеområdet. Ved å sammenlikne disse temperaturene med temperaturmålinger i ferske skredavsetninger fra kunstig utløste skred, vil man kunne antyde noe om hvor stor temperaturstigning det er i snøen under et skred, som følge av friksjon. Det vil igjen kunne bidra til bedre forståelse av egenskapene til skredavsetningen og hvordan disse utvikler seg. Temperaturloggingen i utløsningsområdet er også svært interessant med tanke på temperaturendringer som utløsende faktor for skred.

Det ble laget 2 termistorstrenger med 6 høyoppløselige Fenwal termistorer (Fenwal 192-103LET-A01) på hver. Disse måler motstanden med en nøyaktighet tilsvarende $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ (Fenwal_Electronics_Incorporated 1994). Før utplassering ble de kalibrert i snøsørpe med temperatur på 0°C . For andre temperaturer ble fabrikantens referanseverdier benyttet. Ved utplassering ble termistorstrengene festet over hverandre til et ca 6 m høyt aluminiumsrør som vist på Figur 3.6 Avstanden mellom termistorene var 0,5 m.



Figur 3.6 Temperaturlogger med 12 termistorer festet til en vertikal stave. Denne var utplassert i utkanten av utløsningsområdet i Ryggfonn vinteren 2003/2004. (Foto W. Finsland)

Til å logge temperaturene ble det brukt en Campell CR 10X datalogger som kan lagre inntil 62000 datapunkter. Denne var uttilgjengelig gjennom hele vinteren og for å være sikker på at den hadde nok lagrings og batterikapasitet, ble den programmert til å logge temperaturen i de 12 termistorene, intern temperatur, batterispennning og dato/klokkeslett kun hver annen time, se programmet i vedlegget. Målingene ble gjort over en halv Wheatstone bro med en



Figur 3.7 Halv Wheatstone bro med referansemotstand på 330KΩ

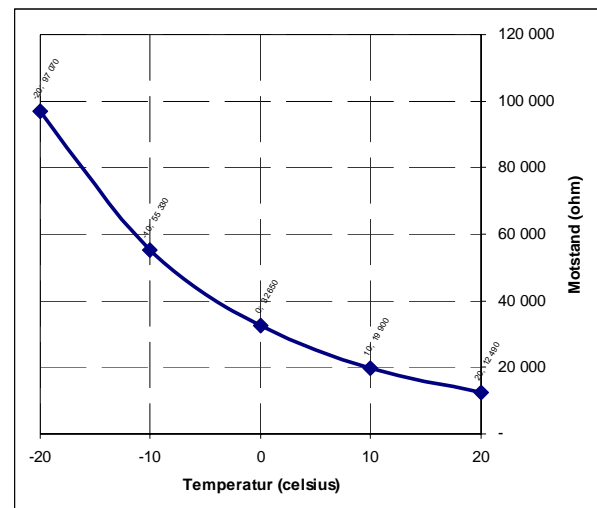
referansemotstand på 330 KΩ, som illustrert i Figur 3.7. Fullstendig koblingsskjema er vist i vedlegget. Ved bruk av en slik bro kan man ved å variere referansemotstand og impulsspenning e_{in} , tilpasse spenningen som skal måles e_{out} til det intervallet som gir størst nøyaktighet i loggeren. Dette vil variere med temperaturområde som termistoren skal måle i. Generelt bør impulsspenningen e_{in} være slik at den høyeste spenningen man måler e_{out} ligger tett opptil øvre grense for måleområde for dataloggeren (Campell_Scientific_Ltd 2005). Beregning av dette er nærmere beskrevet i Technical note 15-95AS (Campell_Scientific_Ltd 2005).

Sammenhengen mellom temperatur og motstand i termistorene er ikke lineær, og den kan variere for ulike termistorer. Den er gitt ved Steinhart-Hart likningen, som brukes til omregning fra motstand til temperatur.

$$\frac{1}{T} = A + B(\ln R) + C(\ln R)^3 \quad \text{Likning 3.4}$$

der T er temperaturen i kelvin, R er målt motstand og A , B og C er konstanter fastsatt ved kalibrering.

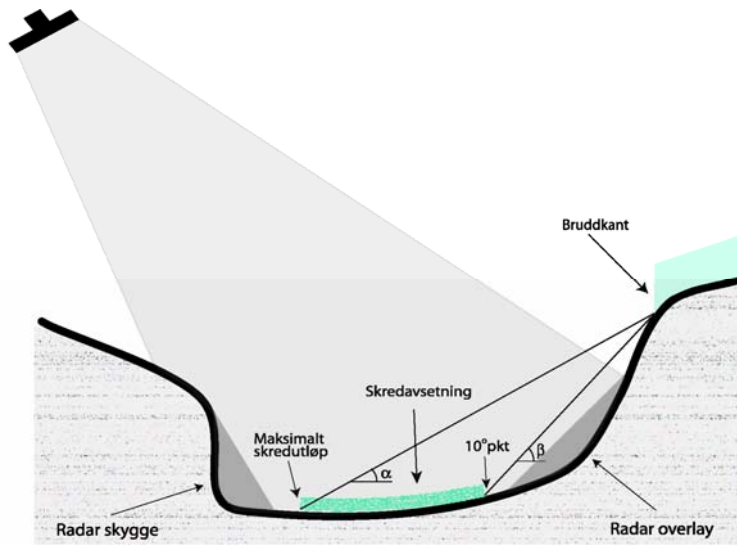
I Figur 3.8 ser man hvordan denne sammenhengen mellom temperatur og motstand er for Fenwal 192 -103LET-A01 termistorene, basert på kalibrering i snøsørpe og referanseverdiene fra produsenten (Fenwal_Electronics_Incorporated 1994).



Figur 3.8 Viser sammenhengen mellom temperatur og motstand for Fenwal 192-103LET-A01 termistorene.

3.2 Digital terrenganalyse

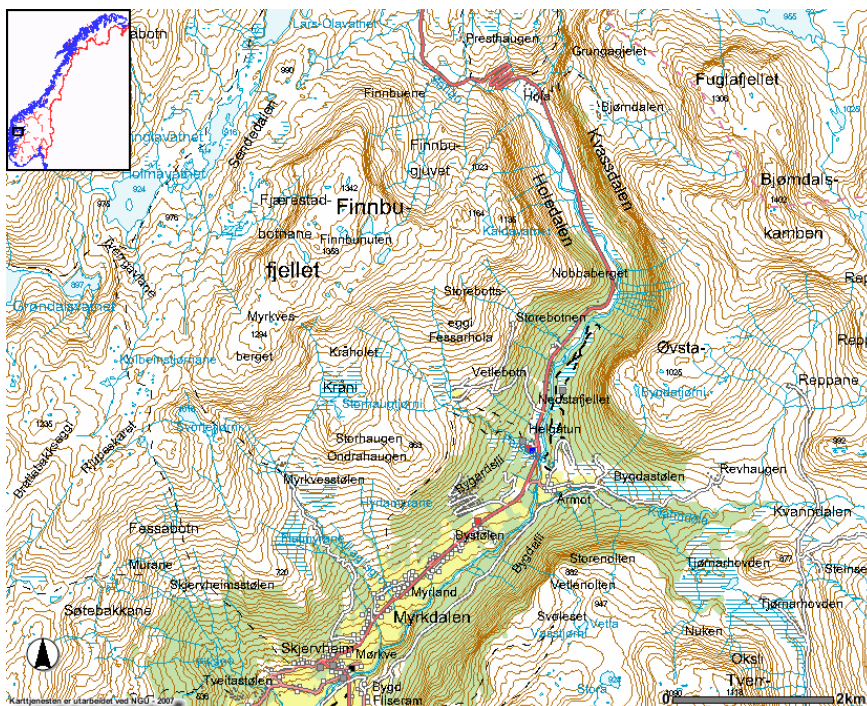
I den digitale terrenganalysen er det laget en modell for beregning av utløpsområder for



Figur 3.9 Viser områdene der det er innsyn med SAR sensor og skredavsetning i dalbunnen.

snøskred, basert på NGIs topografisk/statistiske modell for beregning av maksimal utløpslengde som er beskrevet i kapittel 2.8. Resultatene fra denne modellen sammenliknes med beregninger av hvor det vil være SAR shadow og layover, for å se i hvilken grad SAR har innsyn i utløpsområdene for snøskred, som illustrert i Figur 3.9.

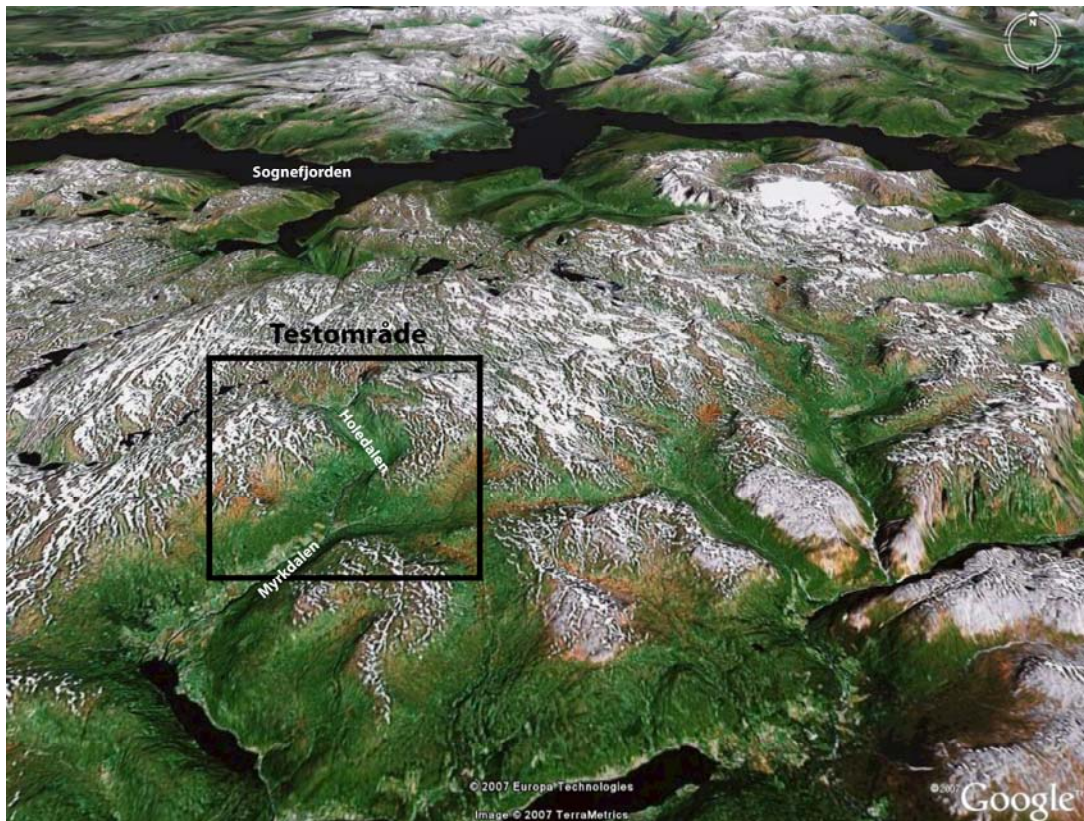
Modellen er testet i et område rundt Myrkdalen ca 2 mil nord for Voss i Hordaland. Dette er et område hvor jeg er noe kjent og vet det kan gå skred med ulike eksposisjon. Det er som man ser i Figur 3.10 og Figur 3.11 et område med relativt bratte fjellsider og daler med variert utstrekning og retning. I tillegg var det her tilgjengelig både digitaliserte høydekoter fra Statens kartverk for fremstilling av terrengmodell, og snøskredkart laget av NGI for



Figur 3.10 Kart over testområdet i Myrkdalen i Hordaland. (Fra www.ngu.no/kart/arealis)

Forsvaret.

Snøskredkartene ble brukt både i forbindelse med utvelgelse av et egnet testområde og til sammenlikning og evaluering av modellen for beregning av utløpsområder.



Figur 3.11 Viser terrenget i og rundt testområdet. (Fra Google earth)

3.2.1 Digital terrengmodell

De digitale terrengmodellene som er brukt i denne oppgaven er fremstilt fra digitaliserte høydekoter med ekvidistanse på 20 m. Disse er fra Statens kartverks N50 serie og dekker et område tilsvarende kartblad 1316 IV. Testområdet er et utsnitt av terrengmodellene, vist i Figur 3.12

Det ble først laget et TIN med "create TIN from feature" algoritmen i programvaren ArcMap. Denne bruker koordinatfestede punkter på høydekotene som hjørnepunkt i trianglennettverket. Disse forbindes med nabopunkter til triangler slik at Delaunay kriteriet tilfredsstilles. Det vil si at punktene forbindes slik at en sirkel rundt triangelet ikke inneholder andre punkter enn de tre som definerer det. Dermed får man triangler med relativt like sider og åpne vinkler. Oppløsningen på TINet varierer og trianglene blir små i bratte områder der kotene ligger tett. De blir også små langs rygger og i daler der kotene har stor kurvatur. I flate områder der det er langt mellom kotene vil man derimot få store triangler. TINet ble deretter interpolert til grid med fast celledørrelse ved bruk av "TINtoRaster" algoritmen i programvaren ArcTools. Denne beregner høyden i senterpunktet til cellene med linear interpolasjon (ESRI 2006).

Det ble interpolert grid med cellestørrelse 10 x 10 m, 25 x 25 m og 50 x 50 m for å kunne undersøke hvordan terrengmodellens oppløsning påvirker resultatene fra modellen for beregning av utløpsområder.

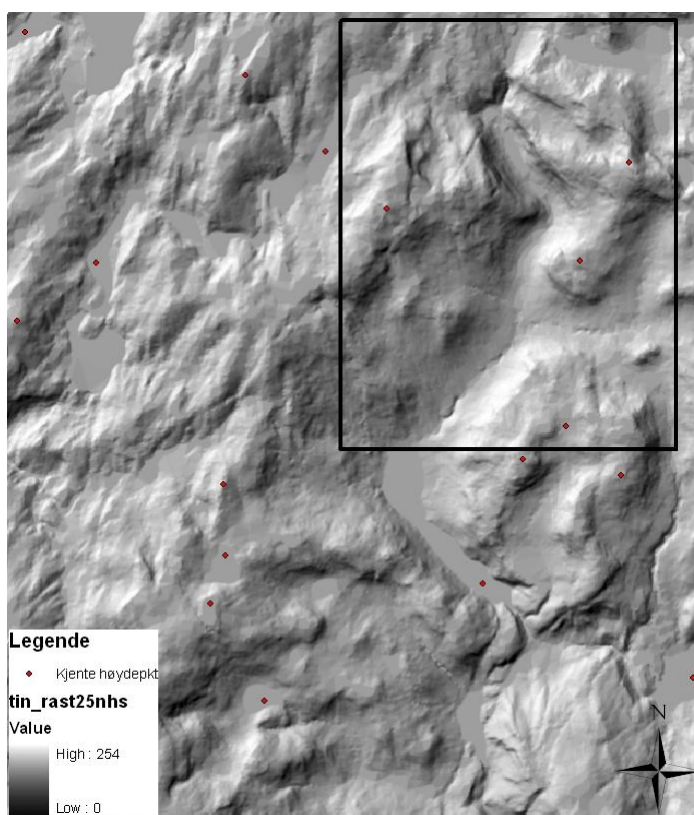
For å vurdere kvaliteten på terrengmodellen ble det beregnet RMS-feil for 25 punkt med kjent

Terrengmodell	Oppløsning	RMS-feil (meter)
Tin_raster10n	10 x 10 m	10,9 m
Tin_raster25n	25 x 25 m	10,8 m
Tin_raster50n	50 x 50 m	10,9 m

Tabell 3.5 Absolutt nøyaktighet for terrengmodellene i RMS

høyde. Disse er fordelt mellom trigonometriske punkt og vann med kjent høyde. Men RMS-feil er begrenset til de aktuelle punktene, og en visuell vurdering av terrengmodellen er derfor minst like

viktig. Ved å beregne hillshade får man et godt inntrykk av terrengmodellen som vist i Figur 3.12. Eventuelt støy og systematiske mønstre på grunn av interpolasjonen vil lett avdekkes. Dette ble ikke funnet i noen av de fremstilte terrengmodellene. Histogrammene over høydefordelingen ble også sjekket for å se at det ikke var markerte trinn forårsaket av kotene, noe det ikke var.

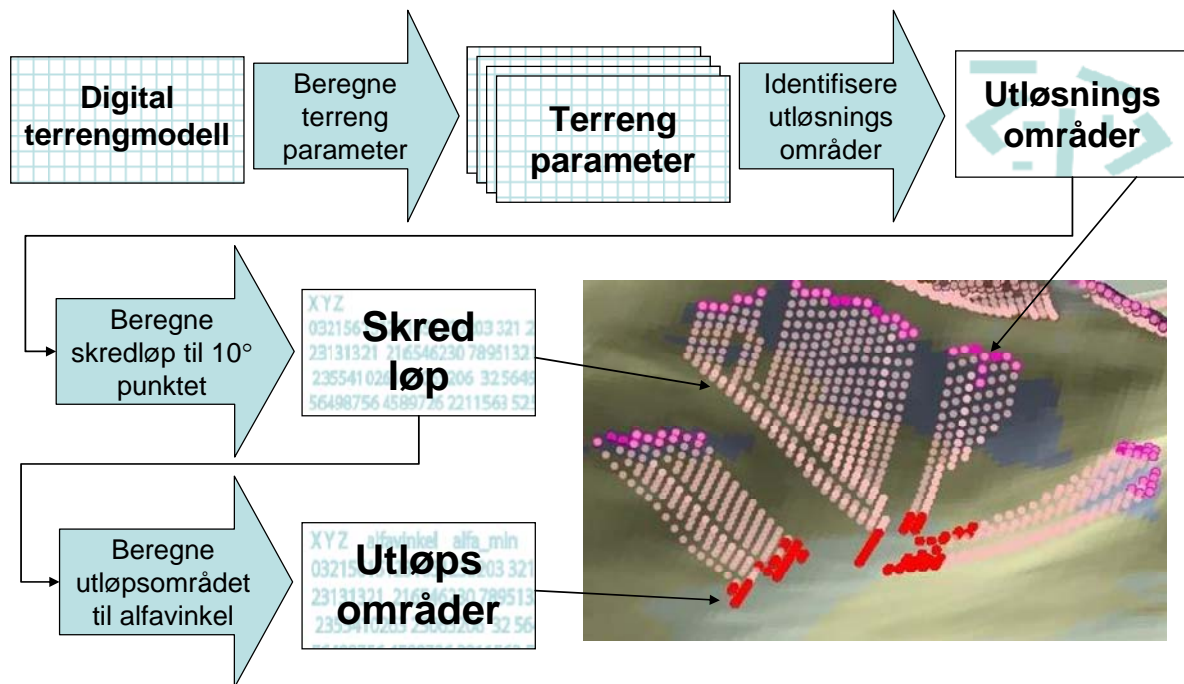


Figur 3.12 Hillshade av terrengmodellen rundt testområdet og punktene med kjent høyde. Rammen viser testområdet.

Det ble også forsøkt å interpolere terrengmodeller med algoritmen "Topogrid" i programvaren ArcInfo (ESRI 2006). Denne er nærmere beskrevet av Hutchinson (1989) og gir en hydrologisk korrekt DEM. Men denne gav dårligere resultatet, spesielt på fjellrygger og i bratte partier som blir "glattet" ut. Dette kom tydelig til syne på hillshade-modellen. Den hadde også en noe dårligere RMS-feil på 12,8 m for 25 x 25 m oppløsning og ble derfor ikke brukt videre.

3.2.2 Modell for beregning av utløpsområder for snøskred

Denne modellen er basert på NGIs topografisk/statistiske modell for beregning av maksimal utløpslengde for snøskred beskrevet i kapittel 2.8. Ut fra den digitale terrengmodellen beregnes mulige utløsningsområder, skredløp og utløpsområder fra disse som skissert i flytdiagrammet i Figur 3.13.



Figur 3.13 Flytdiagram over modellen for beregning av utløpsområder

Modellen er implementert som en aml (arc macro language), for bruk i programvaren ArcInfo. I tillegg til høydeinformasjon fra terrengmodellen beregnes og benyttes terrengparameteret helningsvinkel samt de hydrologiske terrengparameterne dreneringsretning, dreneringsbasseng og akkumulert tilsig.

Helningsvinkelen i cellene ble beregnet med funksjonen "slope" (ESRI 2006). Denne beregner et plan fra høydeverdiene i et naboskap på 3 x 3 celler rundt den aktuelle sentercellen. Helningen på dette planet beregnes med gjennomsnittlig maksimum teknikk beskrevet i Burrough og McDonnell (1998). Helningsvinkelen angis i grader.

Dreneringsretning er beregnet med den hydrologiske funksjonen "flowdirection" (ESRI 2006). Denne benytter D8 algoritmen som identifiserer den av de åtte nabocellene som har den laveste høydeverdien. Den gir ingen muligheter for deling av flyten i flere løp, noe som kan være en svakhet spesielt når helningen avtar og skred har en tendens til å spre seg ut i

vifteform (Burrough og McDonnell 1998). Men algoritmen er rask og for kartlegging over store områder, anses denne forenklingen som tilfredsstillende. Dersom alle nabocellene har større høyde vil algoritmen stoppe. Slike steder kalles sinker og fjernes/fylles ut fra den antagelsen om at slike steder forekommer sjelden i naturen. Langs kantene av terrengmodellen har jeg valgt at all drenering skal gå ut av terrengmodellen for å unngå at eventuelle skred gjør unaturlige vinklinger og følger kanten eller eventuelt snur. Dette gjøres med "force" opsjonen.

Dreneringsbasseng er beregnet med den hydrologiske funksjonen "basin" (ESRI 2006). Denne finner de laveste punktene og beregner alle punktene som drenerer til disse. Dermed identifiseres de ulike dreneringsbassengene og ryggene mellom dem. Dersom sinker er fjernet vil de laveste punktene alltid ligge langs ytterkantene av analysevinduet.

Akkumulert tilsig er beregnet med den hydrologiske funksjonen "flowaccumulation" (ESRI 2006). Denne beregner hvor mange celler som drenerer til den enkelte celle. På fjellrygger vil det være null og funksjonen er dermed velegnet til å identifisere øvre kant av et dreneringsbasseng.

Utløsningsområde

Alle områder med helningsvinkel over 30° blir definert som mulige utløsningsområder. Disse områdene blir så nærmere analysert for å finne utløsningsområdene som vil kunne gi de største skredene med lengst utløpslengde. Det legges til grunn at dette er skred med en mulig bruddkant av en viss lengde og at denne er så høyt oppe i skredbanen som mulig. Begge disse faktorene bidrar til at volumet blir så stort som mulig, noe som igjen medfører større hastigheter og lengre rekkevidde (Lied og Kristensen 2003). Ved å sette startpunktet til toppen av løsneområdet sikrer man også at man når den teoretisk maksimale utløpslengden for skredbanen.

Områdene med helningsvinkel over 30° blir delt opp i dreneringsbasseng for å identifisere celler som drenerer i samme retning. Øvre kant av disse blir kartlagt ved å finne cellene der akkumulert tilsig er null. Til slutt blir disse cellene gruppert for å kunne eliminere "små" skred. I denne modellen har jeg definert aktuelle utløsningsområder som de med mer enn henholdsvis 2, 4 og 10 sammenhengene celler med akkumulert tilsig lik null, i

terrengmodellene med 50 x 50 m, 25 x 25 m og 10 x 10 m oppløsning. Dette vil i de aller fleste tilfellene tilsvare en sammenhengende mulig bruddkant på 100 m. Men det kan forekomme spesielle tilfeller der det er små rygger i toppen av et dreneringsbasseng, noe som vil gi kortere bruddkant fordi to celler under hverandre har akkumulert tilsig lik null. Disse vil uansett ha et stort areal i utløsningsområdet og betraktes derfor som aktuelle.

Skredløp

Skredløpet er i modellen definert ved bratteste vei ned fra startcellene i utløsningsområdet. Fra hver enkelt startcelle startes en rutine som ut fra dreneringsretningen finner nabocellen med lavest høydeverdi. Posisjonen og høydedifferansen til denne beregnes og det utføres tre ulike kontrollrutiner før skredløpet eventuelt fortsetter til den aktuelle cellen og rutinen gjentas. De tre kontrollrutinene er:

- Kontrollere om skredløpet går ut av terrengmodellen. Ettersom "force" opsjonen er brukt vil skredbanene gå ut av terrengmodellen når de når grensene for denne. Modellen går da videre til neste startcelle i utløsningsområdet.
- Kontrollere at vinkelen mellom den aktuelle cellen og startcellen, alfavinkelen, ikke blir mindre enn 18°. Blant de ca 200 skredene som NGI undersøkte i forbindelse med utarbeidelse av den topografisk/statistiske modellen var den minste verdien for alfavinkelen 18° (Lied og Kristensen 2003). Det er derfor naturlig å anse dette som en begrensning for maksimal utløpslengde og stoppe eventuelle skred dersom denne grensen nås. Modellen går da videre til neste startcelle i utløsningsområdet.
- Kontrollere om helningsvinkelen til neste celle blir mindre enn 10°. Når det inntreffer har man nådd punktet i skredbanen hvor betavinkelen skal beregnes. Dette er vinkelen mellom punktet der helningsvinkelen i skredbanen er 10° og skredets startpunkt. Modellen starter da en rutine for å beregne betavinkel og en rutine for skredavsetning. Den blir beskrevet under.

For hver forflytning til en ny celle tegnes denne på skjermen og verdiene til cellen man stod i skrives som x, y og z koordinater til en tekstfil.

Skredløpet må beregnes fra celle til celle for å kunne kontrollere de aktuelle betingelsene. Dette medfører at modellen krever relativt mye prosessorkraft og minne. Det er også en stor fordel å kjøre den mot en lokal harddisk siden resultatene skrives fortløpende til tekstfiler.

Utløpsområde

Utløpsområde er i modellen definert som området mellom punktet der helningsvinkelen i skredbanen er 10° og der skredbanen når sin maksimale utløpslengde definert ved alfavinkelen. Det beregnes ved en rutine som startes fra skredløpet der dette når punktet med helningsvinkel på 10° . Innledningsvis i rutinen beregnes den minste alfavinkelen ut fra betavinkelen for den aktuelle skredbanen med formelen i Likning 2.24. Deretter skrives koordinatene og høyden i punktet til en tekstfil, før man flytter til neste celle og starter en rutine tilsvarende den for skredløpet. Den finner nabocellen med lavest høydeverdi ut fra dreneringsretningen, beregner posisjonen og høydedifferansen til denne og utfører tre ulike kontrollrutiner før skredavsetningen eventuelt fortsetter til den aktuelle cellen og gjentar rutinen. De to kontrollrutinene i *kursiv* er identiske med de for skredløpet og blir derfor ikke beskrevet i detalj:

- *Kontrollere om skredløpet går ut av terrengmodellen.*
- *Kontrollere at vinkelen mellom den aktuelle cellen og startcellen, alfavinkelen, ikke blir mindre enn 18° .*
- Kontrollere om alfavinkelen blir mindre enn den minste alfavinkelen for skredbanen beregnet i begynnelsen av rutinen. I så fall er maksimal utløpslengde nådd. Modellen går da videre til neste startcelle i utløpsområdet.

Også her tegnes posisjonene til de aktuelle cellene på skjermen og verdiene skrives som x, y og z koordinater til en tekstfil.

Resultatet av modellen er et cover med utløpsceller/startpunkt, en tekstfil med x, y og z koordinater til alle cellene i skredløpet og en tekstfil med koordinater og alfavinkler til alle celler med skredavsetning i utløpsområdet.

3.2.3 Beregning av områder med SAR shadow og layover

De topografiske effektene avhenger i stor grad av insidensvinkelen som beskrevet i kapittel 2.5.4. Den varierer for de ulike satellittene og de nyeste, Radarsat 2 og Envisat, kan dreie sensoren i ulike spor med ulik insidensvinkel. Begge opererer på C- båndet med frekvens på henholdsvis 5,405 GHz (Radarsat 2) og 5,331GHz (Envisat). Radarsat 2 har i fin bildemodus en sporbredde på 50 km, en romlig oppløsning på 8 x 8 m, insidensvinkler mellom $30 - 50^\circ$ og muligheter for ulike polariseringer (Canadian_Space_Agency 2006). Envisat med sin ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar), har en romlig oppløsning på 30 x 30 m og tar bilder i 7

ulike spor med insidensvinkler mellom 15 og 45°, som beskrevet i Tabell 3.6. Envisat eies av

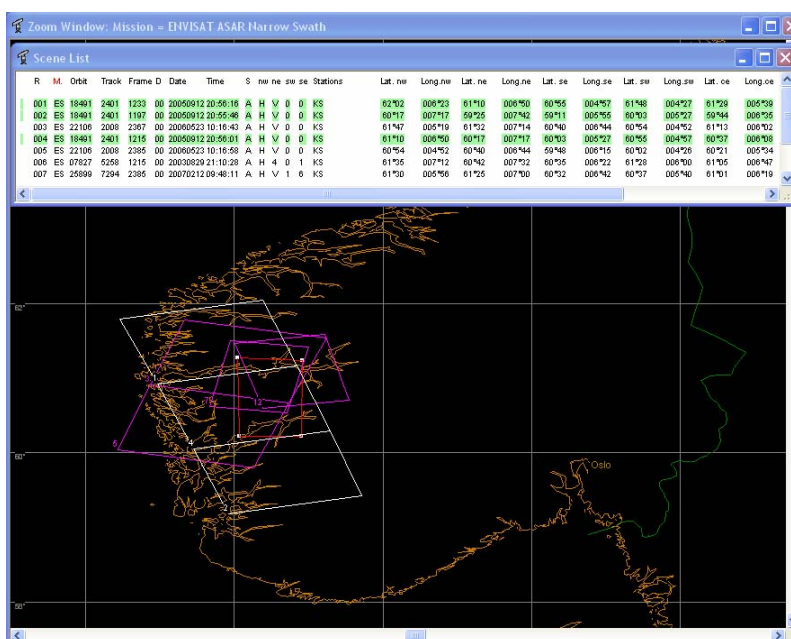
Bilde spor	Spor bredde (km)	Avstand fra nadir (km)	Insidensvinkel (yttergrenser)
IS 1	105	187 – 292	15,0 – 22,9
IS 2	105	242 – 347	19,2 – 26,7
IS 3	82	337 – 419	26,0 – 31,4
IS 4	88	412 – 500	31,0 – 36,3
IS 5	64	490 – 555	35,8 – 39,4
IS 6	70	550 – 620	39,1 – 42,8
IS 7	56	615 – 671	42,5 – 45,2

Tabell 3.6 Egenskaper til de ulike bildesporene til Envisat ASAR (European_Space_Agency 2002)

ESA (European space agency) hvor Norge er medlem. Den har siden den ble skutt opp i mars 2002, tatt relativt mye bilder over Norge og jeg har derfor valgt å konsentrere meg om denne satellitten. Egenskapene er også relativt like de for Radarsat 2, og resultatene dermed sammenlignbare.

Områder med SAR shadow og layover er beregnet i programvaren ArcMap med funksjonen hillshade og dens shadow opsjon. Hillshade beregner belysningen av hver celle i forhold til nabocellene ut fra en terrengmodell og en tenkt lyskilde i en gitt posisjon definert ved azimuth retning og høyde. Dette gir et veldig godt visuelt inntrykk av det vertikale relieffet som man ser i Figur 3.12. Shadow opsjonen beregner lokal horisont mot lyskilden i hver enkelt celle, for å se om den blir belyst eller ikke. Celler som ligger i skygge får verdien 0 (ESRI 2006).

For bergning av områder med SAR shadow og layover har jeg brukt satellitten som ”lyskilde”. Dens posisjon er gitt ved satellittbanen og insidensvinkel, som for Envisat varierer



Figur 3.14 Bildesporene som dekker testområdet i Myrkdalen. Liste viser hjørnekoordinatene til bildene.

med bilde sporet. Et søk i programmet Descw99 for dekning av ulike spor og satellitter, viser at det i testområdet er tatt bilder fra spor 2 i både ascendens og descendens bane, samt i spor 5 i ascendens bane og i spor 7 i descendens bane som vist i Figur 3.14

Områdene med SAR shadow er beregnet ved å sette azimuth retningen lik rangeretningen i det aktuelle bildet. Denne beregnes ut fra hjørnekoordinatene til bildet/scenen oppgitt i listen fra Descw99 vist i Figur 3.14 Høyden er satt til 90° - insidensvinkelen.

Områdene med SAR layover er beregnet ved å finne skyggeområdene sett fra motsatt side. Azimuth retningen er satt til rangeretningen + 180° , mens høyden er satt lik insidensvinkelen.

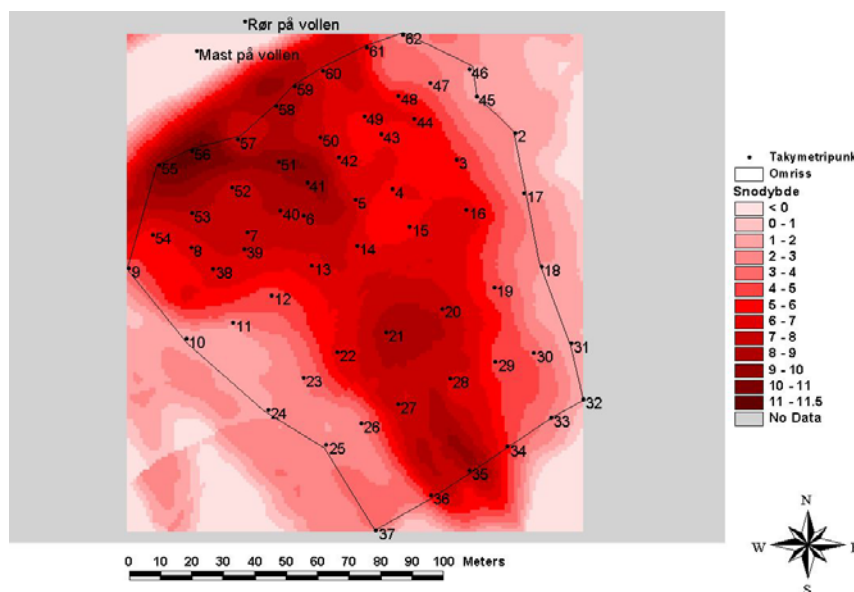
Resultatet av dette blir 2 grid med celleverdier 0 i områder med henholdsvis SAR shadow og layover.

4 Resultater

I dette kapittelet presenteres dataene som ble samlet inn under feltarbeidet og resultatene av de beregninger som er utført, og som er beskrevet i metodekapittelet.

4.1 Volumberegning av skredavsetningen i Ryggfonn

Figur 4.1 viser snødybden i utløpsområdet av Ryggfonn den 05.03.04. Skredavsetningen er summen av avsetningene fra to skred og er beregnet ved differansen mellom overflate og bunntopografi. Som antatt ser man en relativt markert økning i snødybde der det ligger



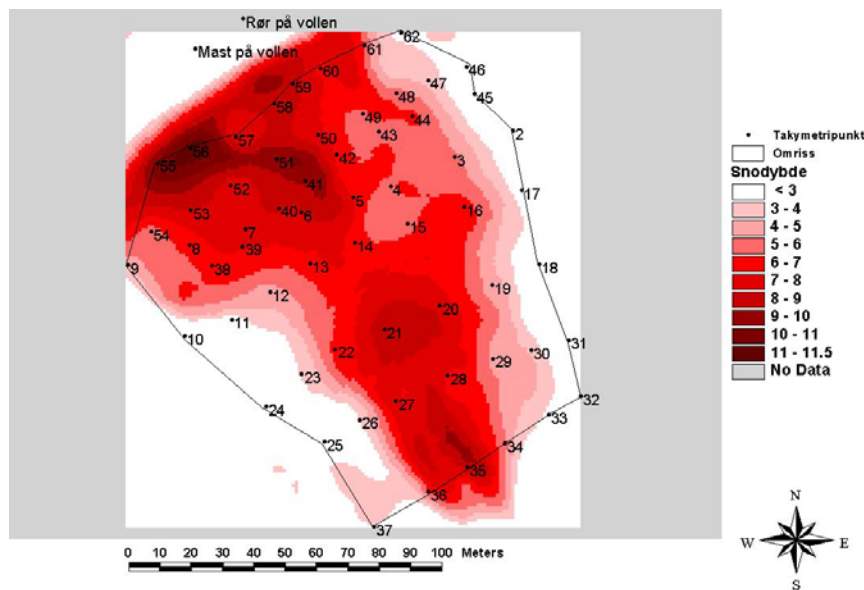
Figur 4.1 Viser differansen mellom den interpolerte skredoverflaten og bunntopografien

skredavsetningen her støter mot vollen.

Området med "No Data" er dekket av terrengmodellen for bunntopografi, men ikke av terrengmodellen for overflaten. Områdene med snødybde $< 0\text{m}$ skyldes "feil" i datasettet. Disse oppstår fordi terrenget (bunntopografien) stiger på begge sider av skredavsetningen, mens den interpolerte overflaten er jevn eller synker på utsiden av de takymetriserte punktene. Dataene her er usikre og usikkerheten øker med avstanden fra de ytterste takymetripunktene. Man bør derfor ved volumberegning utelukke overflatedata som ligger utenfor det takymetriserte området.

skredavsetninger. Denne stemmer stort sett bra med takymetripunktene. På sidene er de ytterste målepunktene utenfor den markerte økningen i snødybde, mens de i øvre og nedre kant er innenfor. I nedre kant ser man også en svært markert endring i snødybde noe som skyldes at

Snømålinger utenfor skredavsetningen viste at det var ca 2 – 3 meter snø i området. Jeg gjør



Figur 4.2 Viser skredavsetningen definert ved snødybde > 3 meter

derfor en antagelse om at det er skredavsetning der snødybden er større enn 3 meter. Dette området vises i Figur 4.2 og samsvarer som man ser med det oppmålte området og den markerte økningen i snødybde.

Forskjellene i avstand mellom de ytterste takymetripunktene og området markert som skredavsetning skyldes hovedsakelig bunntopografiens form. Skredbanen følger i hovedsak en ravine, som man kan se i Figur 3.3 og kantene på denne er brattest i vestre kant. Når bunntopografien stiger slik den gjør der, vil snødybden avta selv om overflaten er relativt jevn. En annen faktor som spiller inn er variasjoner i snødybde i områdene rundt.

Ved volumberegning av området med snødybde større enn 3 m får man et totalt snøvolum på: 87402.48 m^3 .

4.2 Snøprofiler i og utenfor skredavsetningen

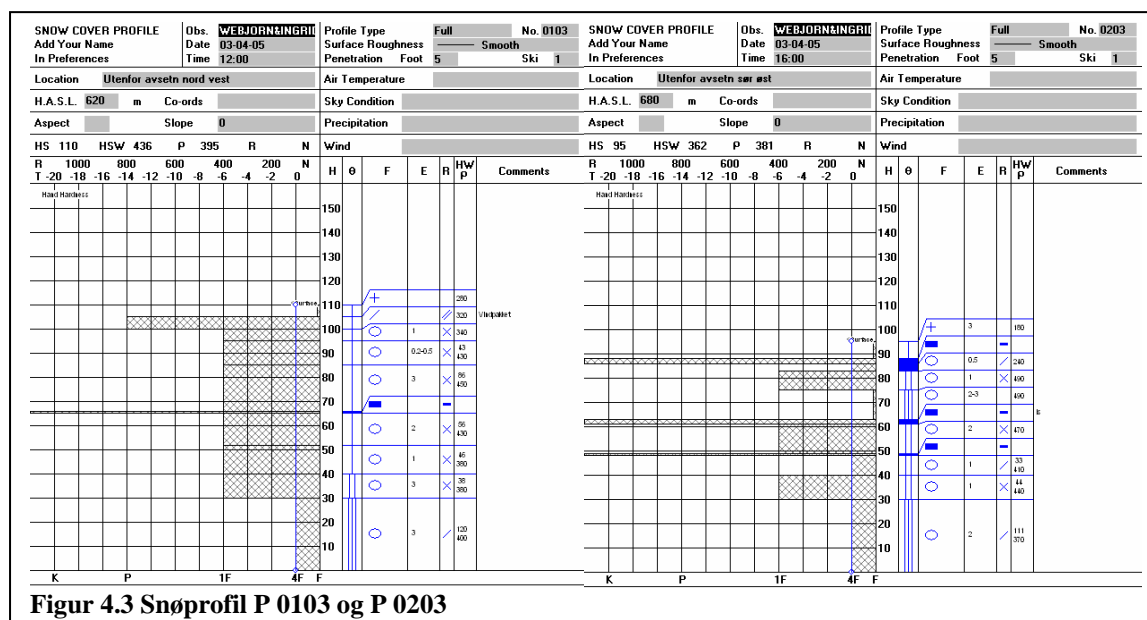
4.2.1 Lagdeling i snødekket

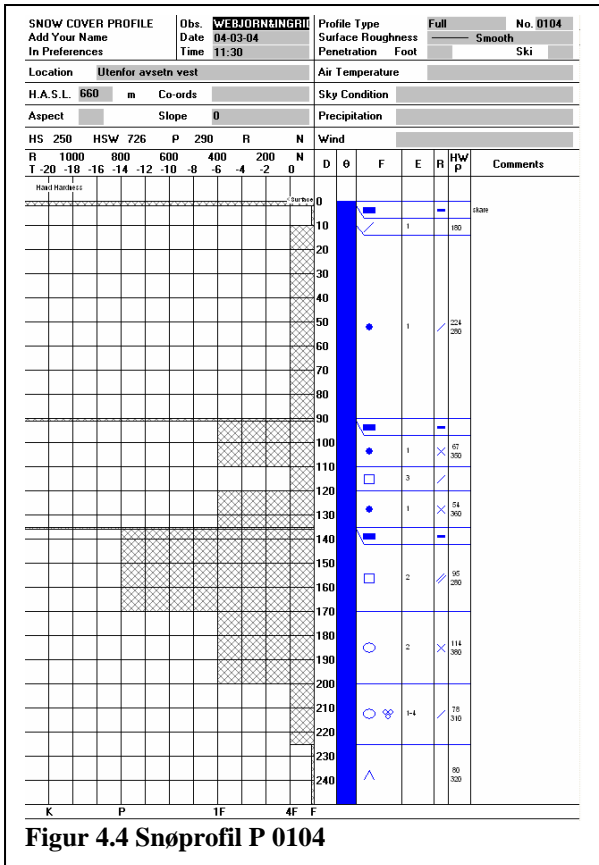
Felles for alle profilene i skredavsetningene var at de ikke hadde noen klar lagdeling. De bestod alle av snøballer i varierende størrelse med løssnø mellom. Dette kommer også klart til syne på overflaten, som er svært ru sammenliknet med områdene rundt. I de "gamle" avsetningene er overflaten noe glattet av snø som har kommet etter avsetningen, men de skiller seg fremdeles tydelig fra områdene rundt. Strukturen var identisk gjennom hele avsetningen. Dette gjaldt både profil P 0503 som nettopp hadde lagt seg til ro og profilene P 0204 og P 0304 som var flere uker gamle. Tilsvarende funn ble gjort i profilene P 0303 og P

0403, men disse går ikke gjennom hele avsetningen. Det var heller ingen forskjeller i struktur mellom de sentrale delene av avsetningene og kantene.

I profilene P 0303, P 0403, P 0204 og P 0304 fra de ”gamle” avsetningene, var det is/skarelag rundt snøballene gjennom hele avsetningene. Dette skyldes trolig smelte/fryseprosesser, noe man også ser tydelige tegn til i den løse snøen mellom ballene som stort sett består av store polykrystaller. Det er også flere luftlommer mellom snøballene, noe som gjør at temperaturendringer raskt forplanter seg gjennom hele avsetningen og opprettholder den identiske strukturen. Slike luftlommer finner man imidlertid ikke i profil P 0503 som er gravd rett etter at avsetningen har lagt seg til ro. Om luftlommer oppstår på et senere tidspunkt er uvisst, men man kan tenke seg at metamorfose og sintringsprosesser går raskere i den løse snøen mellom snøballene slik at det skapes luftlommer etter en viss tid.

Alle snøprofilene utenfor skredavsetningen har som forventet en klar lagdeling som man ser i Figur 4.3 og Figur 4.4. Det var imidlertid overraskende stor forskjell mellom profil P 0103 og P 0203. Disse er gravd samme dag og avstanden mellom dem er bare drøyt 250 m og knapt 40 høydemeter. P 0203 har 3 markerte skarelag, mens P 0103 bare har ett. Dette skyldes trolig at P 0103 ligger noe mer eksponert for sol og dermed har vært isoterm noe lengre, slik at de 2 øverste skarelagene er brutt ned.





Figur 4.4 Snøprofil P 0104

4.2.2 Snøens tetthet

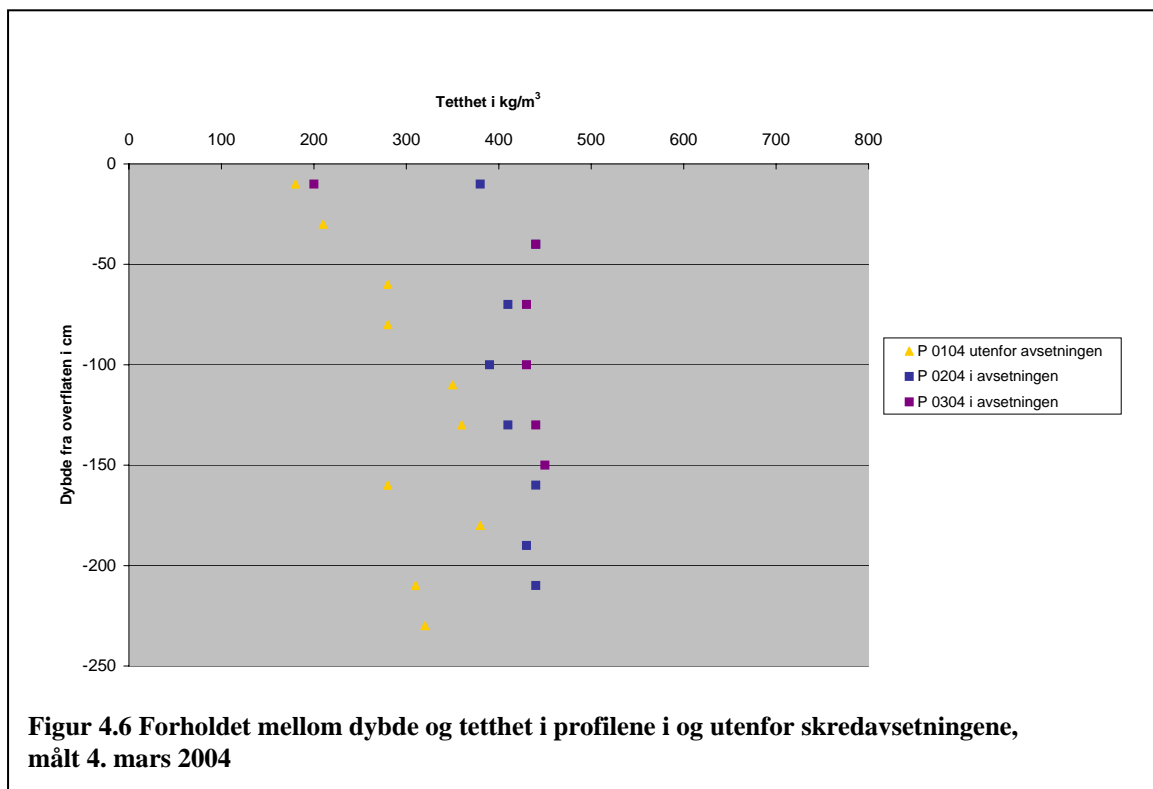
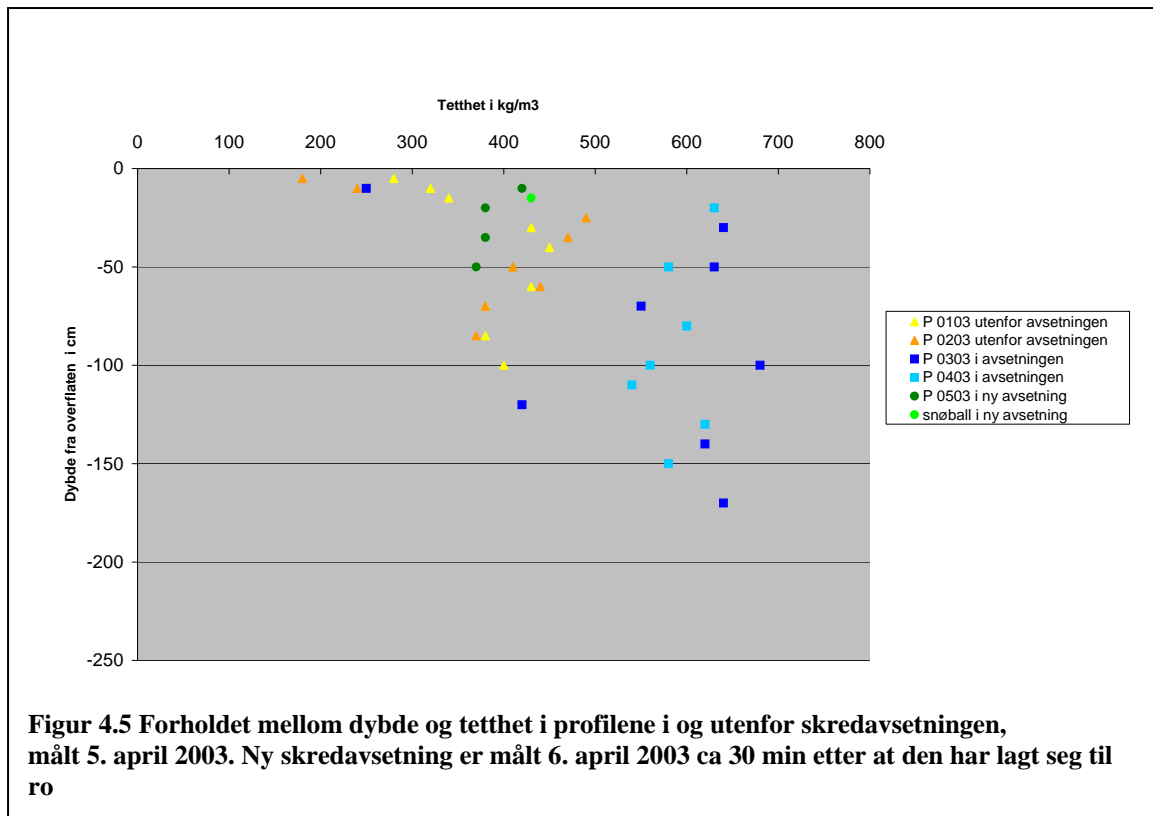
Tetthetsmålingene ble under feltarbeidet viet mye oppmerksomhet, ettersom endring i tetthet og SWE/m² er ansett som viktige faktorer for deteksjon av snøskred med SAR-sensorer som beskrevet i kapittel 2.6. Som man ser av Figur 4.5 og Figur 4.6 er tettheten i de ”gamle”

skredavsetningene større enn i snøen rundt. Dette kommer også tydelig frem i Tabell 4.1 som viser den gjennomsnittlige tettheten for hvert profil. I profilene fra 2003 var denne forskjellen knapt 200 kg/m³, mens den i profilene fra 2004 var drøyt 100 kg/m³.

Profil	Gjennomsnittlig tetthet	Std avvik i tetthet minus øverst måling
P 0103	378,9 kg/m ³	45,5 kg/m ³
P 0203	372,5 kg/m ³	83,3 kg/m ³
P 0303	553,8 kg/m ³	87,3 kg/m ³
P 0403	587,1 kg/m ³	28,3 kg/m ³
P 0503	387,5 kg/m ³	22,2 kg/m ³
P 0104	295,0 kg/m ³	52,1 kg/m ³
P 0204	417,5 kg/m ³	19,8 kg/m ³
P 0304	398,3 kg/m ³	8,4 kg/m ³

Tabell 4.1 Gjennomsnittlig tetthet og standard avvik for de ulike profilene

Snøens tetthet



Sammenlikner man profilene fra 2003 med profilene fra 2004 ser man at tettheten generelt er høyere i profilene fra 2003. Dette skyldes nok hovedsakelig at de er gravd ca 1 måned senere på året og at snøpakka da har vært isoterm en stund, og derfor inneholder mye fritt vann. Man ser også at tettheten i P 0204 og P 0304 fra skredavsetningen bare er marginalt høyere enn tettheten i P 0103 og P 0203, som er gravd utenfor skredavsetningen. Dette indikerer at tettheten varierer over tid og at verdier for tetthet ikke alene kan brukes til å identifisere en skredavsetning. Den ”ferske” skredavsetningen P 0503 har en gjennomsnittlig tetthet på $387,5 \text{ kg/m}^3$ og det er som man ser i Figur 4.5 tilsvarende områdene rundt, og vesentlig lavere enn den gamle underliggende skredavsetningen. Årsaken til at denne avsetningen har såpass lav tetthet er trolig at snøen kommer fra områder høyt oppe i skredbanen, der det er vesentlig kaldere og snøen i utgangspunktet er tørr og har lav tetthet. Den lave temperaturen i avsetningen (- 3 til -5 °C) indikerer dette.

Det er som man ser av Figur 4.5 og Figur 4.6 store forskjeller i hvor mye tettheten varierer innen hvert profil. De øverste cm skiller seg ut i alle profilene med unntak av P 0503. Disse er preget av været de siste dagene og det er derfor små forskjeller mellom skredavsetningene og områdene utenfor. I Tabell 4.1 har jeg beregnet standardavviket for tettheten i hvert profil opp til dette øverste laget. Det viser at det generelt er mindre variasjon i tetthet i skredavsetningene enn utenfor, med unntak av profil P 0303. Det stemmer bra med den identiske strukturen gjennom hele snødekket, beskrevet over i avsnittet om lagdeling av snødekket. Årsaken til de store variasjonene i tetthet i profil P 0303 skyldes større områder små snøballer og store luftlommer som gjorde tetthetsmåling vanskelig og unøyaktig.

4.2.3 Temperatur og innhold av fritt vann

Snøen i alle profilene fra 2003 med unntak av profil P 0503, var isoterm og innholdt fritt vann. Innholdet er imidlertid vanskelig å bestemme eksakt, men det generelle inntrykket var at det økte jo lenger ned i snøpakka man kom. Dette gjaldt både i og utenfor skredavsetningen.

Snøen i den ”ferske” skredavsetningen i profil P 0503 var derimot mye kaldere enn forventet. Temperaturen varierte mellom -3 og -5 °C, noe som tyder på at den kommer fra områder langt oppe i skredbanen. Snøen her var også tørr og lot seg ikke kitte sammen til snøballer.

I 2004 manglet vi utstyr til å måle snøtemperatur og det ble derfor ikke gjort.

4.2.4 Hardhet

I alle profilene fra skredavsetningene er det stor variasjon i hardhet. Snøballene har stor og relativt konstant hardhet (// - ✕), mens snøen mellom er langt løsere og varierer i hardhet fra knyttet neve til 1 finger. I de ”gamle” avsetningene finner man også luftlommer som beskrevet over. I profilene utenfor skredavsetningen varierer hardheten med lagdelingen, som man ser i Figur 4.3 og Figur 4.4.

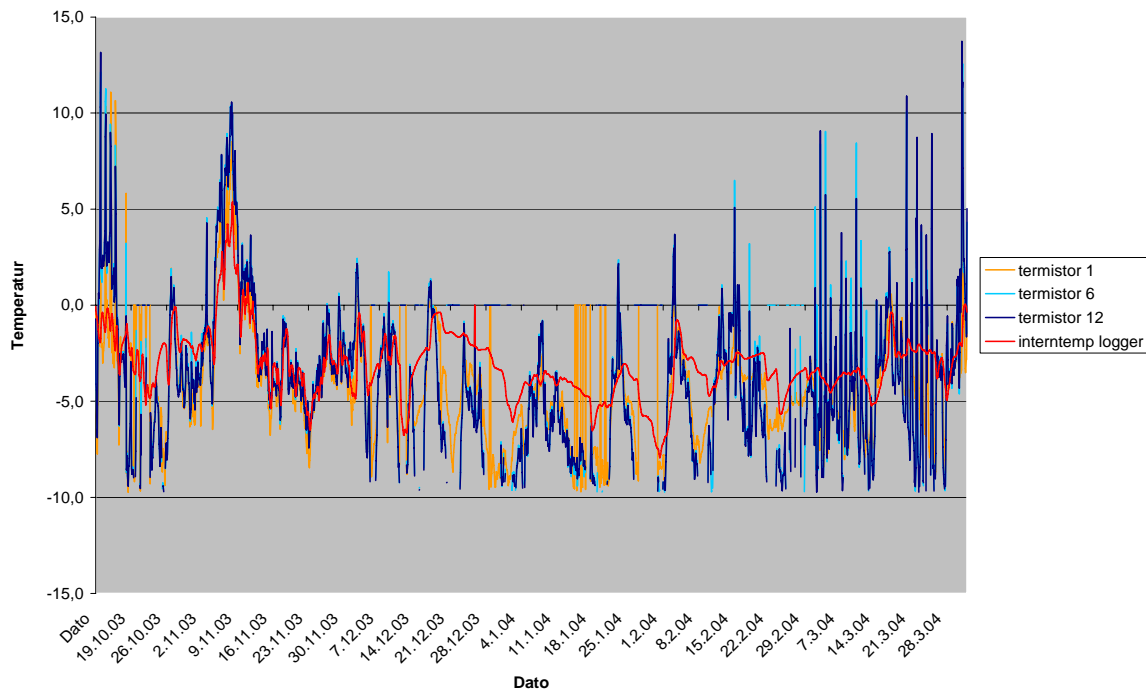
4.2.5 Snøkrystallenes form og kornstørrelse.

Snøkrystallene i skredavsetningene bærer preg av at de har vært utsatt for store krefter. Dette kommer tydelig frem i profil P 0503 i den ferskeavsetningen. Krystallene er svært sammenkittet, spesielt i snøballene. Men skraper man løs krystaller ser man at de er små <1 mm og nesten runde. Dette kan tyde på at de er slipt mot hverandre under selve skredet.

I de ”gamle” skredavsetningene er krystallene mer preget av smelte/fryseprosesser og man finner hovedsakelig runde korn, ofte smeltet sammen til polykrystaller. Dette har trolig sammenheng med at alle profilene er gravd relativt sent på vinteren. Den generelle lufttemperaturen har begynt å stige, spesielt på dagtid. Gjennomsnittstemperaturen på Metrologisk institutt sin stasjon i Stryn-Kroken 208 moh er -2,5 °C i januar og februar, 0,5 °C i mars og 3,5 °C i april. Selv om denne stasjon ligger vesentlig lavere og nærmere kysten indikerer det at man kan forvente begynnende smelting i slutten av mars/begynnelsen av april. Dette ser man spesielt tydelig i profilene fra 2003 der hele snøpakka har blitt isoterm. Snøkrystallene i disse er derfor hovedsakelig våte og tidligere våte korn.

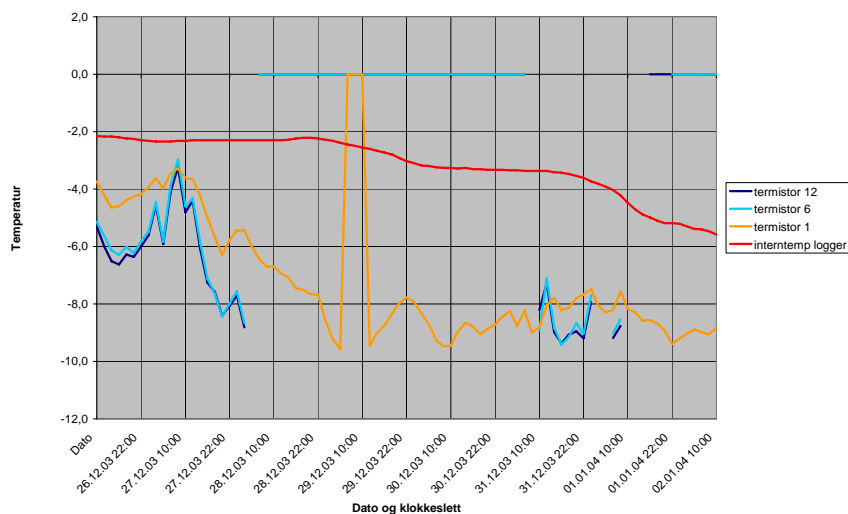
4.3 Temperaturlogging

Temperaturloggeren ved løsnedområdet i Ryggfonna ble utplassert 12.10.2003 og var i drift frem til 1.4.2004. På grunn av lite snø og antagelig mye vind, viser målingene i all hovedsak lufttemperaturer. Dette ser man av de store og raske temperaturvariasjonene for termistorene, i motsetning til intern temperaturen i loggeren som er mye mer stabil. Den lå på bakken bak en stein og var antagelig dekket av snø stort sett gjennom hele vinteren. I perioder har også termistor 1 som var den nederste termistoren, plassert ca 10 cm over bakkenivå, en jevnere kurve fordi den har vært dekket med snø. Dette kommer tydeligere frem i utdragene presentert i Figur 4.8 og Figur 4.9.



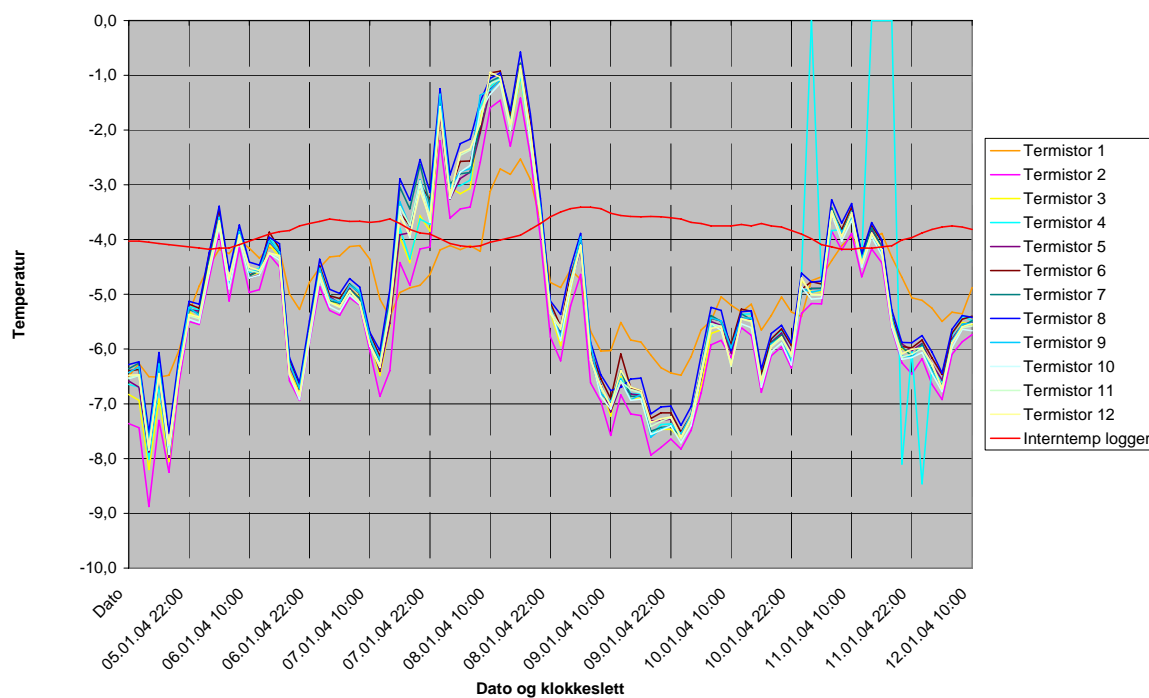
Figur 4.7 Resultater fra temperatur loggeren gjennom hele loggeperioden.

Videre må det bemerkes at det finnes enkelte "hull" i datasettet for termistorene, der det ikke er lagret data. Dette forekommer ved temperaturer lavere enn ca -9,5 °C. Ettersom termistor 1 har vært dekket med snø er det færre og mindre "hull" for denne enn de andre termistorene. Dette ser man tydelig i Figur 4.8 som er et utdrag fra Figur 4.7 for tidsrommet 26.12.2003 til 2.1.2004. Årsaken til disse "hullene" er at motstanden i termistorene blir svært stor ved lave temperaturer og at den målte spenningen ved vår konfigurasjon overstiger loggerens måleområde.

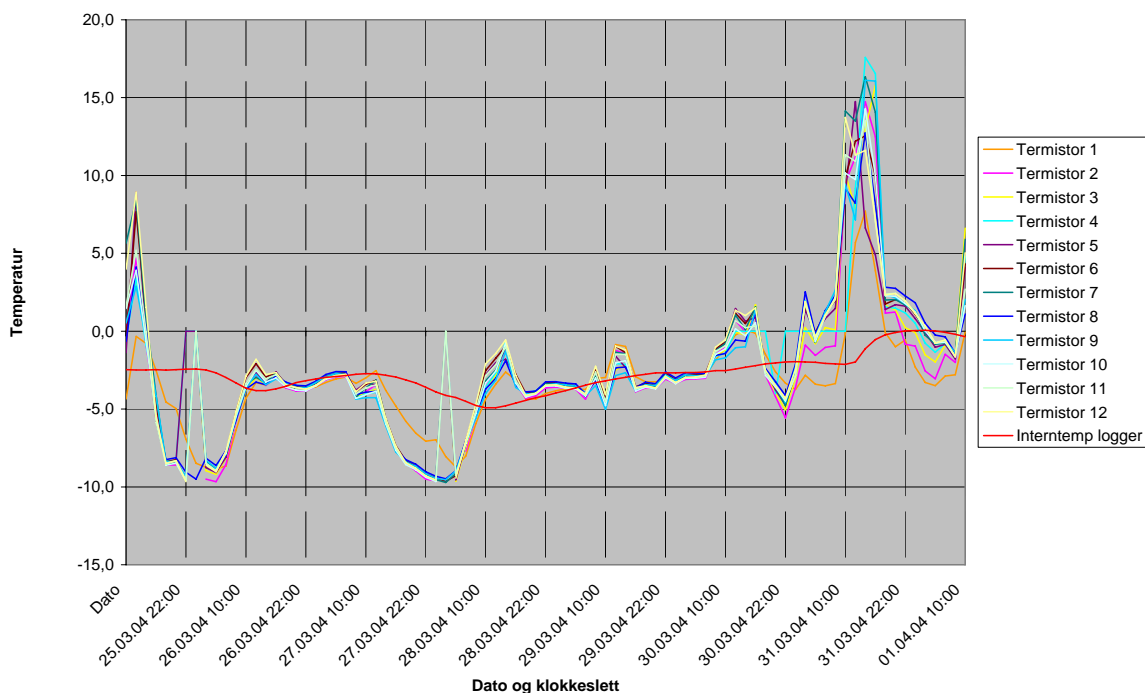


Figur 4.8 Utdrag fra Figur 4.7 for tidsrommet 26.12.2003 til 2.1.2004

Ved å sammenlikne Figur 4.9 og Figur 4.10 som viser utdrag fra 2 ulike perioder med tilnærmet komplette datasett ser man tydelig hvordan døgnvariasjonene tiltar utover våren. Spesielt i de siste døgnene i Figur 4.10 er det store utslag. Dette skyldes trolig at termistorene da ble utsatt for direkte sollys og at de var dekket med svart krympeplast som absorberer mye varme.



Figur 4.9 Resultater fra temperaturloggerne i begynnelsen av januar 2004



Figur 4.10 Resultater fra temperaturloggeren i slutten av mars 2004

4.4 Beregning av utløpsområder for snøskred

Modellen for beregning av mulige snøskred og deres utløpsområder ble testet med terrengmodeller med ulik oppløsning for å se hvordan dette påvirker resultatene og prosesseringstiden. Som ventet var det stor variasjon i prosesseringstid avhengig av terrengmodellens oppløsning. Men for alle terrengmodellene var den godt under en time ved kjøring på en PC med 3 GHz prosessor, 2 GB RAM og mot en lokal harddisk. Det anses som akseptabel tid og er dermed ikke avgjørende for valg av oppløsning.

Terrengmodellens oppløsning har også stor innvirkning på resultatene som man kan se i kartutsnittene presentert i Figur 4.11, Figur 4.12 og Figur 4.13. Resultatene fra modellen for beregning av utløpsområder er her lagt over Forsvarets skredkart laget av NGI. Disse viser potensielle utløsnings- og utløpsområder for snøskred og er fremstilt ved en kombinasjon av analyse av digitale kart og synfaring med bil og helikopter (NGU 2007). Forsvarets skredkart er identiske i alle figurene og gjør det dermed lettere å sammenligne resultatene visuelt.

Den mest fremtredende effekten av ulik oppløsning på terrengmodellen, er variasjonen i antall skredbaner som blir beregnet. Utløpsområdene på de beregnede skredbanene og deres maksimale utløpslengde er derimot i hovedtrekk identiske, uavhengig av oppløsningen.

Årsaken til at det beregnes ulikt antall skredbaner avhengig av oppløsningen, er hovedsakelig ulik inndeling av utløsningsområdet. Dette kommer av at de ulike terrengmodellene har ulike detaljeringsgrad. Terrengmodellen med 10 x 10 m oppløsning inneholder langt flere og mindre terrengdetaljer enn den med 25 x 25 m, som igjen inneholder mer detaljer enn den med 50 x 50 m oppløsning. Arealet av områdene som klassifiseres som mulige utløsningsområder med helningsvinkel over 30°, og ikke minst inndelingen i dreneringsbasseng vil dermed variere som vist i Tabell 4.2.

Oppløsning terrengmodell	Antall celler med helningsvinkel over 30°	Arealet med helningsvinkel over 30°	Antall dreneringsbasseng
10 x 10 meter	106520	10652000 m ²	2482
25 x 25 meter	16217	10135625 m ²	793
50 x 50 meter	3695	9237500 m ²	294

Tabell 4.2 Viser arealet for områdene med helningsvinkel over 30 i de ulike terrengmodellene og antall dreneringsbasseng disse er delt inn i.

Som man ser øker arealet med helningsvinkel over 30° når oppløsningen blir finere og representasjonen av terrenget mer nøyaktig. Man får også en markert økning i antall dreneringsbasseng når oppløsningen blir finere, ettersom selv små rygger og drenerings skiller da blir representert.

I dalen som går nord-sør i utsnittene, merket skredområde 1, ser man at det er langt færre skredbaner i Figur 4.11, beregnet fra terrengmodellen med 10 x 10 m oppløsning. Dette er nettopp fordi utløsningsområdet her blir inndelt i flere dreneringsbasseng. Resultatet av det er at færre utløsningsområder tilfredsstiller kriteriet for sammenhengende lengde på mulig bruddkant, som ved denne oppløsningen er 10 sammenhengende celler med akkumulert tilsig lik 0.

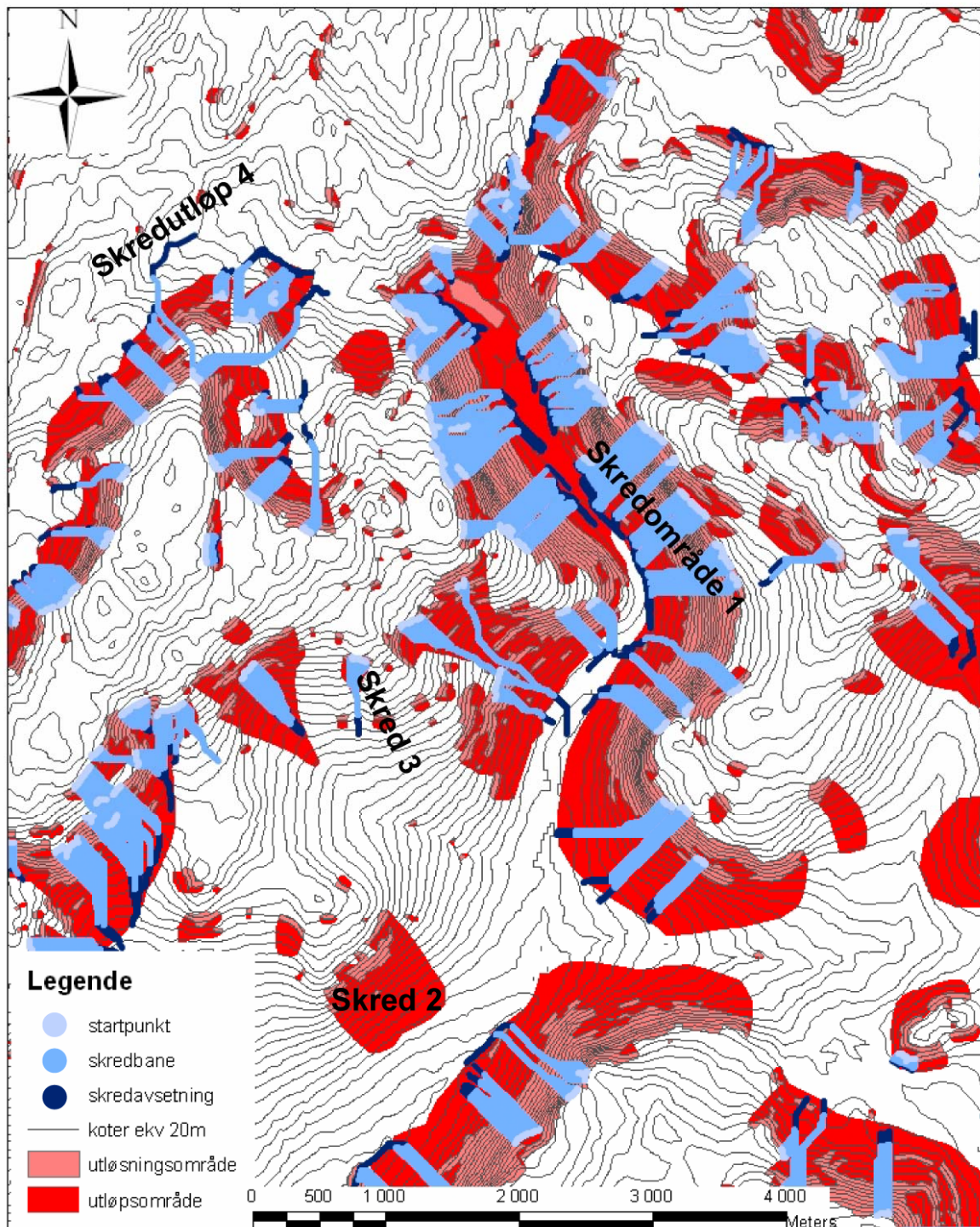
I området merket skred 2 ser man at det kun er skredbaner i Figur 4.12, beregnet fra terrengmodell med 25 x 25 m oppløsning. Ved 10 x 10 m oppløsning blir også her utløsningsområdet inndelt i flere dreneringsbasseng, med det resultat at ingen har mer enn 10 sammenhengende celler med akkumulert tilsig lik 0. Ved 50 x 50 m oppløsning skjules mye av terrengformasjonen og det er kun 6 celler i området der helningsvinkel over 30°. Disse blir

delt i 2 dreneringsbasseng med henholdsvis 1 og 2 celler med akkumulert tilsig lik 0. Dermed tilfredsstillers ingen av de mulige utløsningsområdene kriteriet om minimumslengde for sammenhengende bruddkant.

Mye av terrengformasjonen blir også skjult ved grov oppløsning på terrengmodellen i området merket skred 3. Her er det kun skredbaner i Figur 4.11 beregnet fra terrengmodellen med 10 x 10 m oppløsning. Utløsningsområdet deles i 2 dreneringsbasseng ved oppløsning på både 10 x 10 m og 25 x 25 m. Sammenhengende antall celler med akkumulert tilsig lik 0, er for det største dreneringsbassenget henholdsvis 14 og 4 celler. Dermed er det kun ved 10 x 10 m oppløsning at minimumslengden tilfredstilles. I terrengmodellen med 50 x 50 m oppløsning er det kun 2 celler totalt med helningsvinkel over 30° i dette området.

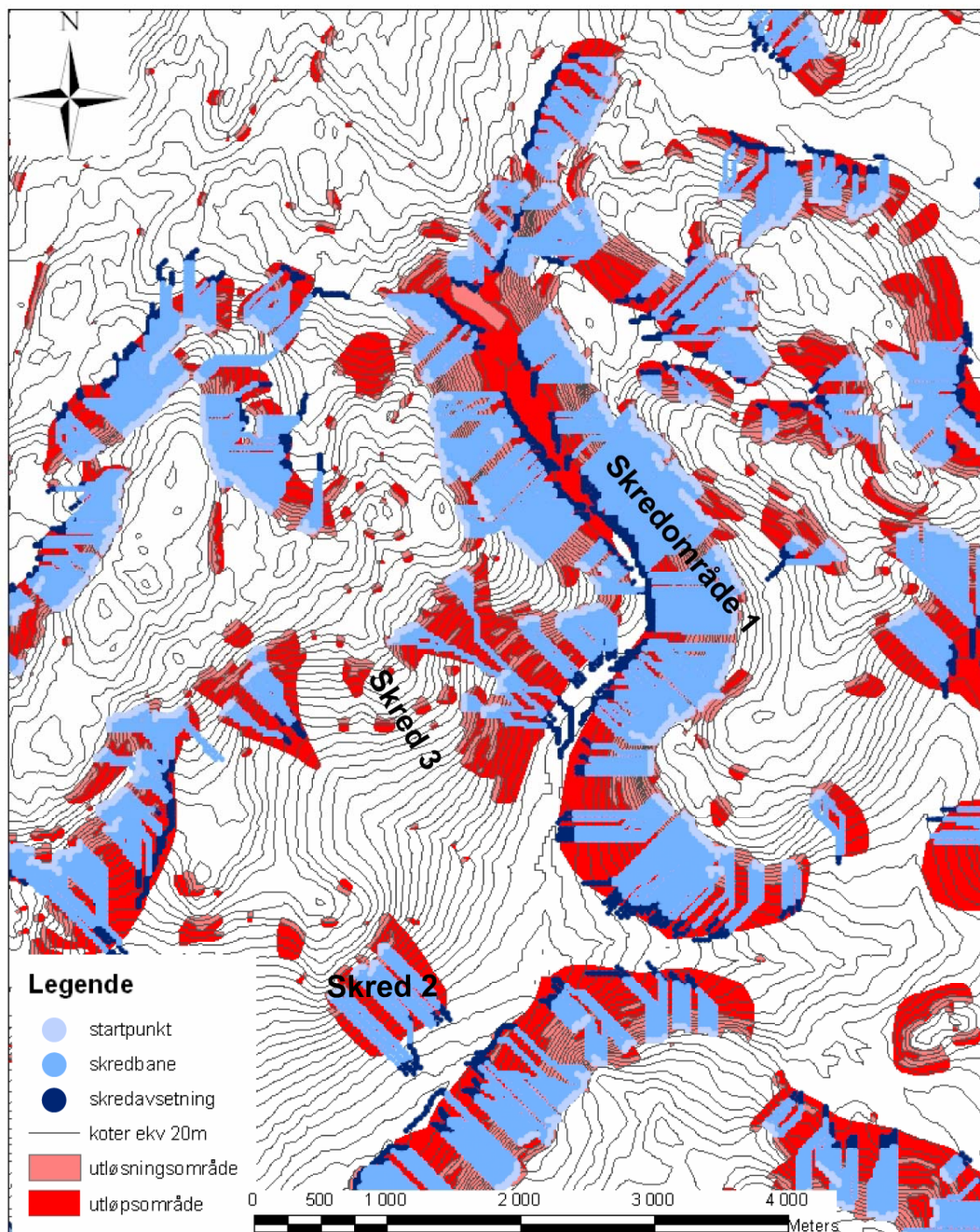
I området merket skredutløp 4 i Figur 4.11, ser man en skredbane som går svært langt. Dette oppstår, spesielt ved stor detaljeringsgrad, på grunn av en forenkling i modellen. Alfavinkelen beregnes ut fra x, y, z koordinatene til den aktuelle cellen og startpunktet. Når skredbanen svinger slik den gjør her blir alfavinkelen kunstig høy fordi den beregnede utløpslengden er langt kortere enn den reelle. Dette problemet reduseres når oppløsningen øker og detaljeringsgraden reduseres.

Skredkart beregnet fra DEM med 10 m oppløsning



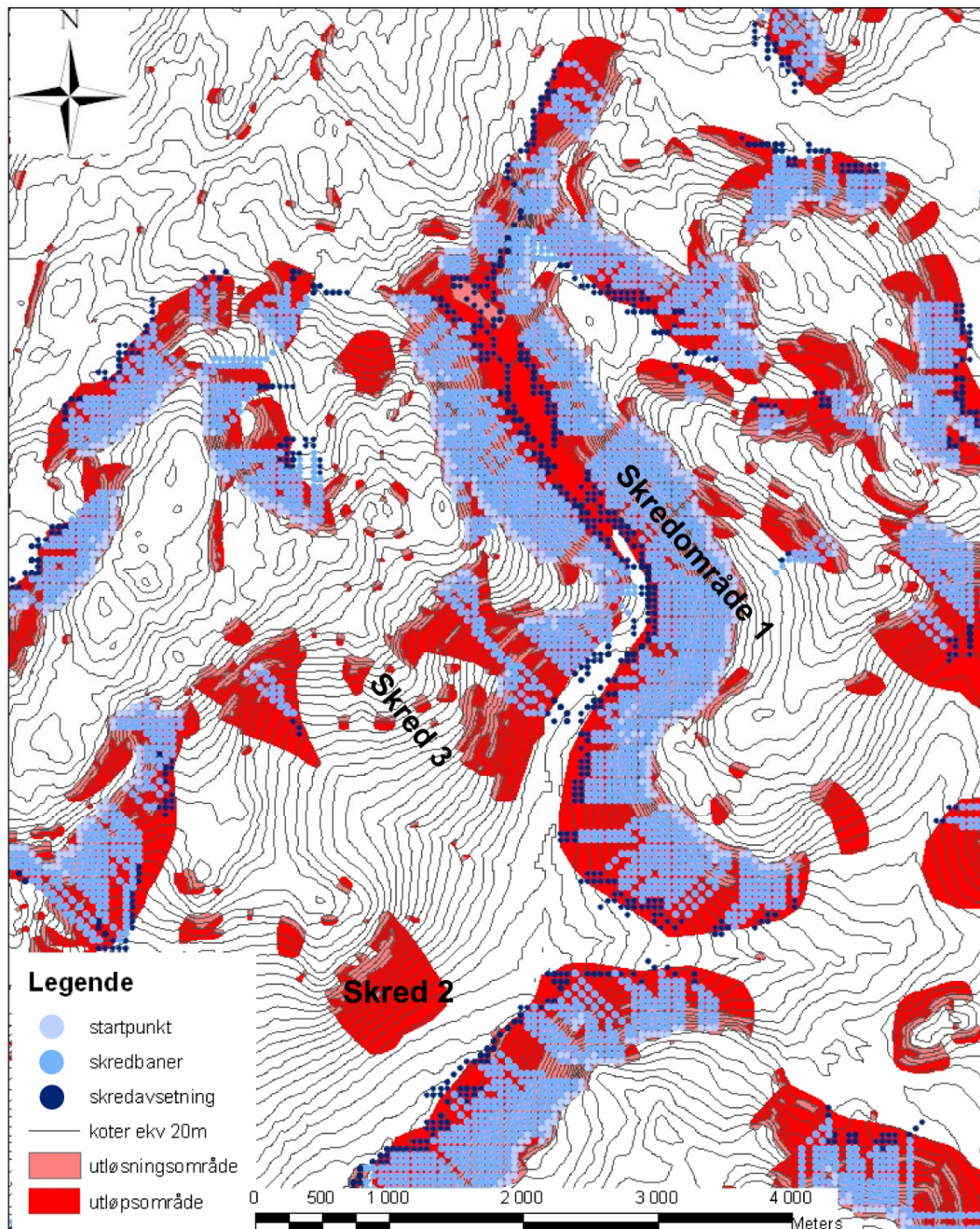
Figur 4.11 Skredkart som viser skredbaner og deres utløpsområder i blått. De er beregnet med terrengmodell med 10 x 10 m oppløsning. I bakgrunnen ses Forsvarets skredkart laget av NGI i rødt

Skredkart beregnet fra DEM med 25 m oppløsning



Figur 4.12 Skredkart som viser skredbaner og deres utløpsområder i blått. De er beregnet med terrengmodell med 25 x 25 m oppløsning. I bakgrunnen ses Forsvarets skredkart laget av NGI i rødt

Skredkart beregnet fra DEM med 50 m oppløsning



Figur 4.13 Skredkart som viser skredbaner og deres utløpsområder i blått. De er beregnet med terrengmodell med 50 x 50 m oppløsning. I bakgrunnen ses Forsvarets skredkart laget av NGI i rødt

4.5 Beregning av områder med SAR shadow og layover

Områdene som dekkes av SAR shadow og/eller layover varier med insidensvinkel og satellittens bane/range retning, noe som kommer tydelig til syne på kartutsnittene i Figur 4.14. Her er SAR shadow/layover kartene lagt over skredkartet fra terrengmodellen med 25 x 25 m oppløsning for å illustrere i hvilken grad utløpsområdene er dekket av shadow eller layover.

I de to øverste kartutsnittene i Figur 4.14 som viser bildespor 2 i henholdsvis ascendens og descendens pass, ser man at det kun er layover. Dette skyldes at insidensvinkelen her er så liten, ca 23° midt i bildesporet, at det ikke dannes skygger i det aktuelle terrenget. Områdene med layover blir derimot desto større på grunn av den lille insidensvinkelen. Man ser også tydelig at det er fjellssidene som vender mot SAR sensoren og rangeretning i bildet, som forårsaker layover. Det er derfor ingen områder med layover i dalen som går øst-vest i nedre høyre del av kartutsnittet.

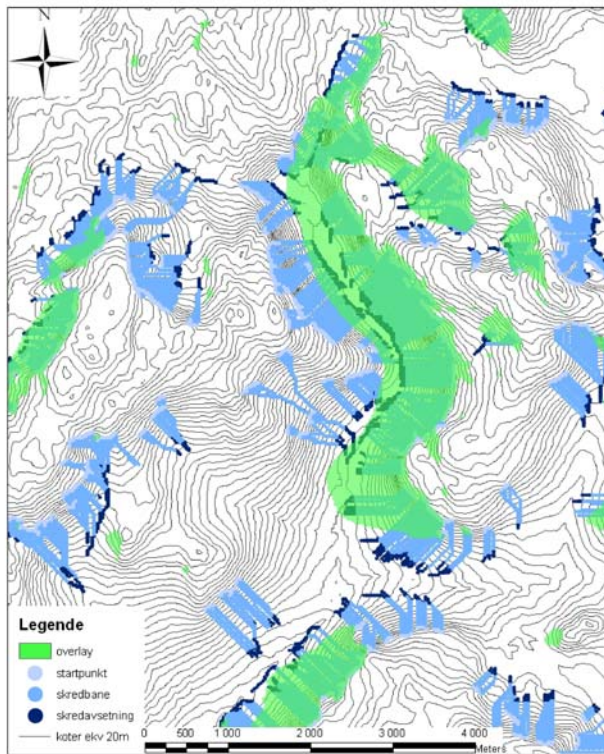
I de to nederste kartutsnittene i Figur 4.14 er insidensvinkelen henholdsvis 37,6° og 43,9° midt i bildespor 5 og 7. Dette gir seg utslag i redusert layover-, og økende skyggeproblematikk. Men for terrenget i det aktuelle testområdet synes gunstig med så stor insidensvinkel som mulig. Arealet av områdene dekket med enten layover eller shadow avtar med økende insidensvinkel.

Dette bekreftes ved kartlegging av antall celler med skredavsetning som dekkes av shadow og eller layover i de ulike bildesporene. Det er totalt 5933 celler i testområdet med skredavsetning når man beregner denne fra terrengmodellen med 25 x 25 m oppløsning. Andelen av disse som dekkes av SAR shadow og/eller layover varier som man ser i Tabell 4.3 fra hele 33 % i bildespor 2 i ascendens pass, til kun 0,69 % i bildespor 7.

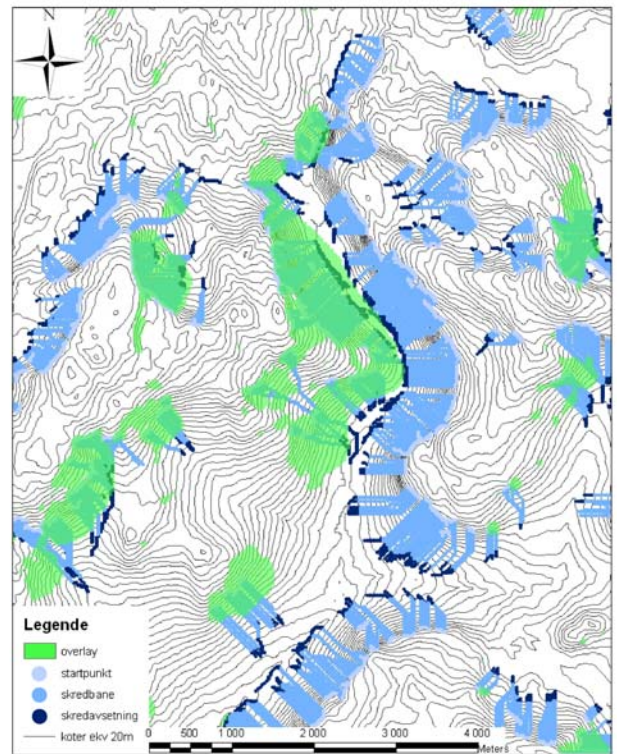
	Antall celler med skredavsetning dekket av shadow/layover	Prosentandel av skredavsetningen som er dekket av shadow/layover
Overlay bildespor 2 ascendens	1960	33,04 %
Overlay bildespor 2 descendens	804	13,55 %
Overlay bildespor 2 begge	159	2,68 %
Overlay bildespor 5 ascendens	157	2,65 %
Shadow bildespor 5 descendens	0	0 %
Overlay bildespor 7 descendens	0	0 %
Shadow bildespor 7 descendens	41	0,69 %

Tabell 4.3 Andelen av skredavsetningene (antall = 5933) som er dekket av SAR shadow og/eller layover

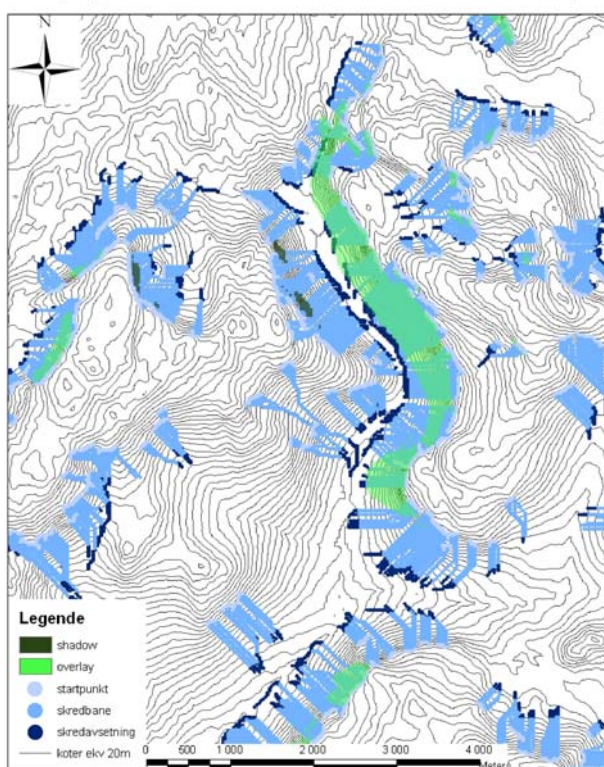
Overlay og shadow områder -Envisat ASAR IS 2 ascendens pass



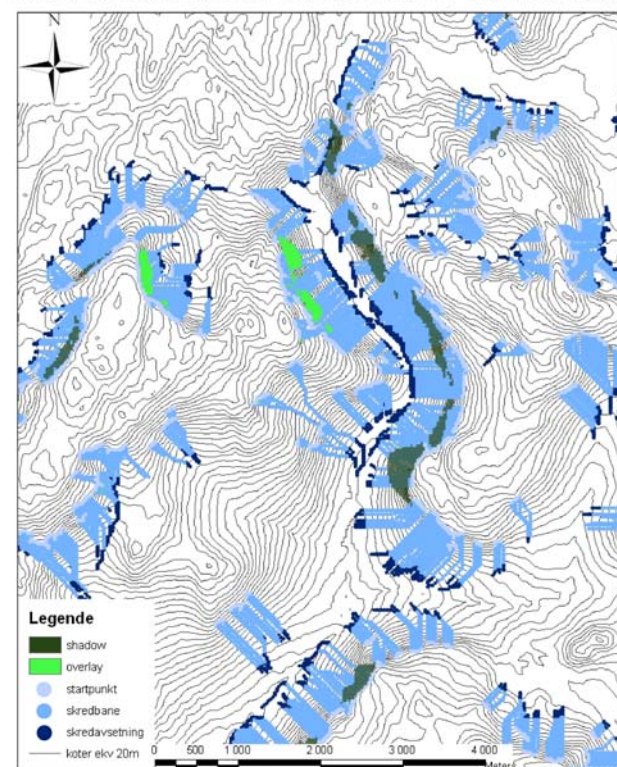
Overlay og shadow områder -Envisat ASAR IS 2 descendens pass



Overlay og shadow områder -Envisat ASAR IS 5 ascendens pass

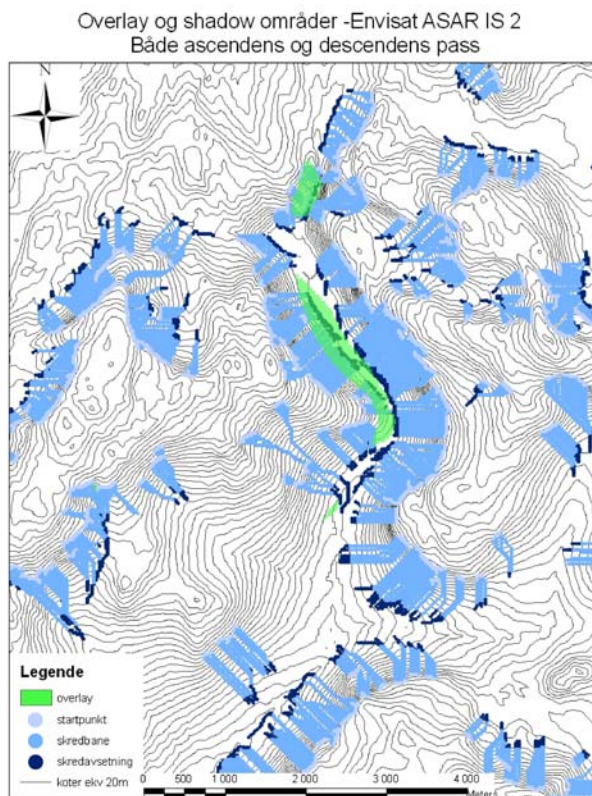


Overlay og shadow områder -Envisat ASAR IS 7 descendens pass



Figur 4.14 Viser områdene som er dekket av SAR shadow og/eller layover i de ulike bildesporene, samt skredbanene og utløpsområdene hvor skredavsetningene vil ligge.

I Tabell 4.3 ser man også at det kan oppnås en vesentlig reduksjon av områdene dekket med SAR shadow og/eller layover ved å kombinere ascendens og descendens pass i bildespor 2. Man får da ”sett” terrenget fra ulike vinkler og som man kan se av de to øverste kartutsnittene i Figur 4.14 er det ulike områder som dekkes med layover i de to passene. De områdene som er dekket av layover i både ascendens og descendens pass finner man hovedsakelig i trange dalbunner i nord – sør retning som vist i Figur 4.15



Figur 4.15 Viser områdene som er dekket av SAR shadow og/eller layover ved bruk av både ascendens og descendens pass i bildespor 2. I bakgrunnen ser man skredbanene og utløpsområdene hvor skredavsetningene vil ligge

5 Diskusjon

5.1 Mulige feilkilder og deres betydning

De ulike resultatene fra feltarbeidet og den digitale terrengmodellen som ble presentert i forrige kapittel har alle en viss usikkerhet knyttet til seg. Datagrunnlaget er relativt beskjedent, noe som gjør at eventuelle feil kan få stor betydning. Det er derfor naturlig å gjøre noen betraktninger rundt mulige feilkilder og hvordan disse vil kunne påvirke resultatet.

5.1.1 Beregnet volum

De viktigste feilkildene ved volumberegning er avgrensningen av skredavsetningen, punktgrunnlaget for interpolering av terrengmodellen for skredoverflaten og terrengmodellen for bunntopografien.

Det å bruke endring i snødybde til å avgrense skredavsetningen slik jeg har gjort, kan åpenbart påvirke resultatet. Ved å bruke en grenseverdi på 3 meter tilsvarende største målte snødybde i område rundt, sikrer man at avgrensningen ligger innen skredavsetningen. Sidekantene på denne skredavsetningen var relativt bratte, og eventuelle feil vil utgjøre svært små arealer og volumer. Helningen på sidekantene er anslått til over 30° , og 1 meter feil i snødybde vil da utgjøre maksimalt 1,7 m feil i avgrensningen. I fremre kant støter skredavsetningen mot vollen. Denne har en relativt bratt skråning som endringen i snødybde følger, og avgrensningen vil derfor også her ligge inne på skredavsetningen. Men med en helning på anslagsvis 35° utgjør feilen i areal maksimalt 430 m^2 og i volum 645 m^3 . I bakre kant er det alltid vanskelig å definere en klar grense, ettersom overgangen mellom skredløp og utløpsområde er diffus og varierer fra snøskred til snøskred som beskrevet i kapittel 2.7.3. I Ryggfonn begynner skredløpet å flate ut i området rett nedenfor lastcellen som vist i Figur 3.3, og det er naturlig å anta at bakre avgrensning vil ligge i dette området. Dette tilsvarer noe over de øvre målepunktene og stemmer bra med den beregnede avgrensningen.

Usikkerheten i punktgrunnlaget for interpolering er først og fremst knyttet til den svært ruge og ujevne overflaten. Ruheten varierte noe, men var flere steder godt over 20 cm og rennene/ryggene i fallretningen kunne være over 1 m dype. Med skredavsetningens areal på

ca 15000m² vil glatting av overflaten, eller heving/senking av modellen utgjøre betydelige volum. Interpolasjonen av høydemodellen og feil i vinkel og avstandsmålinger til punktene er andre mulige feilkilder, men disse blir ansett og være vesentlig mindre enn de forårsaket av ruheten og ujevnheten i skredoverflaten.

Terrengmodellen for bunntopografien er den siste mulige feilkilden ved volumbergning. Nøyaktigheten på denne er ukjent, men den grove oppløsningen på 5x5 m gjør at man mister mye informasjon om små terrengvariasjoner. Det er ikke gjort noen kontroll av denne høydemodellen etter interpolsjonen til 1x1 m oppløsning.

På bakgrunn av disse forholdene må man anta at feilmarginen til det beregnede volumet er relativt stor. Men for å gi et estimat på skredavsetningens volum, anses den som brukbar. En mer presis oppmåling der man også kan angi et mer eksakt feilestimat, vil kreve langt mer omfattende oppmålinger og beregninger enn det som er foretatt her. Det må da måles fra 2 ulike målepunkt slik at man får fri sikt til hele skredavsetningen og kan måle inn avgrensningen direkte. Overflateruheten må tallfestes ved å måle høydevariasjon i et fastsatt grid, og det må måles inn et antall uavhengige kontrollpunkter som man kan kontrollere høydemodellene mot i etterkant. Dette gjelder både terrengmodellen for overflaten på skredavsetningen og terrengmodellen for bunntopografien. Kontrollpunktene for bunntopografien må måles inn på sommer/høst når det ikke ligger snø i utløpsområdet.

Med tanke på hensikten med volumbergningen anses den brukte metoden som tilfredsstillende. For viktigere enn å finne ett eksakt volum er å finne variasjoner i snødybde mellom skredavsetningen og områdene utenfor, noe man absolutt oppnår med den brukte metoden.

5.1.2 Kartlegging av snødekket

Undersøkelser av snødekket er som antydnet i kapittel 3.1.2 preget av flere subjektive vurderinger og det er derfor naturlig å anta at det er begått noen ”nybegynnerfeil”. For riktig og sikker identifisering av lagdelingen, vurdering hardhet, kornstørrelse, kornform og innhold av fritt vann kreves mye erfaring og vi ble merkbart tryggere i disse vurderingene for hvert profil som ble gravd.

Været under selve arbeidet kan også ha betydning for resultatene. Ved sol og høye lufttemperaturer slik det var ved graving av profilene i 2003, vil resultatene kunne påvirkes om man ikke er rask, spesielt dersom snøen ikke allerede er isoterm. Dette krever imidlertid stor erfaring for at det ikke skal gå ut over kvaliteten. For å minimere problemet ble profilet gravd slik at det ikke hadde direkte solinnstråling og for hvert lag som skulle undersøkes ble det skrapet frem et helt ferskt profil. Ved graving av profilene i 2004 var det kaldt, ca -10 og vind. Turbulens ned i snøprofilet gjorde at fokksnø blandet seg med snøprøver på rasterplaten, samtidig som det periodevis var vanskelig å spre snøkornene uten at de blåste av plata. Man kan heller ikke se bort fra at dårlig vær kan bidra til at man ubevist jobber raskere og mer unøyaktig enn under gode forhold.

For snøprofiler i skredavsetningene var det også store utfordringer knyttet til tolkning og notasjon av resultatene. Den manglende lagdelingen gjorde det vanskelig å benytte standarden ”The International Classification for Seasonal Snow on the Ground”. Det var ingen lag å referere resultatene til, og variasjonene i egenskaper var like store horisontalt som vertikalt og hovedsakelig knyttet til snøballene. Beskrivelsen av snøprofilene i skredavsetningene er derfor veldig generell.

Feilkildene ved tetthetsmålingene er hovedsakelig knyttet til unøyaktigheter i vekten og i volumet til snøprøvetakeren. Disse gir direkte utslag i feil tetthetsverdier. Ved å bruke samme fjærvekt og målesylinder i alle tetthetsmålingene sikrer man at resultatene er sammenlignbare, men med muligheter for systematisk feil. Etersom hovedhensikten var å sammenlikne tettheten i og utenfor skredavsetningen, er det ikke gjort noen kalibrering av vekt eller snøprøvetaker for å avdekke slike feil. En annen ikke ubetydelig feilkilde er volumet på snøprøven. I løs snø og i harde skarelag var det ikke alltid like enkelt å få fylt målesylindren med riktig volum, uten at snøen ble komprimert eller at snø drysset ut. Spesielt der skredavsetningene bestod av små, harde snøballer var dette et betydelig problem. For å unngå dette, ble det forsøkt å flytte prøven horisontalt i profilet for å komme i større snøballer eller løssnø mellom snøballene. Forskjellen i tetthet mellom snøballene og løssnøen mellom disse viste seg å være liten. Det var ofte lettest å få gode prøver fra snøballene, men der det lyktes å få gode prøver også fra løssnøen mellom var forskjellen vanligvis 20 – 50 kg/m³. Størrelsen og formen på snøprøvetakeren kan også ha betydning for hvor lett det er å få fylt den med riktig volum. Min erfaring er at kubiske snøprøvetakere er lettere å jobbe med, men mindre

solide og dermed ubruklige i skredavsetninger. Små snøprøvetakere er godt egnet der det er tynne snølag. De gir et veldig spesifikt resultat, men er også svært sensible på at de fylles med riktig volum.

Ved graving av snøprofiler er det alltid knyttet en viss usikkerhet til hvor representative profilene er. Snødekket endres over tid og påvirkes av flere ytre faktorer som solinnstråling, vind og temperatur. Disse varierer med eksposisjon, vegetasjon og høyde, noe som medfører at det kan være betydelige forskjeller i snødekket, selv over små avstander. De medfører også at snødekket på ulike steder utvikler seg forskjellig. Det synes imidlertid å være mindre variasjoner over tid og mellom de ulike snøprofilene i skredavsetningene enn i områdene utenfor. Dette kan delvis forklares med relativt små avstander, tilnærmet lik eksposisjon for hele skredavsetningen og fravær av vegetasjon. Men det kan også tenkes at egenskaper ved selve skredavsetningen bidrar til at den er og forblir relativt lik i sine egenskaper også over tid.

En mulig forklaring på det kan være at hele skredavsetningen er avsatt over en kort tidsperiode og all snøen har vært utsatt for de samme ekstreme kreftene i forkant. Størrelsen på, og fordelingen mellom kreftene vil variere med egenskapene til snøen i løseområdet og skredbanens form, fallhøyde og lengde. I store skred med en bratt skredbane vil farten øke raskt, og skredmassene bli mer pulverisert enn i små skred med liten fallhøyde. Samtidig er det beskrevet at friksjon mellom partiklene i et snøskred kan føre til at selv i utgangspunktet tørr snø blir fuktig eller våt før avsetning og at man derfor kan se markerte snøballer med stor hardhet også i tørre snøskred (McClung og Schaerer 1993). Forsøk ved Montana State University Avalanche Research Site har også vist at hardheten og strukturen i skredavsetningene kan skyldes at bindingsarealet mellom snøkornene øker med over 200 ganger i løpet av den første halvtimen etter avsetning (Miller et al. 2003). Sett i forhold til resultatene fra profil P 0503 som ble gravd ca 30 minutter etter at skredavsetningene hadde lagt seg til ro virker dette som den mest sannsynlige forklaringen. Temperaturen i skredavsetningen var så lav at det virker lite sannsynlig at temperaturen i snøen på noe tidspunkt har nådd smeltepunktet. Samtidig er fallhøyden i Ryggfonn så stor at det virker usannsynlig at snøballene stammer fra et opprinnelig flak.

Disse betraktningene viser at det er flere vesentlige feilkilder i undersøkelsene av snødekket. Datagrunnlaget er derfor for lite til å gi konklusjoner om variasjoner mellom

skredavsetningene og områdene rundt, når det gjelder enkelte egenskaper og hvordan disse utvikler seg over tid. Dette dreier seg om egenskapene tetthet, innhold av fritt vann, temperatur, hardhet og snøkrystallenes form og kornstørrelse. Men undersøkelsene viser at det er klare strukturforskjeller mellom skredavsetningene og områdene rundt. De viser også at hovedtrekkene i disse vedvarer over tid.

Det hadde imidlertid vært interessant å følge en skredavsetning med regelmessige undersøkelser over tid, for å se hvordan den utvikler seg i forhold til snødekket utenfor. Spesielt endringer i tetthet og om det er variasjoner i hastigheten på tetthetsendringen mellom skredavsetningene og områdene rundt, hadde vært nyttig å kartlegge med tanke på mulighetene for deteksjon av skredavsetninger med SAR. Det hadde trolig vært tilstrekkelig med en gjennomsnittlig tetthet for hele snødekket, noe man kan finne med et Songa-rør som er relativt raskt i bruk sammenliknet med små snøprøvetagere. Det er et meterlangt rør med diameter på 10-15 cm, som brukes til å ta vertikale snøprøver gjennom hele snøpakka, for å finne en integrert tetthet. I tillegg hadde det vært nyttig å avdekke om og eventuelt når det oppstår luftrom mellom snøballene.

5.1.3 Snøtemperaturer i løснеområdet

Resultatene fra loggingen av snøtemperaturer i løśnieområdet ble langt fra slik vi hadde ønsket. Først og fremst fordi plasseringen medførte at det i all hovedsak var lufttemperatur som ble logget og ikke temperaturen i ulike lag av snøen slik hensikten var. Den lite heldige plasseringen må i all hovedsak tillegges manglende kjennskap til snøfordeling og vindretninger i løøgneområdet. Vi hadde på forhånd kontaktet Krister Kristensen ved NGI og fått en muntlig anbefaling om plasseringssted, men ingen koordinater. Ingen av oss vært i løøgneområdet tidligere vintre, og vi har derfor blitt lurt av snøfordelingen til den snøen som hadde kommet før utplasseringen.

Det var heller ikke muligheter for å være med under kunstig utløsning av snøskred denne vinteren. Dermed ble det ikke gjort temperaturmålinger i de ”ferske” skredavsetningen til sammenligning med temperaturdataene fra temperaturloggeren.

Målet med temperaturloggingen ble sånn sett ikke oppnådd, men metoden anses som interessant for formålet. Selv om vi ikke fikk noen resultater som kunne brukes med tanke på

problemstillingen har vi lært svært mye om datalogging og instrumentering. Vi har også fått erfaring med bearbeiding og tolking av resultatene fra en datalogger.

Ettersom det hovedsakelig ble logget lufttemperaturer ble problemet med manglende logging ved lave temperaturer relativt fremtredene. Dersom sensorene hadde vært dekket av snø ville dette problemet vært betydelig mindre ettersom snøtemperaturen vanligvis er høyere enn lufttemperaturen. I ettertid ser man imidlertid at dette problemet muligens kunne vært redusert ved å bruke en annen konfigurasjon av loggeren. Termistorene skal i følge spesifikasjonene måle motstander i intervallet 1 – 100 K Ω (Fenwal_Electronics_Incorporated 1994). Det tilsvarer som man ser av Figur 3.8 på side 44 temperaturer ned til ca -20 °C. Men med impulsspanning e_{in} på 2 V og referansemotstand på 330 K Ω vil teoretisk motstander over 47,17 K Ω overstige loggerens måleområde på 250 mV. Hadde man derimot brukt samme referansemotstand, men redusert impulsspanning til 1 V ville maksimal motstand i termistoren -100 K Ω teoretisk gi en måleverdi e_0 på 232,56 mV som er innenfor loggerens måleområde. Hvordan denne konfigurasjonen vil fungere i praksis er imidlertid ikke testet. Dette fordi man først ble klar over denne muligheten i etterkant, ved bearbeidingen av data.

Med tanke på hovedhensikten med feltarbeidet, var ikke resultater fra temperaturloggingen i løseområdet avgjørende. Men det er et svært spennende og lite undersøkt tema, som vil kunne bidra til økt forståelse av prosessene i skredavsetningen. Resultatene fra profil P 0503 i den ferske skredavsetningen var som sagt langt kaldere enn forventet og det hadde derfor vært svært interessant og å kjenne snøtemperaturen i løseområdet for å kunne antyde noe om temperaturøkningen under skredet.

5.1.4 Beregnede utløpsområder for mulige snøskred

Usikkerheten i resultatene fra modellen for beregning av snøskredenes utløpsområder er i hovedsak knyttet til deres antall, plassering og størrelse. Som man ser av resultatene i kapittel 4.4 varierer defineringsen av mulige utløsningsområder og dermed også hvor det blir beregnet skredbaner, med terrengmodellens oppløsning.

For å kunne gi en god vurdering av hvilken oppløsning på terrengmodellen som gir best resultat kreves historiske data om skredaktiviteten i området. Dette var dessverre ikke tilgjengelig i forbindelse med denne oppgaven, og som beskrevet i innledningen er mangelen

på registrert skredaktivitet et av hovedproblemene innen all skred- forskning og varsling. For å bedre dette i fremtiden, har NGI tatt initiativ til å øke registreringen av skredaktivitet, blant annet ved å be folk registrere observerte skred på www.snoskred.no.

I mangel på historiske data om skredaktivitet, blir resultatene sammenliknet mot Forsvarets skredkart. Som man ser i Figur 4.11, Figur 4.12 og Figur 4.13 er hovedforskjellen mellom Forsvarets skredkart og resultatene fra modellen for beregning av snøskred og deres utløpsområder, at sistnevnte definerer færre og mindre områder som mulige utløsningsområder og utløpsområder. Dette skyldes hovedsakelig at det i modellen er forsøkt å eliminere små skredbaner med lite utløsningsområde, ettersom skred i disse er mindre sannsynlige å kunne detektere med SAR.

Eliminasjonen av små utløsningsområder foregår ved bruk av kriteriet om at det innen et dreneringsbasseng må være et minimum antall sammenhengende celler med akkumulert tilsig lik 0, tilsvarende 100 m, for at området skal anses som et aktuelt utløsningsområde for større snøskred. Man ser imidlertid at variasjonen i detaljeringsgrad og oppdeling i antall dreneringsbasseng medfører stor variasjon i antall skredbaner som beregnes. Spesielt ved bruk av terrengmodellen med 10 x 10 m oppløsning, er det en kraftig reduksjon i antall utløsningsområder som tilfredsstiller dette kriteriet. Sannsynligvis er det da kun de største og mest veldefinerte skredbanene som blir beregnet. Men det kan også tenkes at svært små rygger uten betydning for en eventuell bruddkant gir inndeling i flere dreneringsbasseng og dermed eliminerer aktuelle utløsningsområder.

Økes oppløsning på terrengmodellen til 25 x 25 m, inneholder den færre detaljer og utløsningsområdene blir inndelt i færre dreneringsbasseng, med det resultat at flere utløsningsområder tilfredsstiller kriteriet om minimums antall sammenhengende celler med akkumulert tilsig lik 0. Økes oppløsningen ytterligere, blir terrengmodellen så grov at områdene med helningsvinkel over 30° reduseres kraftig og dermed også antall mulige utløsningsområder.

Grenseverdien for antall sammenhengende celler med akkumulert tilsig lik 0 er hypotetisk. Om den valgte grenseverdien er optimal og/eller om den bør varieres avhengig av oppløsningen er ukjent. Men siden dette ikke er mulig å teste mot historiske data om skredaktivitet, er dette vanskelig å vurdere.

En annen vesentlig forskjell fra Forsvarets skredkart at modellen definerer klare skredbaner. Slik jeg vurderer det, gir dette et mer presist og realistisk bilde av virkeligheten, ettersom snøskred i stor grad følger faste skredbaner, styrt av forsenkninger i terrenget. Snøskred i store tørre snøskred har riktignok en tendens til å gå rett fram, uavhengig av terrengformasjoner, mens skredmassene som følger bakken i stor grad la seg lede av terrenget slik det er fremstilt i modellen.

Modellen skiller også ut den delen av utløpsområdet der skredavsetningene i større skred trolig vil avsettes i en egen klasse. Denne sammenfaller i grove trekk med yttergrensene for utløpsområdene i Forsvarets skredkart. Noen skredbaner går litt lengre, mens andre går litt kortere, noe som virker realistisk. Sikker verifisering av de maksimale utløpslengde beregnet med modellen, krever også historiske felldata og er derfor ikke mulig å utføre.

Skredbanene med ekstreme utløpslengder som man ser eksempel på i området merket skredutløp 4 i Figur 4.11, skyldes som sagt kombinasjonen av at skredbanen vinkler og måten alfavinkelen er beregnet på. For å eliminere dette kan man i tillegg til alfavinkelen, eventuelt legge inn en høyde over lengde begrensning der man beregner skredbanens totale lengde ved å summere lengden av hver enkelt forflytning i skredbanen. Dette vil imidlertid gjøre modellen enda tyngre å kjøre og ble derfor ansett som unødvendig.

Tilsynelatende virker resultatene fra terrengmodellen med 25 x 25 m troverdige. Den definerer aktuelle utløpsområder og beregner skredbaner fra disse, i de fleste områdene hvor man ut fra kartet vil anta at det kan gå skred av en viss størrelse. Detaljeringsgraden er også såpass lav at det er svært få steder med ekstreme utløpslengder. Resultatene fra denne terrengmodellen anses derfor som høyst tilfredsstillende, med tanke på vurdering av i hvilken grad utløpsområdene dekkes av SAR shadow og/eller layover. Det er derfor disse som benyttes i de videre beregninger.

5.1.5 Beregnede områder med SAR shadow og layover

Flere Softwarepakker for prosessering av SAR data har algoritmer for generering av SAR shadow og layover kart (PCI_Geomatics 2005; Gamma_remote_sensing 2006). Disse er gjerne knyttet til geokoding og radiometrisk korreksjon hvor man bruker en digital

terrengmodell for å korrigere SAR bildet. Dessverre lå disse funksjonene i moduler som ikke var tilgjengelig under arbeidet med denne oppgaven.

Det er også beskrevet ulike algoritmer for fremstilling av SAR shadow og layover kart (Kropatsch og Strobl 1990; Rees 2000). Disse må imidlertid implementeres om de skal benyttes, noe som i denne sammenheng ble ansett som en for omfattende oppgave.

Jeg har derfor benyttet hillshade funksjonen og dens shadow opsjon for estimering av områder som dekkes av SAR shadow og/eller layover. Teoretisk skal denne metoden slik den er beskrevet i kapittel 3.2.3, identifisere områder hvor det vil være henholdsvis SAR shadow og layover. Det er imidlertid noen begrensninger som bør bemerkes. Shadow opsjonen beregner sikt mot et bestemt punkt noe som ikke helt er tilfelle for SAR ettersom antennen beveger seg under opptaket. Men på grunn av den store avstanden til satellitten utgjør dette en liten feilkilde. Det tas heller ikke hensyn til at det i ytterkantene kan være grader av overlay eller shadow ettersom shadow opsjonen kun skiller mellom skygge eller ikke skygge. Den langt største feilkilden er likevel trolig terrengmodellen. Shadow og layover kartene er beregnet ut fra terrengmodellen med 25 x 25 m oppløsning. Den har som tidligere omtalt et begrenset detaljeringsnivå og kan dermed skjule enkelte terrengformasjoner som påvirker SAR bildet.

Ettersom det ikke er tilgjengelig andre SAR shadow og layover kart, beregnet med andre og mer anerkjente algoritmer, er det vanskelig å gjøre noen kvalitetsvurdering av resultatet. Likevel anses metoden som brukbar til å estimere områder med SAR shadow og/eller layover.

5.2 Evaluering av de anvendte metoder og deres allmenngyldighet

I det følgende vil jeg gi en vurdering av i hvilken grad de brukte metoder har gitt svar på de to hovedspørsmålene i problemstillingen: skiller egenskapene ved skredavsetningene seg så mye fra områdene rundt, og er innsynet til skredavsetningene med SAR så bra at SAR kan være egnet til deteksjon av snøskred?

Det er også naturlig å gjøre noen betraktninger rundt resultatenes relevans og allmenngyldighet. Det sentrale spørsmålet er i hvilken grad resultatene fra feltarbeidet i

Ryggfonn og fra testområdet for den digitale terrengmodellen i Myrkdalen gjelder også andre steder.

5.2.1 Metoder for vurdering av snødekkets egenskaper

Ved bruk av volumberegning og graving av snøprofiler har jeg vist at det er vesentlige forskjeller i snødybde og struktur på overflaten og i snødekket, mellom skredavsetningene og områdene rundt. Det kreves imidlertid ytterligere arbeider før man kan si noe konkret om variasjon i tetthet, innhold av fritt vann, temperatur, hardhet og snøkrystallenes form og kornstørrelse. Disse parameterne synes mindre stabile enn snødybde og struktur over tid, og det kreves gjentatte målinger for å kunne si noe om hvordan de utvikles og om det er forskjell i utviklingen i og utenfor skredavsetningene.

Resultatene fra skredavsetningene i Ryggfonn vil trolig være representative også for andre skredavsetninger. Strukturendringen i snødekket skyldes kreftene snøen i skredavsetningen har vært utsatt for under selve skredet og selv om de kan variere i styrke, vil de alltid være tilstede. Den markerte økningen i snødybde kan naturlig nok variere noe fra skredavsetning til skredavsetning. Den vil trolig også være mindre uttalt enn i resultatene fra volumberegningen hvor man ser summen av avsetningene fra to skred. Men det vil alltid være en vesentlig økning i snødybde og volum, ettersom et snøskred tilfører snø til utløpsområdet i form av avsetningsmasse.

Hvor bratt og veldefinert økningen i snødybde er langs grensene til skredavsetningen vil trolig kunne variere med størrelse på skredet og om det er vått eller tørt. Skredbanens og utløpsområdets form kan også tenkes å ha betydning. Avgrensning blir trolig mer veldefinert der skredbanen følger en ravine slik den gjør i Ryggfonn. Dette bør undersøkes nærmere i andre skredbaner før man eventuelt bruker snødybde til å definere avgrensning til skredavsetningen.

5.2.2 Metoder for beregning av innsyn til skredavsetninger med SAR

Resultatene fra den digitale terrenganalysen viser at de beregnede skredavsetningene i Myrkdalen i all hovedsak ligger slik at de lar seg detektere med SAR dersom man benytter bildespor med stor insidensvinkel. Resultatene fra modellen for beregning av utløpsområder

varierer riktignok avhengig av oppløsningen på terrengmodellen som benyttes. Men denne variasjonen går hovedsakelig på antall skredbaner som blir beregnet og ikke på lokalisering av utløpsområdene fra de beregnede skredbanene. Den er i all hovedsak identisk, uavhengig av oppløsningen på terrengmodellen. Denne variasjonen vil dermed ha svært liten eller ingen innvirkning på beregningen av i hvilken grad det er innsyn til skredavsetningene med SAR.

Resultatene viser også at områdene som dekkes av SAR shadow og/eller layover varierer med terrengformenes eksposisjon. Spesielt i smale og dype daler i nord-sør retning vil dalbunnen sannsynlig være dekket av enten SAR shadow og/eller layover. Men ved å benytte ulike pass og bildespor kan man få innsyn ulike steder. Det er derfor trolig at man også i andre områder kan finne bildekonfigurasjoner som gir god dekningsgrad.

5.2.3 Vurdering av resultatene i forhold til tidligere studier

Ser man disse resultatene i sammenheng med tidligere studier beskrevet i kapittel 2.6, kan man ved våt snø anta at den endrede strukturen, med økt overflateruhet vil gi et kraftigere ekko fra skredavsetningen sammenliknet med områdene rundt der en stor andel av signalet speiles vekk. Ved tørr snø der radarsignalene penetrer snøpakka, vil strukturendringen derimot ha mindre betydning, mens endring i snødybden kan antas å gi økt faseforskjell ved InSAR. Men skredavsetningene dekker vanligvis relativt små areal som kun vil utgjøre noen få pixler i et SAR bilde. Refleksjonen av radarsignalet er også som beskrevet svært komplekst. Det påvirkes av en rekke faktorer, noe som gjør det vanskelig å skille hva som er hva på pixelnivå. Skredavsetningenes plassering i bunnen av fjellsider kan også tenkes å ha betydning, ved at signalet i gitte situasjoner speiles av fjellsidene. For eksempel kan det tenkes at ekko fra våt snø utenfor skredavsetningene, som i utgangspunktet speiles vekk, treffer fjellsidene og dermed likevel reflekteres tilbake til sensoren. Dette vil kunne bidra til å redusere forskjellene mellom skredavsetninger og områdene rundt, og dermed gjøre de vanskelig å skille.

Flere av resultatene beskrevet i kapittel 2.6 (Guneriusen et al. 1996; Koskinen et al. 1997; Guneriusen et al. 2001), baserer seg også på data fra SAR sensoren på ERS satellitten. Denne har en insidensvinkel på kun 23° midt i bildesporet, tilsvarende insidensvinkelen på Envisat ASAR IS2. Som beskrevet i Buchroithner (1995) og vist i den digitale terrenganalysen er

bilder tatt med så liten insidensvinkel mindre egnet til deteksjon av snøskred på grunn av de store områdene med overlay.

I områder med våt snø er det imidlertid i et teoretisk studie vist at man kan oppnå tilsvarende resultat med større insidensvinkel (Baghdadi et al. 1999), mens den samme forskergruppen i senere studier konkluderer med at det oppnås best resultater med lav insidensvinkel (Baghdadi et al. 2000). Økt insidensvinkel vil teoretisk øke faren for at vekkspeilede ekko reflekteres fra omkringliggende fjell.

I tørr snø der det benyttes InSar er det også benyttet data fra ERS satellittene (Gunteriusen et al. 2001), med de begrensninger det medfører. Det er også vist at man kan benytte data fra Envisat satellitten til å beregne SWE med tilsvarende teknikk (Larsen et al. 2005). Men også da er det brukt bilder med lav insidensvinkel fra bildespor IS 1 og IS 2.

5.2.4 Videre forskning

Som beskrevet er det flere usikkerhetsmomenter knyttet til mulighetene for deteksjon av snøskred ved bruk av SAR. Men ettersom skredavsetningene skiller seg vesentlig fra snødekket rundt, både i snødybde og struktur, og man ved bruk av stor insidensvinkel har innsyn til de fleste utløpsområdene vil det være interessant å undersøke mulighetene for bruk av SAR nærmere.

I hovedsak er det viktig å finne ut om SAR er i stand til å skille ut variasjonene i snødekket over så små områder som en skredavsetning utgjør, og om det lar seg gjøre å bruke tilsvarende metoder med større insidensvinkler for å få bedre innsyn i områder med stort vertikalt relieff. Det bør også undersøkes nærmere hvordan skredavsetningene utvikler seg over tid sammenliknet med områdene rundt og i hvilken grad man har innsyn til skredavsetningen også i mer alpint terreng enn i testområdet.

Flere av disse spørsmålene vil man trolig snart få svar på gjennom eksisterende forskningsaktivitet. Men de spørsmål som går eksplisitt på kartlegging av skredavsetninger, må testes ut ved å sammenlikne et SAR bilde mot kjente skred. Med et stadig økende antall SAR bilder tatt over Norge vinterstid, vil dette trolig snart kunne la seg gjøre.

6 Konklusjon

Den teoretiske gjennomgangen av mulighetene for kartlegging av snøskred som har gått ved bruk av satellittfjernanalyse, viser at optiske sensorer er lite egnede. Disse er avhengig av dagslys og en tilnærmet skyfri himmel, noe som setter svært store begrensninger.

SAR sensorer har derimot muligheter for å ta bilder uavhengig av skydekke og tid på døgnet, og anses som langt mer interessante. Flere tidligere studier har vist at SAR kan benyttes til å kartlegge områder med våt snø. Det er også vist at man i områder med tørr snø kan kartlegge endringer i snødybde og/eller tetthet ved bruk interferometrisk SAR. Innen vannkraftindustrien jobbes det mye med å finne metoder for kartlegging av SWE direkte ved bruk av SAR. SAR har imidlertid vesentlige begrensninger i terreng med stort vertikalt relieff. På grunn av SAR geometrien utsettes bildene for topografiske effekter, hvor shadow og layover er de mest alvorlige.

I feltarbeidet er det vist at skredavsetningene skiller seg vesentlig fra områdene rundt ved en markert økning i snødybde, økt overflate ruhet og manglende struktur/lagdeling i snøpakka. Det er store variasjoner i snøens tetthet. I ”gamle” skredavsetninger er tettheten større enn i områdene rundt, mens ”ferske” skredavsetninger har omtrent samme tetthet som i områdene rundt. Årsaken til dette er ukjent og det er behov for nærmere undersøkelser av skredavsetningenes utvikling over tid i forhold til områdene rundt.

Den digitale terrengeanalysen viser at over 97 % av skredavsetningene i testområdet i Myrkdalen i Hordaland ligger slik at man har innsyn med SAR, dersom man bruker stor insidensvinkel eller kombinerer ulike pass. Skredavsetningene er da antatt avsatt i utløpsområdet, definert som området mellom punktet i skredbanen der helningsvinkelen er 10° og maksimal utløpslengde beregnet med NGIs topografisk/statistiske modell.

På bakgrunn av disse resultatene, bør SAR anses som interessant for å kartlegge snøskred som har gått. Det er imidlertid flere områder som da må undersøkes nærmere. Disse er først og fremst:

- Den romlige oppløsningen til SAR i dalbunner. Kan man skille forskjellene i struktur og snødybde over så små områder som en skredavsetning utgjør?

- Insidensvinkel. Kan man oppnå samme resultater for kartlegging av snødekket ved bruk av større insidensvinkler?
- Skredavsetningenes utvikling over tid i forhold til områdene rundt
- Dekningsgraden i andre områder. I hvor stor andel av skredavsetningene har man innsyn med SAR dersom terrenget er mer alpint enn i testområdet?

Referanser

- Andersen, Ø., Brånå, G. og Lønnum, S. E. (1991). Fotogrammetri. Bekkestua, Nki.
- Atkins, D. (1997). Avalanche deaths in the United States 1970/71 - 1996/97.
- Baghdadi, N., Fortin, J. P. og Bernier, M. (1999). "Accuracy of wet snow mapping using simulated Radarsat backscattering coefficients from observed snow cover characteristics." International Journal of Remote Sensing **20**(10): 2049-2068.
- Baghdadi, N., Gauthier, Y., et al. (2000). "Potential and limitations of RADARSAT SAR data for wet snow monitoring." Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing **38**(1): 316-320.
- Buchroithner, M. F. (1995). Problems of Mountain Hazard Mapping Using Spaceborne Remote-Sensing Techniques. Natural Hazards: Monitoring and Assessment Using Remote Sensing Technique. **15**: 57-66.
- Burrough, P. A. og McDonnell, R. (1998). Principles of geographical information systems. Oxford, Oxford University Press.
- Campell_Scientific_Ltd (2005). Using thermistor temperature sensors with campell scientific dataloggers. Technical note 15-95AS.
- Canadian_Space_Agency (2006). Radarsat-2 Brochure.
- Colbeck, S. C., Akitaya, E., et al. (1990). The international classification for seasonal snow on the ground. Boulder, CO, World Data Center A for Glaciology U. of Colorado.
- Elachi, C. (1988). Spaceborne radar remote sensing : applications and techniques. New York, IEEE Press.
- ESRI (2006). ArcGIS 9.2 Desktop Help.
- European_Space_Agency (2002). Envisat ASAR Product Handbook, ESA.
- Fenwal_Electronics_Incorporated (1994). Standard Prdoduct Catalog: 79.
- Forsythe, K. W. og Wheate, R. D. (2003). "Utilization of Landsat TM and digital elevation data for the delineation of avalanche slopes in Yoho National Park (Canada)." Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing **41**(11): 2678-2682.
- Gamma_remote_sensing (2006). Gamma SAR and interferometry software.
- Guneriussen, T. (1997). "Backscattering properties of a wet snow cover derived from DEM corrected ERS-1 SAR data." International Journal of Remote Sensing **18**(2): 375-392.

Guneriussen, T. (1998). Snow characteristics in mountainous areas as observed with synthetic aperture radar (SAR) instruments. Tromsø, Norut Information Technology : Faculty of Science Department of Physics University of Tromsø.

Guneriussen, T., Hogda, K. A., et al. (2001). "InSAR for estimation of changes in snow water equivalent of dry snow." Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing **39**(10): 2101-2108.

Guneriussen, T., Johnsen, H. og Sand, K. (1996). "DEM corrected ERS-1 SAR data for snow monitoring." International Journal of Remote Sensing **17**(1): 181-195.

Hutchinson, M. F. (1989). "A New Procedure for Gridding Elevation and Stream Line Data with Automatic Removal of Spurious Pits." Journal of Hydrology **106**(3-4): 211-232.

Konig, M., Winther, J. G. og Isaksson, E. (2001). "Measuring snow and glacier ice properties from satellite." Reviews of Geophysics **39**(1): 1-27.

Koskinen, J. T., Pulliainen, J. T. og Hallikainen, M. T. (1997). "The use of ERS-1 SAR data in snow melt monitoring." Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing **35**(3): 601-610.

Kravtsova, V. I. og Bondareva, T. A. (1993). "Mapping the avalanche hazard for mountainous areas of Afghanistan." Mapping Sciences and Remote Sensing **30**(2): 137 -150.

Kristensen, K. (1998). A survey of snow avalanche accidents in Norway. 25 years of snow avalanche research, Voss, Norwegian geotechnical institute.

Kropatsch, W. G. og Strobl, D. (1990). "The Generation of Sar Layover and Shadow Maps from Digital Elevation Models." Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing **28**(1): 98-107.

Landrø, M. (2002). Skredfare : snøskred, risiko og redning. Bergen, Featureforlaget.

Larsen, Y., Malnes, E. og Engen, G. (2005). Retrieval of snow water equivalent with Envisat ASAR in a Norwegian hydropower catchment.

Lewis, A. J. og Henderson, F. M. (1998). Principles and applications of imaging radar.

Lied, K. (1998). Snow avalanche experience through 25 years at NGI. 25 years of snow avalanche research, Voss, Norwegian geotechnical institute.

Lied, K. og Bakkehøi, S. (1980). "Empirical calculations of snow-avalanche run-out distance based on topographic parameters." Journal of Glaciology **26**(94): 165-177.

Lied, K. og Kristensen, K. (2003). Snøskred : håndbok om snøskred. Nesbru [Oslo], Vett & viten : I samarbeid med NGI Norges geotekniske institutt.

Lillesand, T. M. og Kiefer, R. W. (2000). Remote sensing and image interpretation. New York, Wiley.

- Matzler, C. (1996). "Microwave permittivity of dry snow." Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing **34**(2): 573-581.
- McClung, D. og Schaerer, P. (1993). The avalanche handbook. Seattle, Wash., Mountaineers.
- Miller, D. A., Adams, E. E., et al. (2003). "Preliminary experimental evidence of heating at the running surface of avalanching snow." Cold Regions Science and Technology **37**(3): 421-427.
- NGU (2007). Skrednett - Forsvarets snøskredkart.
- PCI_Geomatics (2005). Technical Specifications -Radar module.
- Rees, W. G. (2000). "Simple masks for shadowing and highlighting in SAR images." International Journal of Remote Sensing **21**(11): 2145-2152.
- Shi, J. C. og Dozier, J. (1997). "Mapping seasonal snow with SIR-C/X-SAR in mountainous areas." Remote Sensing of Environment **59**(2): 294-307.
- Shi, J. C., Dozier, J. og Rott, H. (1993). Deriving snow liquid water content using C-band polarimetric SAR. IGARSS '93. 'Better Understanding of Earth Environment', International, Tokyo Japan.
- Shi, J. C., Dozier, J. og Rott, H. (1994). "Snow Mapping in Alpine Regions with Synthetic-Aperture Radar." Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing **32**(1): 152-158.
- Tiuri, M. E., Sihvola, A. H., et al. (1984). "The Complex Dielectric-Constant of Snow at Microwave-Frequencies." Ieee Journal of Oceanic Engineering **9**(5): 377-382.
- Ulaby, F. T., Fung, A. K. og Moore, R. K. (1981). Microwave remote sensing : active and passive. Reading, Mass., Addison-Wesley.
- Vikhamar, D. og Solberg, R. (2003). "Subpixel mapping of snow cover in forests by optical remote sensing." Remote Sensing of Environment **84**(1): 69-82.

Vedlegg 1 AML for beregning av skredbaner og utløpsområder for snøskred

```
&select %:program%
  &when GRID
    &setvar continue := .TRUE.
    &otherwise
      &return Denne AMLen kan bare kjøres fra grid....
&end

&terminal 9999

&type
&type Dette er en AML som beregner avsetningsområder fra en DEM
&type Velg den DEMen du vil benytte
&type

&s ingrid = [getgrid]

&type Initaliserer variabler...
&call Cleanup
/*-----
/*   Identifiserer mulige løsneområder helning >30 deg
/*   Grupperer disse og eliminerer små løsneområder med
/*   (count GT antall celler)
/*   Åpner grafikkvindu og gjør klar til å beregne
/*   skredbaner fra løsneområdene
/*-----
%slopegrid% = SLOPE (%ingrid%, DEGREE)

%dirgrid% = FLOWDIRECTION(%ingrid%, #, FORCE)

%top_grid% = con(%slopegrid% > 30, %ingrid%)

%top_dir% = FLOWDIRECTION(%top_grid%)

%top_bas% = BASIN(%top_dir%)

%top_acc% = FLOWACCUMULATION(%top_dir%)

%srcarea% = con(%top_acc% == 0, %top_bas%)

%group_src% = REGIONGROUP(%srcarea%, #, EIGHT, WITHIN, #, NOLINK)

%big_src% = select(%group_src%, [QUOTE count GT 4])

%src_cell% = GRIDPOINT (%big_src%)

/* legger til xy koordinater i .pat (må gjøres fra arc)
q
ADDXY %src_cell% point
grid

/* Henter grid statistikk
&describe %ingrid%

/* kaller metode som åpner grafikkvindu og setter DEMen som bakgrunn
&call Set_envir
&if NOT %continue% &then
&return
```

```

/*-----
/*   Initialiserer filene skredbanene og avsetningene skal skrives til
/*   .txt filer med koordinat_par
/*-----

/*Initialiserer filene koordinatene for skredbanene og avsetningene skal
/*skrives til
&setvar txtfileb = %skredbaner%.txt
&setvar txtfilea = %skredavset%.txt

&setvar txtunitb = [open %txtfileb% openstatus -write]
&if %openstatus% <> 0 &then
&return &warning Error creating file %txtfileb%, status %openstatus%

&setvar txtunita = [open %txtfilea% openstatus -write]
&if %openstatus% <> 0 &then
&return &warning Error creating file %txtfilea%, status %openstatus%

/* Skriver hedding på filene
&setvar mylineb = ID XPOS YPOS Hoyde klasse
&setvar mylinea = ID XPOS YPOS Hoyde klasse alfa alfa_min

&setvar write [write %txtunitb% [QUOTE %mylineb%]]
&setvar write [write %txtunita% [QUOTE %mylinea%]]

/*-----
/*   cursor "mycur" løper gjennom alle startcellene/løsneområdene
/*   starter beregning for skredbanen
/*-----

CURSOR mycur DECLARE %src_cell% points ro
CURSOR mycur OPEN /*Åpne cursoren
CURSOR mycur FIRST /*Gå til første record

      &do &while %:mycur.aml$next% /*Så lenge det finnes flere records..

          &call skredbanel

CURSOR mycur NEXT /*Gå til neste record
&end /*cursor loop

CURSOR mycur CLOSE /*Lukk cursoren
CURSOR mycur REMOVE /*Slette objektet

/*-----
/*   Lukker outputfilene og avslutter programmet
/*-----

/*Lukker outputfilene
&if [close %txtunitb%] <> 0 &then
    &return &warning Unable to close %txtfileb%
&if [close %txtunita%] <> 0 &then
    &return &warning Unable to close %txtfilea%

&type ferdig!!!!

&return

```

```

/*-----
/*-----
/*      Metoder/rutiner for ulike operasjoner
/*-----
/*-----

/* -----
/*      Routine Set_envir
/* -----
&routine Set_envir

/* Åpner grafisk vindu og setter DEMen som bakgrunn
DISP 9999
MAPEX %ingrid%
IMAGE %ingrid%

UNITS PROJECTEDMAP
&return

/* -----
/*      routine skredbanel
/* -----
&routine skredbanel

/* lokale variabler i denne rutinen
&setvar cont := .TRUE.
&setvar xpos = %:mycur.X-COORD%
&setvar ypos = %:mycur.Y-COORD%
&setvar id = %:mycur.xsrc_cell#%
&setvar startx = %:mycur.X-COORD%
&setvar starty = %:mycur.Y-COORD%
&setvar startz = [show cellvalue %ingrid% %xpos% %ypos%]
&SETVAR minangle = 10 /*terrenghelning i betapunktet
LINECOLOR 2
ARROWSIZE 0.02

&DO &WHILE %cont%
    &setvar dirval = [show cellvalue %dirgrid% %xpos% %ypos%]
    &setvar zval = [show cellvalue %ingrid% %xpos% %ypos%]
    %starty% %startz%

    &call next_cell

    /* Sjekker om skredbanen går ut av griddet
    /* [TYPE <string>] gir typespesifikasjoner for en string
    /* se help for verdier. (-2 er real og -1 er integer)
    &if [TYPE %next_zval%] GT -1 &then
    &do
        &type kanten av griddet er nådd
        &setvar cont = .FALSE.
        &return
    &end

```



```

/* Sjekker at ikke alfavinkel < 18 grader
&call alfa_calc
&if %alfa% LE 18 &then
&do
    &type alfavinkel mindre enn 18 grader
    &setvar cont = .FALSE.
    &return
&end

/*Beregner helningen til neste celle
&setvar currangle := [CALC [ATAN [CALC %dz% / %d% ]] * 57.296]

&if %currangle% LE %minangle% &then
&do
    &type Betapkt er naad (terrenghelningen er: %minangle% grader)
    &call beta_calc
    &call skredavsetn
    &setvar cont = .FALSE.
    &return
&end

/* Dersom testene er OK skal man tegne og skrive til fil
/* Tegner ei linje fra pkt man står i til neste pkt
LINE %xpos% %ypos% %next_xpos% %next_ypos%

/* Skriver koordinatene til punktet man står i til txt.fil skredbane
&setvar myline = %id% %xpos% %ypos% %zval% skredbane
&setvar write [write %txtunitb% [QUOTE %myline%]]

/*Går til neste punkt
&setvar xpos = %next_xpos%
&setvar ypos = %next_ypos%

&END

&return

/*-----
/* Routine skredavsetn
/* Går celle for celle fra betapkt og beregner alfavinkel
/* stopper når alfa når alfa min = 0,96 beta - 1,4
/*-----
&routine skredavsetn

/* Lokale variabler i denne rutinen
&setvar cont := .TRUE.
&setvar alfa_min := [CALC 0.96 * %beta% - 1.4]
&type alfa_min er %alfa_min%

LINECOLOR 3
ARROWSIZE 0.02

/* Tegner linje fra forrige pkt
LINE %xpos% %ypos% %next_xpos% %next_ypos%

/*skrive pkt man står i alfa = beta
&setvar myline = %id% %xpos% %ypos% %zval% skredavsetn %beta% %alfa_min%
&setvar write [write %txtunita% [QUOTE %myline%]]
/*Initiell alfavinkel = betavinkel fordi de regnes fra samme pkt
/*Må beregne alfa for neste pkt nå for å kunne bruke samme rutine som inne
/*i løkka under

```

```

/*Alfa skrives i begynnelsen av løkka.
&call alfa_calc

/*Går til neste punkt
&setvar xpos = %next_xpos%
&setvar ypos = %next_ypos%
&setvar zval = %next_zval%

&DO &WHILE %cont%
/* Skriver koordinatene til punktet man står i til txt.fil avsetn
/* &type skriver aktuelt pkt til avsetn fil
&setvar myline = %id% %xpos% %ypos% %zval% skredavsetn %alfa%
%alfa_min%
&setvar write [write %txtunita% [QUOTE %myline%]]

&setvar dirval = [show cellvalue %dirgrid% %xpos% %ypos%]

&call next_cell

/* Sjekker om skredbanen går ut av gridet
/* [TYPE <string>] gir typespesifikasjoner for en string
/* se help for verdier. (-2 er real og -1 er integer)

&if [TYPE %next_zval%] GT -1 &then
&do
    &type kanten av gridet er nådd
    &setvar cont = .FALSE.
    &return
&end

/*Beregner alfavinkel
&call alfa_calc

/*sjekker om alfavinkelen er mindre enn alfa_min
&if %alfa% LE %alfa_min% &then
&do
    &type Max_utlopslengde er naad
    &setvar cont = .FALSE.
    &return
&end

/* Sjekker at ikke alfavinkel < 18 grader
&if %alfa% LE 18 &then
&do
    &type alfavinkel mindre enn 18 grader
    &setvar cont = .FALSE.
    &return
&end

/* Dersom testene er OK skal man tegne og skrive til fil
/* Tegner linje fra pkt man står i til neste pkt
/* &type tegner linje til next_pkt
LINE %xpos% %ypos% %next_xpos% %next_ypos%

/*Går til neste punkt
&setvar xpos = %next_xpos%
&setvar ypos = %next_ypos%
&setvar zval = %next_zval%

&END
&return

```

```

/*-----
/*  Routine alfa_calc
/*  Beregner alfa-vinkelen
/*  vinkelen mellom startpunktet for skredet og punktet man skal til
/*-----
&routine alfa_calc

    &setvar a_dz := %startz% - %next_zval%
    &setvar a_dx := %next_xpos% - %startx%
    &setvar a_dy := %next_ypos% - %starty%
    &setvar a_dxy := [SQRT [CALC %a_dx% * %a_dx% + %a_dy% * %a_dy%]]
    &setvar alfa := [CALC [ATAN [CALC %a_dz% / %a_dxy%]] * 57.296]

    /*    &type a_dz er %a_dz%
    /*    &type a_dxy er %a_dxy%
    /*    &type alfa vinkelen er %alfa%

&return

```

```

/*-----
/*  Routine beta_calc
/*  Beregner beta-vinkelen.
/*  Vinkelen mellom 10graders punktet og startpunktet
/*-----
&routine beta_calc

    &type startx har verdien %startx%
    &type starty har verdien %starty%
    &type startz har verdien %startz%
    &type xpos har verdien %xpos%
    &type ypos har verdien %ypos%
    &type betaz har verdien %zval%

    &setvar b_dz := %startz% - %zval%
    &setvar b_dx := %xpos% - %startx%
    &setvar b_dy := %ypos% - %starty%
    &setvar b_dxy := [SQRT [CALC %b_dx% * %b_dx% + %b_dy% * %b_dy%]]
    &setvar beta := [CALC [ATAN [CALC %b_dz% / %b_dxy%]] * 57.296]

    &type b_dz er %b_dz%
    &type b_dxy er %b_dxy%
    &type beta vinkelen er %beta%

&return

```

```

/*-----
/* Routine next_cell
/* Beregner posisjonen til neste celle
/* basert på dirgridet
/*-----
&routine next_cell

/* Beregner koordinatene til neste celle
  &if %dirval% EQ 1 &then
    &do
      &setvar next_xpos = %xpos% + %grd$dx%
      &setvar next_ypos = %ypos%
      &setvar d := %grd$dx%
    &end
  &else &if %dirval% EQ 2 &then
    &do
      &setvar next_xpos = %xpos% + %grd$dx%
      &setvar next_ypos = %ypos% - %grd$dy%
      &setvar d := [CALC 1.414214 * %grd$dx%]
    &end
  &else &if %dirval% EQ 4 &then &do
    &setvar next_ypos = %ypos% - %grd$dy%
    &setvar next_xpos = %xpos%
    &setvar d := %grd$dx%
  &end
  &else &if %dirval% EQ 8 &then
    &do
      &setvar next_xpos = %xpos% - %grd$dx%
      &setvar next_ypos = %ypos% - %grd$dy%
      &setvar d := [CALC 1.414214 * %grd$dx%]
    &end
  &else &if %dirval% EQ 16 &then &do
    &setvar next_xpos = %xpos% - %grd$dx%
    &setvar next_ypos = %ypos%
    &setvar d := %grd$dx%
  &end
  &else &if %dirval% EQ 32 &then
    &do
      &setvar next_xpos = %xpos% - %grd$dx%
      &setvar next_ypos = %ypos% + %grd$dy%
      &setvar d := [CALC 1.414214 * %grd$dx%]
    &end
  &else &if %dirval% EQ 64 &then &do
    &setvar next_ypos = %ypos% + %grd$dy%
    &setvar next_xpos = %xpos%
    &setvar d := %grd$dx%
  &end
  &else &if %dirval% EQ 128 &then
    &do
      &setvar next_xpos = %xpos% + %grd$dx%
      &setvar next_ypos = %ypos% + %grd$dy%
      &setvar d := [CALC 1.414214 * %grd$dx%]
    &end

  /* Get elevation in next cell
  &setvar next_zval := [show cellvalue %ingrid% %next_xpos%
  %next_ypos%]
  &setvar dz := %zval% - %next_zval%
  /*&type next_cell verdier x y z er: %next_xpos% %next_ypos%
  /*%next_zval%

&return

```

```

/*-----
/*      Routine cleanup
/*      initialiserer variabler
/*-----
&routine Cleanup
/* &messages &off

&if NOT [VARIABLE slopegrid] &then
    &setvar slopegrid := xxslope
    &if [EXISTS %slopegrid% -GRID] &then
        KILL %slopegrid% ALL

&if NOT [VARIABLE dirgrid] &then
    &setvar dirgrid := xxdir
    &if [EXISTS %dirgrid% -GRID] &then
        KILL %dirgrid% ALL

&if NOT [VARIABLE top_grid] &then
    &setvar top_grid := xxtop_grid
    &if [EXISTS %top_grid% -GRID] &then
        KILL %top_grid% ALL

&if NOT [VARIABLE top_dir] &then
    &setvar top_dir := xxtop_dir
    &if [EXISTS %top_dir% -GRID] &then
        KILL %top_dir% ALL

&if NOT [VARIABLE top_bas] &then
    &setvar top_bas := xxtop_bas
    &if [EXISTS %top_bas% -GRID] &then
        KILL %top_bas% ALL

&if NOT [VARIABLE top_acc] &then
    &setvar top_acc := xxtop_acc
    &if [EXISTS %top_acc% -GRID] &then
        KILL %top_acc% ALL

&if NOT [VARIABLE srcarea] &then
    &setvar srcarea := xxsrcarea
    &if [EXISTS %srcarea% -GRID] &then
        KILL %srcarea% ALL

&if NOT [VARIABLE src_cell] &then
    &setvar src_cell := xxsrc_cell
    &if [EXISTS %src_cell% -COVER] &then
        KILL %src_cell% ALL

&if NOT [VARIABLE group_src] &then
    &setvar group_src := xxsgroup_src
    &if [EXISTS %group_src% -COVER] &then
        KILL %group_src% ALL

&if NOT [VARIABLE big_src] &then
    &setvar big_src := xxbig_src
    &if [EXISTS %big_src% -COVER] &then
        KILL %big_src% ALL

&if NOT [VARIABLE skredbaner] &then
    &setvar skredbaner := x25skredbaner
    &if [EXISTS %skredbaner% -COVER] &then
        KILL %skredbaner% ALL

```

```
&if NOT [VARIABLE skredavset] &then
    &setvar skredavset := x25skredavset
    &if [EXISTS %skredavset% -COVER] &then
        KILL %skredavset% ALL
```

```
/* &messages &on
&return
```

```
/*-----
```

Vedlegg 2 Program for temperaturlogger Campell CR 10X

;{CR10}

;Måler signal og beregner resistans (kohm) på 12 termistorer type Fenwall 192-103LET-A01
hvert minutt

;Lagrer middelvei av resultatene (kohm) hver 2 time

*Table 1 Program ; Måleintervall: 60 sekunder

01: 10 Execution Interval (seconds)

1: Excite-Delay (SE) (P4) ; Måler signal fra 12 termistorer

1: 12 Reps
2: 4 250 mV Slow Range
3: 1 SE Channel
4: 1 Excite all reps w/Exchan 1
5: 10 Delay (units 0.01 sec)
6: 2000 mV Excitation
7: 1 Loc[Res_kohm]
8: .0005 Mult
9: 0 Offset

2: BR Transform $Rf[X/(1-X)]$ (P59) ; Regner om til resistans i kilohm

1: 12 Reps
2: 1 Loc [Res_kohm]
3: 330 Multiplier (Rf) ; Referansemotstand = 330 kilohm

3: If time is (P92) ; Sluttlagring hver 2 time (flag 0 høyt)

1: 0 Minutes (Seconds --) into a
2: 120 Interval (same units as above)
3: 10 Set Output Flag High (Flag 0)

4: Set Active Storage Area (P80) ; Parameter 1: Array ID (=1)

1: 1 Final Storage Area 1
2: 1 Array ID

5: Real Time (P77) ; Parameter 2-4: År, dag og tid

1: 1110 Year,Day,Hour/Minute (midnight = 0000)

6: Internal Temperature (P17)

1: 21 Loc [int_temp]

7: Batt Voltage (P10)

1: 22 Loc [batt_volt]

8: Average (P71)

1: 2 Reps
2: 21 Loc [int_temp]

9: Sample (P70)

1: 10 Reps

2: 1 Loc [Res_kohm]

10: Serial Out (P96)

1: 71 SM192/SM716/CSM1

*Table 2 Program

01: 0.0000 Execution Interval (seconds)

*Table 3 Subroutines

End Program

-Input Locations-

1 Res_kohm 5 2 2

2 Res_2 9 1 1

3 Res_3 9 1 1

4 Res_4 9 1 1

5 Res_5 9 1 1

6 Res_6 9 1 1

7 Res_7 9 1 1

8 Res_8 9 1 1

9 Res_9 9 1 1

10 Res_10 9 1 1

13 Res_11 9 0 1

14 Res_12 17 0 1

15 Res_7 9 0 1

16 Res_8 9 0 1

17 Res_9 9 0 1

18 Res_10 9 0 1

19 Res_11 9 0 1

20 Res_12 17 0 1

21 int_temp 1 1 1

22 batt_volt 1 1 1

23 _____ 0 0 0

24 _____ 0 0 0

25 _____ 0 0 0

26 _____ 0 0 0

27 _____ 0 0 0

28 _____ 0 0 0

29 _____ 0 0 0

30 _____ 0 0 0

7 Res_7 9 0 1

8 Res_8 9 0 1

9 Res_9 9 0 1

10 Res_10 17 0 1

11 Res_11 9 1 1

12 Res_12 17 1 1

-Program Security-

0

0

0

-Mode 4-

-Final Storage Area 2-

0

-CR10X ID-

0

-CR10X Power Up-

0

Vedlegg 3 Koblingskjema for temperaturlogger Campbell CR 10X

